UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

1360190527

95INPL004N

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CMJ1993 GALY, A.

Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité Géosciences

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

par

Albert Galy

Etude géochimique de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne

Soutenue publiquement le 11 janvier 1999 devant la Commission d'Examen

Président du Jury	M. Chaussidon	Directeur de Recherche, CRPG-CNRS, Nancy
Rapporteurs	F. Chabaux	Professeur, Université Louis Pasteur, CGS, Strasbourg
	B. Dupré	Directeur de Recherche, LMTG-CNRS, OMP, Toulouse
Directeur de thèse	C. France-Lanord	Directeur de Recherche, CRPG-CNRS, Nancy
Examinateurs	S. Krishnaswami	Professeur, Physical Res. Lab., Ahmedabad (INDE)
	P. Molnar	Professeur, Massachusetts Inst. of Tech., Cambridge (USA)
	M.R. Palmer	Professeur, Imperial College, Londres (GB)

Avant Propos

Le 21 Juillet 1969, Neil Armstrong posait, pour la première fois dans l'Histoire de l'humanité, le pied sur la Lune. Le même jour, quatre pyrénéistes, Louis Audoubert, Guy Panozzo, Albert Pradal et Monique Rouch étaient les premiers à réussir l'ascension du M7, sommet de 6224 mètres dans le Wakhan, une des vallées de l'Hindou Kouch (Rouch et Audoubert, 1976). Monique Rouch et Louis Audoubert sont ma tante et mon oncle et leur première incartade sur les pentes des montagnes asiatiques a initié un incessant aller et retour familial en Himalaya depuis lors.

Les récits des expéditions, les photos et les films ramenées ainsi que les alpinistes de toutes nations qui passèrent au « Petit bateau » - la maison familiale - contribuèrent à créer une atmosphère véritablement magique pour un enfant et qui plaçait les montagnes himalayennes au même rang que la conquête spatiale, à ceci près qu'aller en Himalaya est plus facile que de marcher sur la lune. C'est ainsi qu'à la première occasion d'aller dans ces contrées, je n'ai pas hésité une seconde et ai sauté dans le premier avion pour le Tadjikistan.

Mon environnement familial a donc inconsciemment joué pour le choix du terrain d'étude de cette thèse plus qu'une décision mûrement réfléchie sur la base de critères objectifs. Cependant, j'aurai pu tout aussi bien me passionner pour la flore et la faune, l'histoire, les langues et autres caractéristiques sociologiques de ces pays. J'ai sûrement été envoûté par les récits rocailleux d'Haroun Tazieff, ébloui par les images des fonds marins du Commandant Cousteau et intrigué par les gigantesques étendues blanches parcourues par Paul Émile Victor, comme la plupart des étudiants qui se sont orientés vers la géologie. Cependant, mon environnement familial a, là encore, bien plus fortement contribué à mon intérêt pour la géologie. La participation de Jean Galy, mon grand-père, à de nombreuses explorations spéléologiques a sûrement éveillé un intérêt particulier à l'étude des roches et de leur altération. Plutôt que de faire de la botanique, de l'histoire de l'art ou de la théologie en Himalaya, je me suis donc orienté vers l'étude de la géologie de

la chaîne himalayenne. Cela n'a pas été sans embûche et il a fallu un concours de circonstance, en particulier le retard de la livraison de la sonde ionique IMS 1270, pour que je sois amené à concilier la récente passion familiale pour l'Himalaya avec sa tradition bien plus ancienne : la batellerie et le transport sur des fleuves de montagne.

Conscient de la chance d'avoir eu une telle histoire et tradition familiale, ce mémoire n'aurai sûrement pas vu le jour sans ma famille. J'espère que la lecture de ces quelques pages ne sera pas trop douloureuse aux montagnards et je tiens ici à les rassurer tout de suite : les montagnes s'érodent, engendrant parfois la douleur des hommes - la mémoire de la disparition tragique d'Albert est là pour nous le rappeler - mais suffisamment lentement pour que nous puissions continuer à en apprécier leur beauté.

Avertissement

Il est aisé, je l'avoue, d'aller ramassant du sable et des pierres, d'en remplir ses poches et son cabinet et de se donner avec cela les airs d'un naturaliste: mais ceux qui s'attachent et se bornent à ces sortes de collections sont pour l'ordinaire de riches ignorants qui ne cherchent à cela que le plaisir de l'étalage. Pour profiter dans l'étude des minéraux, il faut être chimiste et physicien; il faut faire des expériences pénibles et coûteuses, travailler dans des laboratoires, dépenser beaucoup d'argent et de temps parmi le charbon, les creusets, les fourneaux, les cornues, dans la fumée et les vapeurs étouffantes, toujours au risque de sa vie et souvent au dépens de sa santé. De tout ce triste et fatigant travail résulte pour l'ordinaire beaucoup moins de savoir que d'orgueil, et où est le plus médiocre chimiste qui ne croie pas avoir pénétré toutes les grandes opérations de la nature pour avoir trouvé, par hasard peut-être, quelques petites combinaisons de l'art?

Septième promenade, 1777
Les rêveries du promeneur solitaire
Jean-Jacques ROUSSEAU

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier François Chabaux et Bernard Dupré, qui ont eu la laborieuse tâche d'être rapporteur de ce travail. Le « poids » du manuscrit est suffisamment éloquent pour qu'il soit assez aisé de comprendre combien je leur sais gré d'avoir accepté de juger ce travail. Je remercie aussi vivement Peter Molnar, Martin Palmer et S. Krishnaswami pour l'intérêt qu'ils ont témoigné envers mon travail en acceptant d'être examinateur d'une thèse écrite en grande partie dans une langue étrangère.

Marc Chaussidon a essayé de m'entraîner sur des pentes moins raides que celles de l'Himalaya. Les aléas et circonvolutions que suivent les financements publics m'ont inexorablement ramené sur des terrains himalayens. J'espère qu'il ne les a pas trouvés trop glissants et le remercie pour m'avoir apporté une vision plus « galactique » de la chaîne himalayenne.

Christian France-Lanord me supporte, dans le « bon » sens du terme, depuis plus de 8 ans. Il a bien essayé de s'y soustraire pendant un an en traversant l'Atlantique, mais il a ouvert toute grande sa maison d'adoption à chaque fois que je l'ai souhaitée. Il m'est difficile de dire, en ces quelques lignes, combien ce travail lui doit. Un grand Merci.

Je risque certainement d'oublier du monde si je commence à énumérer l'ensemble des personnes qui ont participé de près ou de loin à ce mémoire, principalement au CRPG, mais aussi à l'Université de Cornell, de Grenoble, de Lyon et au Népal, sans compter les multiples discussions dans des halls de congrès. Tout est également important pour que les rouages de la recherche fonctionnent, que ce soit l'idée de génie, ou l'explication laborieuse d'un éminent chercheur à la maintenance la plus simple qui assure le niveau de technicité suffisant à la recherche scientifique, sans oublier les discussions mémorables entre étudiants à la cafétéria du laboratoire ou dans des lieux moins respectables à des heures tardives. Je tiens à leur témoigner collectivement toute ma reconnaissance.

Cette thèse a bénéficié du soutien financier de l'ensemble des lorrains, à travers la Région Lorraine et du soutien moral de certains. Je les en remercie vivement. Le CNRS, grâce à son accueil dans un de ses laboratoires, son co-financement mais aussi ses programmes de recherche a rendu possible ce travail.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS P 5
AVERTISSEMENT P 7
REMERCIEMENTS P 9
TABLE DES MATIÈRES P 11
TABLE DES FIGURES P 17
TABLE DES TABLEAUX P 22

INTRODUCTION GÉNÉRALE P 25

CHAPITRE I : LES OBJETS

I-1) La géographie des bassins étudiés P 37

I-2) Le réseau hydrographique P 40
I-2-1) La partie Ouest : Indus-Sutlej P 40
I-2-2) La partie Est : Gange-Brahmapoutre P 41
I-2-2-1) Le bassin du Gange P 43
I-2-2-2) Le bassin du Brahmapoutre P 45
I-2-3) Répartition saisonnière de débits P 46

I-3) La répartition des précipitations P 49
I-3-1) Dans le bassin P 49
I-3-2) Suivant les saisons P 50

I-4) La charge solide des rivières P 52
I-4-1) Mode de mesure P 52
I-4-2) Comparaison et discussion des données disponibles P 52

I-5) L'échantillonnage réalisé P 58
I-5-1) Les bassins étudiés P 58
I-5-2) Mode de prise d'échantillons P 65

CHAPITRE II : LES MÉTHODES

II-1) Séparation granulométrique P 69

II-2) Analyse minéralogique P 69

II-3) Les détecteurs P 70
II-3-1) ICP AES & MS P 70
II-3-2) Chromatographie phase liquide P 72
II-3-3) Colorimétrie P 72
II-3-4) Absorption atomique P 73
II-3-5) Spectrométrie de masse P 73
II-3-5-1) Spectrométrie de masse source solide P 74
II-3-5-2) Spectrométrie de masse source gazeuse P 83

II-4) Les modes opératoires P 85
II-4-1) ICP AES & MS P 85
II-4-2) COLORIMÉTRIE ET ABSORPTION ATOMIQUE. P 89
II-4-3) Balance ionique déterminée par Chromatographie Ionique P 92
II-4-4) Mise en solution des éléments en vue de la mesure par thermo-ionisation. P 94
II-4-4-1) Séparation de Rb, Sr, Sm et Nd avant mesure au TIMS P 94
II-4-4-2) Blancs des mises en solutions pour le Rb, Sr, Sm et Nd P 98
II-4-4-3) Vérification des séparations lors des analyses au TIMS. P 101
II-4-5) Nature des minéraux lessivés par attaque ménagée. P 103
II-4-6) Mesure des compositions isotopques en H, C et O des eaux P 105
II-4-7) Mesure des compositions isotopiques en C et O des carbonates P 108
II-4-8) Mesure des compositions isotopiques en H et O des silicates P 110

CHAPITRE III : L'ETAT INITIAL

III-1) Le Transhimalaya et la zone de suture p 118
III-1-1) Contexte général P 118
III-1-2) Structuration P 121

III-2) La Chaîne Himalayenne *s.s.* P 121
III-2-1) Compositions des différentes unités structurales P 122
III-2-1-1) L'Himalaya téthysien ou Himalaya du Tibet (TSS) P 122
III-2-1-2) Le Haut Himalaya Cristallin ou Dalle du Tibet (HHC) P 123
III-2-1-3) Le Moyen Pays (LH) P 124
III-2-1-4) Les Siwaliks P 125
III-2-2) Structuration de la chaîne himalayenne P 125
III-2-3) Distribution du métamorphisme dans la chaîne himalayenne P 128

III-3) Géochimie comparée des formations himalayennes P 129

III-4) Géochimie isotopique des différentes formations himalayennes p 132
III-4-1) Composition isotopique du Trans-himalaya et de la suture ophiolitique P 132
III-4-2) Composition isotopique des TSS P 135
III-4-3) Composition isotopique du HHC P 136
III-4-4) Composition isotopique du LH P 139
III-4-5) Composition isotopique des Siwaliks P 141

III-5) Bilan isotopique d'un mélange de formations himalayennes p 142

III-6) Traçage isotopique des carbonates p 146
III-6-1) Le Strontium P 146
III-6-2) Les isotopes stables ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) P 149
III-7) δD et $\delta^{18}O$ des phyllosilicates P 152

III-8) L'apport atmosphérique P 159
III-8-1) Les isotopes stables (O et H). P 161
III-8-1-1) L'évaporation P 161
III-8-1-2) La continentalité P 163
III-8-1-3) L'altitude et la température P 165
III-8-1-4) L'effet de la quantité et origine des masses nuageuses P 167
III-8-1-5) Apport des compositions isotopiques (O et H) des précipitations pour notre étude P 170
III-8-2) Composition chimique des précipitations P 171
III-8-2-1) Estimation de la proportion marine des éléments P 172
III-8-2-2) Variabilité et relation avec le $\delta^{18}O$ P 172
III-8-3) La composition du Sr dissous. P 176
III-8-4) Les facteurs d'enrichissement. P 181
III-8-5) Conclusion sur la chimie des précipitations P 188

III-9) Conclusion du Chapitre III p 190

CHAPITRE IV : L'ÉROSION CHIMIQUE DE LA CHAÎNE HIMALAYENNE

IV-1) Les processus d'altération dans le bassin du Gange-Brahmapoutre et le flux d'alcalinité P 198

Weathering Processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget, Albert Galy and Christian France-Lanord, Chemical Geology, *sous presse*

1. Introduction P 200
2. Hydrology and Geology of the Ganges-Brahmaputra basin P 203
3. Sampling and analyses P 205
4. Results P 206
5. Discussion P 208
5.1 Atmospheric input and anthropogenic effects. P 208
5.2 Weathering processes : P 209
5.2.1 Acid involved P 209
5.2.2 Mustang basin - Kali Gandaki headwaters P 211
5.2.3 South flank rivers P 214
5.2.4 Main rivers and annual variability P 216
5.2.5 Ganges and Brahmaputra P 220
5.3 Silicate to carbonate weathering P 221
5.3.1 Chemical budget P 221
5.3.2 Spatial variability of X_{Sil}. P 222
5.3.3 Rate of chemical erosion P 223
5.4 Long term CO_2 atmospheric uptake by the Ganges-Brahmaputra system P 224

6. Conclusion P 226
Appendix : Definition of the X_{sil} P 229

IV-2) L'altération des silicates déduite de la chimie des particules érodées P 241
IV-2-1) : Chimie des MES et des sables P 242
IV-2-2) : Quantification de l'altération des silicates P 245
IV-2-2-1) : La normalisation à Al P 245
IV-2-2-2) : La normalisation à Sm P 256
IV-2-3) : Quantification de l'altération des silicates dans la plaine P 250

IV-3) Le budget isotopique du Strontium dissous dans les rivières himalayennes P 251
The Strontium Isotopic Budget of Himalayan Rivers in Nepal and Bangladesh, Albert Galy, Christian France-Lanord& Louis A. Derry, Geochimica et Cosmochimica Acta, *sous presse*

1. Introduction P 253
2. Study area, sampling and hydrochemistry P 255
3. Analytical procedure P 258
4. Results P 260
4.1 Dissolved Sr in rivers P 260
4.2 Dissolved Sr in rain water P 262
4.3 Carbonate rocks P 263
4.4 Bedload carbonate P 265
5 Sources of Sr in Himalayan rivers P 265
5.1 Budget methodology P 265
5.2 Evaporite contribution of Sr in Himalayan rivers P 266
5.3 Silicate Sr P 267
5.4 Carbonate Sr P 268
5.5 Sr in excess P 269
5.6 Dissolved Sr Budget in TSS, HHC, LH and Siwaliks P 271
6 Control over the Sr isotopic composition of Himalayan rivers P 273
6.1 Narayani watershed P 273
6.2 Other Himalayan rivers P 275
6.3 Flood plain P 276
7 Ganges-Brahmaputra effect on seawater isotopic composition P 278
8. Summary and Conclusion P 281

IV-4) Les facteurs contrôlant le taux de dénudation chimique P 294
IV-4-1) Effets dus aux réactifs P 294
IV-4-1-1) la lithologie P 294
IV-4-1-2) les acides P 296
IV-4-2) Effet de la température P 301
IV-4-3) Effet conjugé de la température et de l'écoulement spécifique pour les carbonates P 302
IV-4-4) Influence de la végétation P 305

IV-5) : Conclusions P 307

CHAPITRE V : L' ÉROSION PHYSIQUE DE LA CHAÎNE HIMALAYENNE

Introduction P 313

V-1) : Minéralogie et granulométrie des sédiments de rivières P 315

V-1-1) : Granulométrie des sédiments de rivière P 315

V-1-2) : Minéralogie des sédiments de rivière P 319

V-1-3) : Minéralogie des fractions argileuses P 320

V-1-3-1) : Les argiles dans la chaîne himalayenne P 321

V-1-3-2) : Les argiles des Siwaliks P 324

V-1-3-3) : Les argiles dans la plaine du Gange au Bangladesh P 324

V-2) : Contrôle minéralogique de la chimie des sédiments de rivières P 327

V-2-1) : La chimie des fractions argileuses P 329

V-2-2) : Contrôle minéralogique du fractionnement chimique entre MES et sédiment P 334

V-3) : Quantification des flux globaux de particules transportés P 337

V-4) : Source des sédiments et taux d'érosion P 341

V-4-1) : Tracage des sources P 342

V-4-1-1) : Les roches totales P 342

V-4-1-2) : Bassins monolithologiques : comparaison avec les roches sources P 345

V-4-2) : Les carbonates P 349

V-4-2-1) : Les isotopes stables P 349

V-4-2-2) : La teneur P 354

V-4-2-3) : La minéralogie des carbonates P 357

V-4-2-4) : Les teneurs et composition isotopique du Sr des carbonates. P 359

V-4-2-5) Proportion de LH dans la fraction carbonatée des sédiments de rivières P 361

V-4-3) : Les silicates P 365

V-4-3-1) : La géochimie isotopique Sr-Nd de la fraction silicatée des sédiments P 366

V-4-3-2) : La géochimie isotopique Sr-Nd des fractions argileuses P 367

V-4-3-3) : Systématique de mélange P 370

V-4-4) : Variabilité spatiale le long de la Kali Gandaki P 373

V-4-4-1) : Dans le Graben de la Thakkhola P 373

V-4-4-2) : Au niveau du MCT P 373

V-4-4-3) : Dans le Moyen Pays P 374

V-4-5) : Variabilité temporelle P 377

V-4-5-1) : Dans la Trisuli P 377

V-4-5-2) : Au Bangladesh P 381

V-4-6) : Variabilité granulométrique du matériel transporté par les rivières. P 382

V-4-7) : Taux d'érosion relatif des formations himalayennes P 384

V-4-7-1) : Mode de calcul P 385

V-4-7-2) : Taux d'érosion du LH, HHC et TSS dans le bassin de la Narayani P 388

V-4-7-3) : Répartition spatiale des taux d'érosion et relation avec le climat et la surrection tectonique P 390

V-4-8) : Source de la fraction argileuse P 395

V-5) : Conclusion P 403

CONCLUSION GÉNÉRALE p 405

BIBLIOGRAPHIE P 413

ANNEXE I P 429

The Late Ologocene-Early Miocene Himalayan belt Constrzints deduced from isotopic compositions of Early Miocene turbidites in the Bengal Fan, (1996). Albert Galy, Christian France-Lanord & Louis A. Derry, *Tectonophysics*, 260, pp 109-118

ANNEXE II P 440

Micro-structures, Clay mineralogy and geochemistry of the clay size fraction (< 2µm) of thrusted zones (Karnali area, Siwaliks of Western Nepal), (sous presse). Pascale Huyghe, Albert Galy and Jean-Louis Mugnier, *Journal of Nepal Geological Society*

ANNEXE III P 465

GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya (1997). Roger Bilham, Kristine Larson, Jeffrey Freymueller & Project Idylhim members (22 members, including Albert Galy), *Nature*, 386, pp 61-64

ANNEXE IV P 470

Cartes de localisation des échantillons de sédiments de rivières, de particules en suspension, de fractions silicatés séparées (<2 µm).

ABSTRACT P 476

RÉSUMÉ P 477

TABLE DES FIGURES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Figure 1 : Variation de la composition isotopique du Sr dissous dans l'océan au cours du temps, d'après Palmer et Elderfield, (1985). P 31

CHAPITRE I

Figure I-1 : Géographie physique de la chaîne himalayenne P 39
Figure I-2 : Zonation physiographique méridienne de la chaîne himalayenne P 38
Figure I-3 : Réseau Hydrographique du bassin du Gange-Brahmapoutre P 42
Figure I-4 : Proportion du débit mensuel par rapport au débit annuel moyen P 46
Figure I-5 : Evolution saisonnière de l'écoulement spécifique de quelques rivières P 47
Figure I-6 : Répartition annuelle des précipitations sur le pourtour du Tibet et le sous-continent indien (d'après Korzoun et al., 1977). P 48
Figure I-7 : Localisation des 6 stations météorologiques de la partie supérieure du bassin de la Trisuli, au Népal P 50
Figure I-8 : histogramme des précipitations des stations météorologiques du bassin de la Trisuli et comparaison avec l'histogramme des débits de la Trisuli. P 51
Figure I-9 : Transport spécifique de particules en suspension en fonction de l'écoulement spécifique pour certaines rivières de la zone inter-tropicale P 56
Figure I-10 : Localisation des principaux lieux d'échantillonnage des rivières dans le delta du Gange-Brahmapoutre P 60
Figure I-11 : Période d'échantillonnage au cours des saisons hydriques P 59
Figure I-12 : Localisation des échantillons dans le bassin de la Narayani, Népal Central P 62
Figure I-13 : Localisation des échantillons dans le bassin de la Karnali, Népal de l'Ouest P 63

CHAPITRE II

Figure II-1 : Evolution du rapport $^{87}Rb/^{85}Rb$ d'un échantillon spiké au cours d'une analyse P 74
Figure II-2 : Variation temporelle de la composition isotopique de Rb naturel mesuré P 75
Figure II-3 : Evolution temporelle des compositions isotopiques du standard de Sr P 78
Figure II-4 : Variation temporelle de l'écart de composition isotopique du Nd pour les deux standards utilisés (La Jolla et J & M) P 80
Figure II-5 : Evolution temporelle des compositions isotopiques des standards de Nd P 82
Figure II-6 : Evolution temporelle de la composition isotopique d'H_2 standard P 84
Figure II-7: Variation de la reproductibilité relative pour le dosage des éléments majeurs et traces en fonction de leur teneur rapportée à la dosabilité par ICP-AES et MS P 87
Figure II-8: Comparaison entre les concentrations en Sr mesurées par DI-TIMS et ICP-MS P 90
Figure II-9 : Correspondance entre les mesures de concentration de la silice dans l'eau par colorimétrie et absorption atomique P 91
Figure II-10: Corrélation des mesures de Sr dissous par DI-TIMS et par absorption atomique P 92

Figure II-11 : Comparaison de la teneur en bicarbonate dissous mesurée par titration et par chromatographie ionique P 93
Figure II-12 : Comparaison des rapports élémentaires Sm/Nd mesurés par DI-TIMS et ICP-MS P 96
Figure II-13: Variation de la composition isotopique de Sr en fonction de la quantité récupérée lors de l'élution sur les colonnes AG 50W-X8 P 97
Figure II-14 : Evolution temporelle de la teneur de blanc de Sr P 100

Figure II-15 : Variation de la composition isotopique du Sr d'une eau de pluie et du standard NBS 987 en fonction de la quantité de Sr analysée P 101
Figure II-16 : Co-variation des rapports $^{145}Nd/^{144}Nd$ et $^{148}Nd/^{144}Nd$ pour les standards et les échantillons P 102
Figure II-17 : Corrélation entre la teneur en carbonate et la perte massique lors des attaques ménagées P 104
Figure II-18 : Enrichissement relatif en Nd et Sm dans les phases solubles lors de l'attaque ménagée par rapport aux phases insolubles P 105
Figure II-19 : Duplicata d'analyse de δD des eaux P 106
Figure II-20 : Corrélation entre CO_2 extrait par acidification et par chromatographie ionique P 107
Figure II-21 : Evolution temporelle de la quantité de CO_2 produite par réaction de l'H_3PO_4 sur des carbonates P 109
Figure II-22 : Evolution temporelle du $\delta^{18}O$ total du carbonate par réaction avec de l' H_3PO_4 P 110

CHAPITRE III

Figure III-1 : Carte Géologique simplifiée de la chaîne himalayenne et de la partie Nord du sous continent indien (Gansser, 1983 ; Harrison *et al.*, 1992 ; Le Fort, 1989) P 117
Figure III-2 : Paléolatitude de la plaque indienne, des terrains himalayens, du bloc de Lhassa et de la marge sud de la plaque eurasiatique (synthèse d'après Liu et Einsele, 1994) P 119
Figure III-3 : Coupe synthétique de la chaîne himalayenne, d'après la cartographie (France-Lanord et Le Fort, 1988) et les profils sismiques (Nelson *et al.*, 1996) P 120
Figure III-4 : (A) Profil topographique le long d'une coupe N-S de la chaîne à l'aplomb de Kathmandou (d'après Lavé, 1997); (B) localisation verticale de la microsismisité sur cette coupe (Lavé, 1997) et (C) surrection verticale actuelle de la chaîne d'après des levés topographiques (Bilham *et al.*, 1997) P 127
Figure III-5 : Compositions chimiques moyennes des silicates himalayens normalisées à la composition moyenne de la Formation I de la HHC P 130
Figure III-6 : Composition isotopique du Sr des batholites du Trans-himalaya et des ophiolites de la zone de suture du Tsangpo P 134
Figure III-7 : Composition isotopique du Nd dans les roches au Nord de la Haute Chaîne P 134
Figure III-8 : Composition isotopique du Sr des roches des TSS P 135
Figure III-9 : Compositions isotopiques du Sr des roches de la HHC P 138
Figure III-10 : Répartition des compositions isotopiques de Nd des différentes formations de la chaîne himalayenne P 139
Figure III-11 : Composition isotopique du Sr des roches du LH P 141
Figure III-12 : Analyses isotopiques en Sr et Nd de roches dans le bassin du Gange-Brahmapoutre P 143
Figure III-13 : Diagramme isochrone Rb-Sr pour les roches du bassin du Gange-Brahmapoutre P 143
Figure III-14 : Répartition en fréquence des compositions isotopiques du Sr des formations himalayennes et des sédiments du cône du Bengale (Leg 116) P 145
Figure III-15 : Teneur en Sr des carbonates des formations himalayennes et des sables de rivières P 147
Figure III-16 : Composition isotopique du Sr en fonction de 1/[Sr] dans les carbonates des différentes formations himalayennes P 148
Figure III-17 : Compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates P 150
Figure III-18 : Covariations des compositions isotopiques en strontium et carbone des carbonates dans la chaîne himalayenne P 151
Figure III-19 : Répartition des compositions isotopiques de l'hydrogène des muscovites et des biotites de différentes formations de la chaîne himalayenne P 155

Figure III-20 : Composition isotopique en hydrogène et oxygène des phyllosilicates himalayens P 157
Figure III-21 : Localisation des échantillons de précipitation P 160
Figure III-22 : Compositions isotopiques (O et H) des eaux de pluies pour différentes stations de l'IAEA ainsi que nos échantillons du Népal et du Bangladesh P 161
Figure III-23 : Compositions isotopiques (O et H) moyennes des eaux de pluies pour différentes stations de l'IAEA ainsi que la période de mousson 1997 à Kathmandou P 162
Figure III-24 : Variation mensuelle des $\delta^{18}O$ des précipitations pour les stations de l'IAEA et notre échantillonnage à Kathmandou P 168
Figure III-25 : Variation mensuelle de l'excès en deutérium pour les stations de l'IAEA, et l'échantillonnage intégré de la mousson 1997 à Kathmandou P 170
Figure III-26 : Contribution des sels marins à la chimie des eaux de pluies du Népal et Bangladesh en fonction de leur composition isotopique en oxygène P 173
Figure III-27 : Proportions des anions et des cations des précipitations au Bangladesh et au Népal P 175
Figure III-28 : Composition isotopique du Sr des précipitations, en fonction de la proportion de Sr marin, sur la base du Cl P 176
Figure III-29 : Composition isotopique du Sr dissous d'origine non marine en fonction du rapport molaire entre le Ca et le Sr d'origine non marine P 179
Figure III-30 : Diagramme isochrone Rb-Sr des eaux de pluie P 180
Figure III-31 : Facteur d'enrichissement moyen, par rapport à la croûte continentale supérieure, des éléments en traces des principales périodes et localisations des précipitations P 184
Figure III-32 : Facteur d'enrichissement du Zn en fonction de la teneur en Al P 185
Figure III-33 : Facteur d'enrichissement du Zn en fonction de celui du Cd P 186
Figure III-34 : Facteur d'enrichissement du Pb en fonction de celui du Cd P 187

CHAPITRE IV

Fig. 1 : Map of the Ganges and Brahmaputra basin and location of river samples and figure 2 P 201
Fig. 2 : Geological maps of Narayani watershed (a) and Karnali watershed (b) with water samples P 202
Fig. 3 : Triangular plots representing the relative abundance of major cation and anion charges P 204
Fig. 4 : River profile of the Kali Gandaki, from the source to the outflow of the Narayani in the Gangetic plain. a) Topographic profile of the river and average crest altitude (Hurtrez,1998) b) average precipitation from kriging of meteorological data of Nepal (Hurtrez,1998) c) Total Dissolved Solid (TDS). d) $\delta^{13}C_{DIC}$ e) The ratio of sulfate to bicarbonate. f) silicate to carbonate weathering ratio P 207
Fig. 5 : Isotopic composition of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}C_{DIC}$) versus ratio of $[SO_4^{2-}]$ over $([SO_4^{2-}]+[HCO_3^-])$ termed (X_{SO_4}) P 211
Fig. 6a : Plot of $\delta^{13}C_{DIC}$ versus X_{SO_4} in the Kali Gandaki head waters P 214
Fig. 6b : Plot of $\delta^{13}C_{DIC}$ versus X_{SO_4} for main Himalayan rivers, Ganges and Brahmaputra P 216
Fig. 7 : Seasonal variation of the water discharge and chemistry of the Trisuli river at Betrawati for TDS, X_{SO_4}, X_{Sil} and $\delta^{13}C_{DIC}$ P 218
Fig. 8 : Seasonal variation of TDS versus X_{SO_4} for the Trisuli river at Betrawati P 220
Fig. 9 : K* versus Mg* concentration relationship for Himalayan rivers P 230
Figure IV-11 : Composition chimique des éléments majeurs et traces des sables de rivières, des MES du Bangladesh et de la HHC normalisé à la chimie de la terre silicatée P 248
Fig. 1 : Map of the Ganges and Brahmaputra basin and location of river samples and maps P 256
Fig. 2 : Geological maps of (a) Narayani watershed and (b) Karnali watershed P 257
Fig 3 : Isotopic composition of dissolved Sr versus 1/[Sr] P 261
Fig 4 : River profile of the Kali Gandaki, from the source in the Mustang graben to the outflow of the Narayani in the Gangetic plain. a) Topographic profile of the river and average crest altitude (Hurtrez, 1998). b) River flux as calculated from integration of 1987-90 precipitation data over the basin (Hurtrez, 1998). c) $^{87}Sr/^{86}Sr$ of dissolved Sr and riverine Sr fluxes P 262
Fig 5 : Isotopic composition of Sr versus 1/[Sr] in bedrock and bedload carbonate samples P 264
Fig 6 : Variation of dissolved Na/Sr molar ratio with X_{Ca} (eq%) for rivers draining basin of silicate composition (except Langtang samples) P 268

Fig 7 : Estimate of the average contribution of Sr sources to river chemistry in TSS, HHC, LH and Siwalik catchments P 271
Fig 8 : Isotopic composition of Sr versus 1/[Sr] for (a) the Narayani and its principal Tributaries in Lesser Himalaya (b) main Himalayan rivers from other basins; (c) flood plain and delta waters P 274
Fig 9 : Origin of Sr in term of lithologies for the Narayani and its two main tributaries P 275
Fig. 10 : Ca versus Sr concentration relationship for Ganges (square) and Brahmaputra (circle) near their mouth P 277
Fig. 11 : Schematic evolution diagram for $^{87}Sr/^{86}Sr$ in seawater, assuming present day values of $R_R = 0.7114$, $J_R = 32.02\times10^9$ mol/yr; $R_D = 0.7084$, $J_D = 3.4\times10^9$ mol/yr; $R_{GB} = 0.7295$, $J_{GB} = 0.68\times10^9$ mol/yr; and $R_H = 0.7035$ P 279
Figure IV-23 : Relation entre le taux de dénudation chimique des silicates et la proportion de sulfate par rapport à la somme des sulfates et bicarbonates (X_{SO_4}) P 296
Figure IV-24 : Évolution mensuelle de l'érosion chimique pour le bassin versant de la Trisuli P 297
Figure IV-25 : Rapport entre le taux de dénudation chimique des carbonates et celui des silicates dans le bassin versant de la Trisuli à Betrawati (carré noir) en fonction de la composition isotopique du Sr dissous P 299
Figure IV-26 : Rapport entre le taux de dénudation chimique des carbonates et celui des silicates dans le bassin versant de la Trisuli à Betrawati en fonction de la composition isotopique du carbone inorganique dissous P 300
Figure IV-27 : Variation du taux de dénudation des silicates (a) et des carbonates (b) en fonction de l'altitude moyenne des bassins versants et de la saison P 302
Figure IV-28 : Comparaison de la dissolution maximale potentielle des carbonates, d'après le modèle climatique de Gomberg, 1997 et les taux déterminés par la chimie et les flux des éléments dissous P 303

CHAPITRE V

Figure V-1 : Répartition de la granulométrie des sédiments de rivières P 316
Figure V-2 : Convolution de 3 répartitions granulométriques qui suivent une loi de Poisson P 317
Figure V-3 : Proportion des différents minéraux néoformés dans les sols en fonction des précipitations efficaces. Adapté d'après Mc Bride, 1994 P 323
Figure V-4 : Variation de la proportion de K et Na normalisées à l'Al pour les silicates des sédiments de rivières, la fraction argileuse de ces sédiments et les MES P 327
Figure V-5 : Perte au feu en fonction de la teneur en H_2O^+ P 329
Figure V-6 : Variation du rapport K_2O/Al_2O_3, en poids %, en fonction de la teneur en H_2O^+ des fractions argileuses et comparaison avec la composition des principaux minéraux argileux P 331
Figure V-7 : Variation du rapport molaire Fe/Al en fonction de Si/Al pour les fractions argileuses et comparaison avec les principaux minéraux argileux P 332
Figure V-8 : Variation de la teneur en Al_2O_3 en fonction de la teneur en SiO_2 pour la fraction silicatée des sédiments, celle des MES et les fractions granulométriques <2µm et <0.1µm P 334
Figure V-9 : variation du rapport Zr/Hf en fonction du rapport Zr/Th pour les différentes fractions granulométriques P 335
Figure V-10 : Teneur en Ce en fonction de la teneur en SiO_2 P 336
Figure V-11 : Teneur en Al_2O_3 et en Ce en fonction de la teneur en SiO_2 pour les différentes fractions granulométriques du Gange, Brahmapoutre et Marsyandi P 338
Figure V-12 : Compositions isotopique du Nd en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des sédiments de rivières, en fonction du bassin drainée P 343
Figure V-13 : Diagramme isochrone pour le système Rb-Sr des sédiments de rivières et diagramme de mélange pour le Sr selon la géologie du bassin drainée P 344
Figure V-14 : Compositions isotopique du Nd en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des sédiments de rivières ne drainant qu'une seule formation himalayenne P 348
Figure V-15 : Composition isotopique en oxygène et carbone des calcites et dolomites des sédiments de rivières P 353

Figure V-16 : Variation de la teneur en carbonate des sédiments de rivières le long du profil de la Kali Gandaki, depuis sa source en flanc nord de la chaîne, jusqu'à son entrée dans la plaine du Gange P 356
Figure V-17 : Variation de la composition isotopique du Sr et de la minéralogie des carbonates des sédiments de rivières le long du profil de la Kali Gandaki, depuis sa source en flanc nord de la chaîne, jusqu'à son entrée dans la plaine du Gange P 358
Figure V-18 : Composition isotopique du Sr en fonction de 1/[Sr] dans les sédiments de rivières P 360
Figure V-19 : Proportion de carbonate provenant du LH contenu dans les sédiments de rivières du Népal et Bangladesh P 363
Figure V- 20 : Diagramme isochrone Rb-Sr des fractions silicatés des sédiments, des MES ainsi que des fractions argileuses P 367
Figure V-21 : Composition isotopique du Nd en fonction de celle du Sr pour la fraction silicatée ainsi que la fraction argileuse des sédiments de rivières P 371
Figure V-22 : Variation de la composition isotopique du Sr et du Nd de la fraction silicatée des sédiments de rivières le long du profil de la Kali Gandaki, depuis sa source en flanc nord de la chaîne, jusqu'à son entrée dans la plaine du Gange P 372
Figure V-23 : Composition isotopique du Nd en fonction de celle du Sr pour la fraction silicatée des sédiments de la Kali Gandaki (cette étude) et des roches totales de la Bhote Kosi (Harris *et al.*, 1998) P 375
Figure V- 24 : Variation de la teneur en carbonate (carrés noirs) ainsi de leur composition isotopique en oxygène (ronds blancs) dans les sédiments de la Trisuli à Betrawati en fonction de la période d'échantillonnage P 378
Figure V-25 : Variation de la composition isotopique en Sr et Nd des différentes fractions (silicatée, carbonatée et argileuse) des sédiments de la Trisuli à Betrawati en fonction de la saison d'échantillonnage P 379
Figure V-26 : Composition isotopique du Nd en fonction de celle du Sr pour la fraction silicatée des sédiments de la Trisuli à Betrawati P 380
Figure V-27 : Variation de la composition isotopique en Nd des silicates des sédiments du Gange et du Brahmapoutre durant la mousson en fonction du type d'échantillon ou de fraction P 383
Figure V-28 : Comparaison de la répartition spatiale des taux d'érosion entre le bassin de la Trisuli et celui de la Kali Gandaki au Népal Central P 391
Figure V-29 : Proportion de sédiment de rivière provenant du Haut Himalaya en fonction de la proportion annuelle d'eau provenant du même endroit P 394
Figure V-30 : Variation de la composition isotopique du Nd des silicates de la fraction <2μm en fonction de la composition du silicate total P 396
Figure V-31 : Variation du rapport K_2O/Al_2O_3 en fonction de la composition isotopique en oxygène des fractions argileuses P 399
Figure V-32 : Composition isotopique en oxygène et hydrogène des fractions argileuses contenues dans les sédiments de rivières P 400

TABLE DES TABLEAUX

CHAPITRE I

Table I-1 : Débits annuels des principales rivières dans le bassin du Gange P 44
Table I-2 : Débits annuels des principales rivières dans le bassin du Brahmapoutre P 44
Table I-3 : Surface et Ecoulement spécifique dans le bassin du Gange et Brahmapoutre P 45
Table I-4 : Flux annuels de MES pour le bassin du Gange P 54
Table I-5 : Flux annuels de MES pour le bassin du Brahmapoutre P 55
Table I-6 : Paramètre de bassin de l'échantillonnage de la Kali Gandaki P 64
Table I-7 : Paramètre de bassin de l'échantillonnage de la Trisuli et ses affluents P 66

CHAPITRE II

Table II-1: Dosabilité et précision sur le dosage des éléments majeurs par ICP-AES P 70
Table II-2 : Incertitudes et dosabilité de l'ICP-MS pour des échantillons de roches analysés en routine, sans spécification particulière P 71
Table II-3: Moyenne des compositions isotopiques de Sr du standard NBS 987 P 76
Table II-4 : Duplicata d'analyses isotopiques du Sr P 77
Table II-5 : Moyenne des compositions isotopiques de Nd des standard utilisés P 79
Table II-6: Analyse isotopique de Nd avant et après étuvage en 1998 P 81
Table II-7 : Tableau de duplicata d'analyse pour les éléments majeurs par le SARM. P 86
Table II-8 : Tableau de duplicata d'analyse pour les éléments traces par ICP-MS du SARM P 88
Table II-9 : Composition en Rb, Sr, Nd et Sm de standards de roches P 95
Table II-10: Composition isotopique du Sr d'aliquotes d'une même attaque passés sur des colonnes différentes P 98
Table II-11 : Teneur des blancs P 99
Table II-12 : Blancs de Sr en fonction du type d'analyse P 99
Table II-13 : Compositions isotopiques en oxygène des standards de silicate P 111

CHAPITRE III

Table III-1: Composition moyenne des silicates. P 131
Table III-2 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd du Transhimalaya et des Ophiolites (ITS) P 133
Table III-3 : Compositions Rb-Sr et Sm-Nd des TSS et assimilées dans le bassin G-B P 136
Table III-4 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd de la HHC dans le bassin G-B P 137
Table III-5 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd du LH dans le bassin G-B P 140
Table III-6 : Compositions Rb-Sr et Sm-Nd des Siwaliks dans la coupe de la Surai Khola P 141
Table III-7 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd des 5 entités géologiques du bassin G-B P 145
Table III-8 : Composition isotopique des Carbonates du Népal Central P 146
Table III-9 : Compositions isotopiques des Carbonates des Siwaliks dans la coupe de la Surai P 152
Table III-10 : Composition en isotope stable de minéraux liés à des circulations dans les TSS P 153

Table III-11 : δD et $\delta^{18}O$ des phyllosilicates Himalayens P 154
Table III-12 : Moyenne pondérée des compositions isotopiques (O et H) des précipitations pour différentes stations de l'IAEA P 164
Table III-13 : Composition chimique et isotopique (O et H) des précipitations échantillonnées au Népal P 166
Table III-14 : Composition chimique et isotopique (O et H) des précipitations échantillonnées au Bangladesh P 167
Table III-15 : Composition chimique des eaux de pluie dans le bassin du Gange-Brahmapoutre P 171
Table III-16 : Teneur en Rb et Sr et composition isotopique en Sr dans les eaux de pluies du Népal et du Bangladesh P 178
Table III-17 : Concentration en éléments en traces des précipitations du Népal et du Bangladesh P 183

CHAPITRE IV

Table 1 - Chemical data from the Kali Gandaki and tributaries P 158
Table 2 : Chemical data from the Trisuli river and tributaries P 158
Table 3 : Chemical data for other rivers of the Narayani basin and Bothe Kosi at Kodari. P 158
Table 4 : Chemical data for river from Karnali basin and Siwaliks. P 158
Table 5 : Chemical data for rivers in Bangladesh P 158
Table 6 : Average chemical composition of river water in the G-B system P 158
Table 7 : Chemical composition of rain water in the Ganges-Brahmaputra basin P 158
Table 8 : Chemical denudation rate for main sampled rivers P 158
Table 9 : Fluxes of dissolved element in the different zones of the Ganges and Brahmaputra basin P 158
Table IV-10 : Composition chimique des éléments majeurs des matières en Suspension et proportion de carbonate (poids %) P 158
Table IV-11 : Composition chimique des éléments en trace (ppm) des matières en Suspension P 158
Table IV-12 : Composition chimique des éléments majeurs des sables du Bangladesh et proportion de carbonate P 158
Table IV-13 : Flux de Na dissous en milliard de moles par an, mesuré ou modélisé P 158
Table 1 : Chemical data from the Kali Gandaki and tributaries P 158
Table 2 : Chemical data from the Trisuli river and tributaries P 158
Table 3 : Chemical data for other rivers of the Narayani basin. P 158
Table 4 : Chemical data for river from Karnali basin and Siwaliks. P 158
Table 5 : Chemical data for rivers in Bangladesh P 158
Table 6 : Average chemical composition of river water in the G-B system P 158
Table 7 : Sr composition of rain waters P 158
Table 8 : Isotopic chemistry of Carbonate from Nepal Himalaya P 158
Table 9 : Isotopic chemistry of Carbonate from bed load sediment P 158
Table 10 : Isotopic chemistry of Carbonate from bed load sediment P 158
Table 11 : Water discharge infered from Sr balance and hydrology P 158
Tableau IV-25 : Taux de dénudation chimique des carbonates et des silicates P 158

CHAPITRE V

Table V-1 : Granulométrie moyenne des différents type d'échantillons P 318
Table V-2 : Minéralogie des sédiments de rivières P 320
Table V-3 : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments de rivière dans le bassin de la Narayani P 322
Table V-4 : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments de rivière de l'Ouest Népal et des Siwaliks P 324
Table V-5 : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments de rivière au Bangladesh P 325

Table V-6 : Composition chimique moyenne de la fraction silicatée des sédiments, de celle des MES et de la fraction argileuse. P 328
Table V-7 : Rapport molaire Si/Al moyen des formations himalayennes, sédiments et MES P 337
Table V-8 : Flux particulaire manquant pour satisfaire le bilan de masse chimique P 339
Table V-9 : Composition isotopique du Sr et Nd et teneur en Rb-Sr et Sm-Nd des sédiments P 345
Table V-10 : Teneur en Nd, Sm, Sr, Rb et compositions isotopiques du Sr et Nd dans des bassins ne comprenant qu'une seule formation. P 346
Table V-11 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables du bassin de la Kali Gandaki P 350
Table V-12 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables du bassin de la Narayani, autre que la Kali Gandaki P 351
Table V-13 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables du bassin de la Bheri et Karnali P 352
Table V-14 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables et les matières en suspension au Bangladesh P 354
Table V-15 : Bilan de l'érosion carbonaté pour rivières himalayennes ainsi que pour le Gange et le Brahmapoutre P 364
Table V-16 : Compositions isotopiques du Sr et Nd de la fraction silicatée des sédiments de rivières du Népal P 365
Table V-17 : Composition isotopique du Sr et Nd de la fraction silicatée des sédiments de rivières au Bangladesh P 366
Table V-18 : Composition isotopique du Sr et Nd de la fraction argileuse silicatée des sédiments de rivières du Népal P 368
Table V-19 : Composition isotopique du Sr et Nd de la fraction argileuse silicatée des sédiments de rivières et de sols au Bangladesh P 369
Table V-20 : Proportion massique des différentes formations himalayennes dans les de rivières à partir de leur composition isotopique et minéralogique P 386
Table V-21 : Proportion surfacique des formations himalayennes en certains lieux dans le bassin de la Narayani P 387
Table V-22 : Taux d'érosion physique relatif du LH par rapport au HH ainsi que du LH et TSS par rapport à celui de la HHC au Népal Central. P 389
Table V-23 : Vitesse d'érosion minimale des 3 principales formations au Népal Central P 390
Table V-24 : Proportion des débits en fonction de la formation drainée pour certaines positions dans le bassin de la Narayani P 392
Table V-25 : Composition des isotopes stables (H et O) ainsi que des teneurs en eau structurale des fractions argileuses des rivières dans la chaîne P 398
Table V-26: Composition des isotopes stables (H et O) ainsi que des teneurs en eau structurale des fractions argileuses des rivières et des sols au Bangladesh P 397

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La complexité des relations entre l'action de l'Homme à l'échelle planétaire et le climat ont jusqu'à présent rendu impossible la mise en place de moyens prédictifs qui permettraient une gestion plus rationnelle des ressources énergétiques, biologiques et hydrologiques. Les implications sont telles que le débat scientifique, généralement confiné dans des amphithéâtres d'université, des revues spécialisées ou des salons de congrès, a été porté sur la place publique. L'augmentation actuelle du taux de CO_2 dans l'atmosphère est le résultat d'une activité anthropique croissante, que ce soit par la combustion d'énergie fossile ou par la déforestation. Ce fait est maintenant bien établi et la prise de conscience par l'ensemble de la société d'une possible évolution très rapide du climat, liée à cette activité anthropique, a engendré une recherche croissante des mécanismes qui interviennent dans le contrôle du climat.

Ces mécanismes sont très nombreux car l'évolution des climats dérive des changements physico-chimiques de l'atmosphère liés à des modifications internes mais aussi des apports externes. Les modifications internes peuvent être d'ordre physique (dynamique des circulations) mais aussi chimiques (cinétiques des réactions). Cependant ce sont les interactions entre les autres réservoirs et l'atmosphère qui ont de plus grandes conséquences à long terme. Les quatre principales sont :

1) l'évolution chimique, biologique et dynamique de l'océan ainsi que des échanges avec l'atmosphère ;

2) les variations des émissions solaires et du bilan radiatif de l'atmosphère qui en résulte ;

3) une modification de la chimie de l'atmosphère liée aux modifications tectoniques (érosion, volcanisme, ...) et à l'évolution de la biomasse ;

4) les apports anthropiques de différents constituants tels que les gaz à effet de serres, les précurseurs des pluies acides, les CFC et aussi certains aérosols.

Ainsi, l'étude du contrôle du climat terrestre fait intervenir des disciplines aussi vastes et différentes que la biologie marine, la physique du soleil, la mécanique des circulations de fluides non newtoniens ou les réactions photochimiques, sans être exhaustif. Dans ce cadre aussi vaste, la communauté des géosciences intervient suivant deux aspects complémentaires : la caractérisation et la quantification des flux entre la croûte terrestre, l'océan et l'atmosphère et de la reconstruction des climats passés et des différents paramètres intervenant dans leur contrôle.

L'étude des climats passés a montré une relation avec les mouvements tectoniques de l'écorce terrestre, en particulier la formation et le démantèlement des supercontinents. L'influence tectonique sur le climat peut résulter d'une modification des continents ou d'une évolution de l'océan. Selon la théorie de la tectonique des plaques, les principales zones caractérisées par une tectonique active sont les frontières de plaques. Ainsi, le

couplage entre la tectonique et le climat peut être subdivisé entre des processus globaux, liés à la tectonique des plaques et des processus spatialement restreints. Les premiers modifient la morphologie des fonds marins, ainsi que les différentes connections océaniques et influencent fortement les échanges chimiques et thermiques au sein de l'océan. Les seconds sont principalement au niveau des rides, au niveau des zones de subduction et enfin dans les chaînes de montagnes. Les rides agissent sur la chimie de l'océan, via l'altération de la croûte océanique. Les zones de subductions sont caractérisées par des mécanismes volcaniques influençant la chimie de l'atmosphère ainsi que la création de reliefs soumis à l'érosion. Enfin, les collisions continentales augmentent le relief de la croûte terrestre et donc l'érosion qui joue directement sur le cycle du carbone.

C'est sur cette dernière pièce du puzzle : les processus dans une chaîne de montagne, que porte notre travail. Nous proposons de quantifier et caractériser les flux d'érosion de l'Himalaya. Le contexte tectonique implique des mouvements rapides des terrains, alors que la zonation climatique est la plus vaste existant actuellement à la surface du globe. Nous souhaitons examiner le rôle respectif de ces 2 paramètres et nous utiliserons donc la chaîne himalayenne comme un laboratoire naturel pour caractériser les processus qui concourent à la formation et au transport de particules ainsi qu'à la mise en solution des éléments. Ce travail a été réalisé dans le cadre de différents programmes (DBT « fleuve et érosion » et PROSE) examinant et quantifiant l'érosion continentale dans différents contextes tectoniques et climatiques. Le cadre de cette étude est très vaste et nous allons essayer de définir un peu plus l'état des connaissances et les zones d'ombres ainsi que les méthodologies qui peuvent être appliquées à ces problèmes.

Relation entre la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère et l'érosion

L'hypothèse d'un contrôle du climat par l'érosion n'est pas nouvelle et suit de près le moment où la communauté scientifique a mis en évidence le rôle des gaz à effet de serre tel que le CO_2 dans le bilan thermique terrestre. Depuis plus de 150 ans, les réactions d'altération des roches ont été pressenties comme un mécanisme pouvant influencer les climats (Ebelmen, 1845). En particulier, la différence de rôle que joue l'érosion chimique des silicates par rapport à la dissolution des carbonates, sur la teneur de CO_2 dans l'atmosphère est un concept bien défini dès la seconde moitié du XIX^{e} siècle (e. g. revue dans Berner et Maasch, 1996). De façon assez synthétique, la mise en solution de Ca, via la réaction d'acide carbonique d'origine atmosphérique sur un silicate calcique soustrait sur le long terme du carbone au réservoir océan-atmosphère par précipitation de calcaire dans l'océan. Ce mécanisme possède une rétroaction par diminution de l'effet de serre du CO_2, ce qui diminue la cinétique de la réaction d'altération.

C'est donc la compréhension des mécanismes contrôlant le cycle du carbone ainsi que leur quantification qui pourra nous donner les clefs de la connaissance de l'évolution à long terme des climats. Les premières estimations soulignent la forte sensibilité des paramètres climatiques tels que la température moyenne à la quantification des flux entre les principaux réservoirs du cycle du carbone (Chamberlin, 1899).

Les modalités de l'altération (type d'acide et nature des cations libérés) ainsi que la quantification précise de l'érosion chimique des silicates sont donc d'une importance capitale pour 1) la mise en évidence de certains écarts au modèle, significatifs des phénomènes non encore pris en compte et surtout 2) pour une utilisation prédictive et rétrospective du cycle du carbone, dans une étude des climats passés et futurs.

Le poids de l'érosion himalayenne à l'échelle globale

L'application des traceurs isotopiques au cycle du carbone a ouvert la voie à une détermination plus précise des flux à l'échelle globale (e. g. Urey, 1952 ; Broecker et Peng, 1982 ; Berner *et al.*, 1983). Ils ont surtout montré la complexité de la dynamique du système océan-atmosphère ainsi que l'extrême variabilité de la composition des roches à l'érosion. Leur utilisation d'un point de vue global s'en trouve limitée, mais apporte des informations supplémentaires sur les sources des éléments ainsi que sur les processus qui entrent en jeu dans la réaction d'altération. Une étude exhaustive des flux de chaque élément lié à l'érosion des silicates reste à faire. Nous manquons de données précises pour affiner le modèle, et notre étude de l'érosion chimique de la chaîne himalayenne se propose d'améliorer la connaissance sur le bassin du Gange-Brahmapoutre. En effet, ces deux fleuves correspondent au 9 et $10^{ième}$ plus importants fleuves en termes de débits. Ils ont donc une certaine importance dans le bilan global de l'érosion continentale.

De plus, l'érosion physique augmente la surface soumise à l'altération, et par conséquent l'érosion chimique (e. g. Berner *et al.*, 1983). Le flux de particule du Gange-Brahmapoutre rapporté à sa surface est le plus élevé pour l'ensemble des grands bassins (e. g. Milliman et Meade, 1983 ; Summerfield et Hulton, 1994). Cette érosion physique très importante de la chaîne himalayenne suggère une altération chimique significativement plus élevée que ne le laisse supposer le simple bilan hydrologique des rivières mondiales. Ainsi, la consommation de CO_2 atmosphérique par l'altération de l'Himalaya a été proposée comme pouvant être du premier ordre d'importance sur le bilan total (e. g. Raymo *et al.*, 1988).

Les facteurs aggravants

Les données existantes sur la chimie des rivières himalayennes ont montré que celles-ci étaient 1) plus chargées que la moyenne des rivières, 2) très calciques et 3) très radiogéniques en Sr (e. g. Handa, 1972 ; Sarin et Krishnaswami, 1984 ; Krishnaswami *et al.*, 1992). Vu le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des rivières himalayennes ainsi que leur flux, la composition du Sr marin est fortement influencée par l'érosion de l'Himalaya. L'augmentation, au Néogène, de la composition isotopique du Sr dans l'océan (Figure 1) a été attribuée à une altération importante des silicates dans la chaîne himalayenne (Raymo *et al.*, 1988 ; Richter *et al.*, 1992 ; Mc Cauley et De Paolo, 1997). La similitude temporelle entre l'intensification de l'érosion himalayenne et la reprise des glaciations a conduit à penser que l'hypothèse proposée par Chamberlin (1899) était vérifiée par l'évolution tectonique au Cénozoïque de la collision eurasiatique (Raymo, 1991). L'altération des silicates en Himalaya a ainsi été proposée comme la cause principale de l'initiation des glaciations durant la période à laquelle sont apparus les hominoïdes à la surface du globe (Raymo et Ruddiman, 1992). Pourtant un bilan sur l'altération et une caractérisation de la chimie des silicates altérés en Himalaya n'ont jamais été discutés dans le détail. De plus, le lien entre le Sr dissout apporté par les rivières himalayennes et la consommation de CO_2 atmosphérique dans la chaîne est largement débattu (e. g. Edmond, 1992 ; Krishnaswami *et al.*, 1992 ; Palmer et Edmond, 1992 ; Derry et France-Lanord, 1996b ; Quade *et al.*, 1997 ; Singh *et al.*, 1998). Ce travail essayera d'apporter des informations nouvelles et tentera de lever ces 2 principales zones d'ombre dans notre compréhension de l'érosion chimique de l'Himalaya.

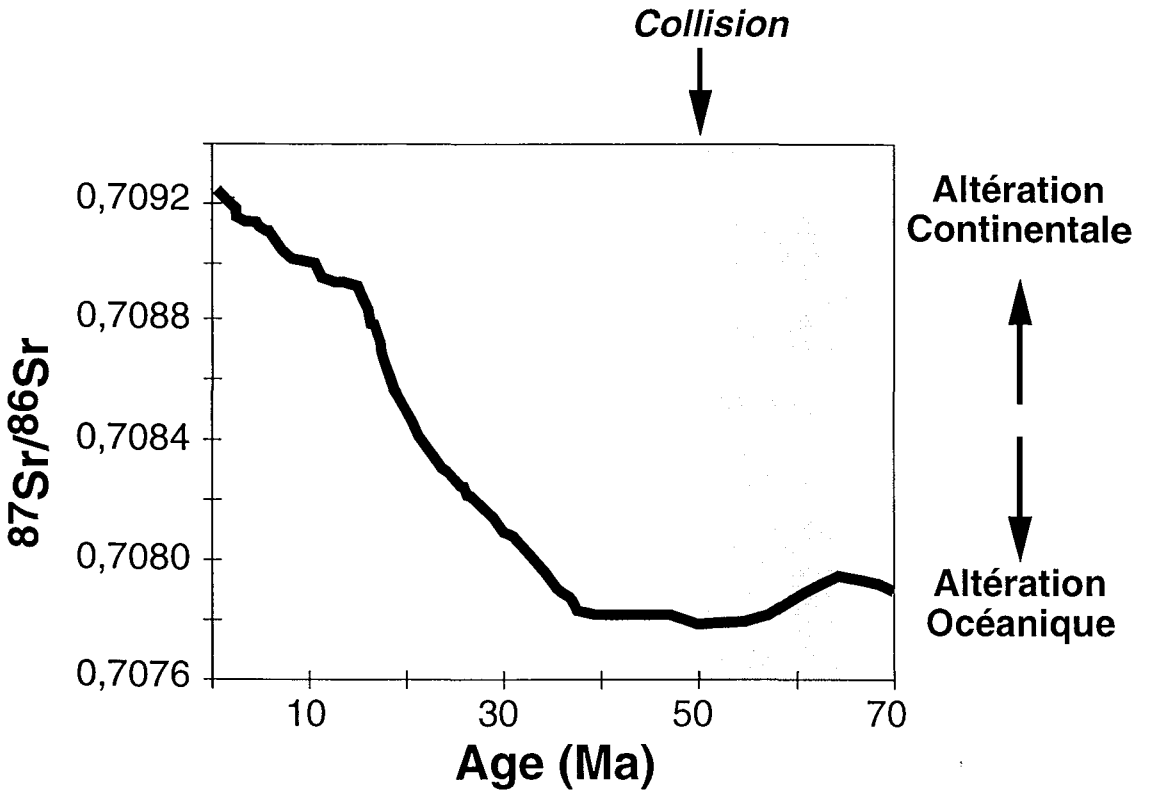


Figure 1 : Variation de la composition isotopique du Sr dissous dans l'océan au cours du temps, d'après Palmer et Elderfield, (1985).

Une autre influence de l'érosion himalayenne sur le cycle du carbone est liée à la quantité de carbone organique stockée dans le bassin d'avant chaîne (France-Lanord et Derry, 1994 ; Derry et France-Lanord, 1996a ; France-Lanord et Derry, 1997). Dès la première description de l'hydrologie du bassin du Gange et du Brahmapoutre, Rennel remarquait le très fort taux de sédimentation dans le delta (Rennell, 1781). Les processus de conservation de la matière organique sont complexes, mais plus le taux de sédimentation est faible, plus la matière organique est dégradée. Ainsi, le flux de matière érodée à la chaîne himalayenne, ainsi que le mode de fabrication et la quantité de particules fines qui vont adsorber et transporter la matière organique sont des paramètres importants pour le bilan du carbone. Si le transport des particules sous la forme de matière en suspension est quantifié (e. g. Coleman, 1969 ; RSP, 1996), les quantités transportées par la charge de fond sont inconnues. De même, les sols, les glaciers et le broyage mécanique des particules sont les mécanismes généralement proposés pour la fabrication des matériaux finement divisés (e. g. France-Lanord et Derry, 1994 ; Derry et France-Lanord, 1997), mais leurs importances reste à déterminer.

Les facteurs atténuants

Enfin, l'hypothèse d'un forçage tectonique des climats n'exclut pas une rétroaction des climats sur la tectonique, hypothèse proposée sous le titre très évocateur de « Surrection des chaînes de montagnes et changements climatiques à la fin du Cénozoïque : Est-ce l'œuf ou la poule ? » (Molnar et England, 1990). Des modèles récents montrent qu'à partir d'une certaine vitesse d'érosion, la dénudation d'une chaîne de montagne peut accentuer les mouvements tectoniques et permettre de maintenir des reliefs que la stabilité thermomécanique de la croûte terrestre tendrait à faire disparaître (Avouac et Burov, 1996). À l'opposé, l'apport de sédiment sur la croûte océanique change les caractéristiques mécaniques de celle-ci, ce qui permet le développement de flexure, observée dans la plaque indienne, entre la ride sud indienne, le moteur de la tectonique himalayenne et la chaîne (e. g. Martinod et Molnar, 1995). L'érosion physique de la chaîne a donc deux effets antagonistes, l'un tendant à diminuer une tectonique d'écroulement gravitaire, l'autre ralentissant la compression en front de chaîne. L'importance relative de ces deux modèles nécessite la connaissance du taux de sédimentation dans le cône sous-marin du Bengale et donc les flux de particules dans le delta du Gange et du Brahmapoutre, ainsi que la localisation du matériel érodé dont découle les taux d'érosion dans la chaîne.

Quelle méthodologie adopter ?

L'étude de l'érosion chimique d'un bassin peut s'effectuer principalement suivant deux approches : soit par une étude globale, qui s'applique bien pour de larges surfaces dont la connaissance géologique est faible (e. g. Négrel *et al.*, 1993 ; Gaillardet *et al.*, 1995 ; Dupré *et al.*, 1996) soit par la prise en compte de la chimie des sources de la charge solide et dissoutes des rivières (e. g. Reeder *et al.*, 1972 ; Meybeck, 1983 ; Stallard et Edmond, 1983 ; Meybeck, 1984 ; Edmond *et al.*, 1995 ; Louvat, 1997).

La première démarche considère que l'ensemble des processus qui concourent à la charge chimique et particulaire des rivières est trop complexe à appréhender et traite le système dans son ensemble par une approche de type « boîte noire ». Pour cela, il faut considérer un nombre limité de signaux d'entrée (la pluie, la température et la surrection tectonique, ...) et un signal de sortie : les débits et la chimie, puis utiliser des méthodes d'inversion afin de trouver une fonction modélisant l'ensemble du phénomène. Cette méthodologie a un grand intérêt car elle permet une quantification globale de l'érosion et ne nécessite que peu d'informations. Elle produit aussi un modèle permettant de faire de la prédiction, à partir du moment où les paramètres d'entrée ont été bien choisis.

La deuxième démarche considère que la chimie des grands fleuves résulte du mélange de différents sous-systèmes. D'un point de vue du bilan global elle nécessite l'analyse des exutoires et une estimation des proportions de mélange, sur des bases hydrologiques. Cette approche peut être considérée comme expérimentale puisqu'elle utilise l'ensemble des paramètres chimiques de la roche et des précipitations pour retrouver la chimie des eaux observée. Cette approche doit donc définir spatialement des sous-systèmes les plus simples possibles. Une fois leur description faite, ainsi que la caractérisation de l'ensemble des processus, leur mélange devrait aboutir au signal de sortie. Les 2 inconvénients majeurs de cette approche sont 1) qu'elle est dépendante de la connaissance du système initial, et 2) qu'elle demande le plus grand nombre possible d'études de détail, avec des allers-retours importants entre les niveaux de connaissances souhaités de la géologie et de l'hydrologie chimique. Le principal avantage est la possibilité de décrire les mécanismes de l'érosion.

Ce qu'il nous a été possible de faire.

La méthode la plus simple d'obtenir des taux d'érosion est de mesurer les flux aux différents endroits souhaités. Ces informations ne sont malheureusement pas disponibles, et des limitations techniques ne permettront pas dans l'immédiat de mesurer un flux de la charge de fond d'une rivière himalayenne. Nous proposons donc d'utiliser des informations géochimiques pour quantifier le fractionnement minéralogique entre les deux modes de transport : les particules en suspension dans la rivière et la charge de fond. Par comparaison avec la chimie initiale il sera ainsi possible de quantifier le flux total de matière érodée. De plus, nous systématiserons l'emploi du traçage isotopique des sédiments pour déterminer les zones à l'érosion dans la chaîne (e. g. Goldstein *et al.*, 1984 ; Bouquillon *et al.*, 1990 ; France-Lanord *et al.*, 1993) et attribuer le flux de particules total à une surface bien précise, préalable à un calcul de vitesse d'érosion.

Les études existantes de la chimie des eaux dans le bassin du Gange-Brahmapoutre (e. g. Handa, 1972 ; Sarin et Krishnaswami, 1984 ; Sarin *et al.*, 1989 ; Sarin *et al.*, 1992) ont montré que certaines parties du bassin, en particulier le flanc nord de la haute chaîne, ainsi que la chimie des roches himalayennes étaient mal connus. Nous avons donc tenté de perfectionner la connaissance de l'érosion himalayenne en échantillonnant des rivières dans la partie tibétaine de la chaîne et surtout en examinant les relations spatiales entre la chimie des roches et celles des eaux dans des bassins versants assez restreints. Nous avons aussi essayé de compléter la base de donnée disponible sur le Gange et le Brahmapoutre par un échantillonnage proche de l'estuaire au moment des plus forts débits.

Cette étude de l'érosion himalayenne se présente suivant 5 chapitres. Si le fil directeur est la quantification de l'érosion chimique et physique de la chaîne, nous avons

aussi présenté certains résultats dans un esprit plus naturaliste de notre discipline. Dans le premier chapitre, la géographie physique de la zone d'étude est définie et nous avons essayé de faire une synthèse des données utilisées par la suite, c'est-à-dire les surfaces des bassins et les flux (débits et particules). Le deuxième chapitre présente et discute les différentes méthodes analytiques utilisées. Le troisième chapitre trace le portrait le plus fidèle possible des deux principaux acteurs de l'érosion, à savoir les roches sources et la pluie. Nous y présentons une synthèse des données disponibles, en particulier ceux de géochimie et décrivons les analyses nouvelles effectuées dans le cadre de ce travail ou en collaboration sur les roches himalayennes et des échantillons de pluie. L'avant dernier chapitre correspond à l'étude de l'érosion chimique, à partir de la chimie des eaux ou à celle des roches altérées. Nous y présenterons en particulier un bilan de l'alcalinité dans le bassin du Gange-Brahmapoutre ainsi que celui du Sr dissous. Enfin, le dernier chapitre présente une étude de l'érosion physique de la chaîne himalayenne à partir de la chimie et minéralogie des sédiments de rivières.

CHAPITRE I : LES OBJETS

DES CHEVEUX DE SHIVA AU PIED DE BRAHMA.

I-1) La géographie des bassins étudiés

La chaîne himalayenne sépare deux surfaces topographiques de faible relief : la plaine Indo-gangétique au Sud et le plateau du Tibet au Nord. Les deux extrémités Est et Ouest de la chaîne sont assez mal définies. La limite géographique de l'Himalaya au sens strict utilise généralement les coudes que forme le réseau hydrographique autour des massifs du Nanga-Parbat à l'Ouest et du Namche-Barwa à l'Est. Ainsi, la chaîne himalayenne proprement dite, s'étend entre les parallèles 72°E et 96°E en formant un arc orienté NW-SE à l'Ouest, et WSW-ENE à l'Est. Elle est bordée par des massifs montagneux ayant une organisation géographique nettement plus complexe. Dans la partie Ouest, se trouvent au Sud-Ouest les montagnes d'Afghanistan (Hindou Kouch, ...) et au Nord-Ouest celles du Tadjikistan (Pamir, Alaï). Dans la partie Est, ce sont, au Sud-Est, les chaînes Indo-birmanes et à l'Est, l'ensemble des différents massifs chinois des provinces du Yunnan et Sichuan (principalement le Hengduan Shan et le Daxue Shan), enfin la chaîne du Ningjing Shan au Tibet (Figure I-1). L'épaisseur de la chaîne est assez faible (250 km en moyenne) en comparaison de son étendue.

La chaîne possède une organisation méridienne définissant quatre unités géographiques qui se retrouvent sur l'ensemble de l'arc himalayen (figure I-2). En effet, une première ligne de crête est constituée par l'ensemble Siwaliks-Mahabharat et sépare la plaine du Moyen Pays. Cette chaîne de piémont peut posséder jusqu'à 4 ou 5 crêts parallèles sur 20 à 30 km de distance. Son altitude moyenne est de l'ordre de 1000 à 2000m. Cette première unité géographique est aussi appelée « Sub-Himalaya ». Le Moyen Pays ou « Bas Himalaya » est la partie de la chaîne comprise entre les deux lignes de crête majeures, de relief plus faible (Hurtrez, 1998). Son extension méridienne est variable, pouvant être assez réduite comme au Népal Central dans la région de Gorkha ou au Népal Oriental au sud du Kumbu (environ 50km) ou bien dépasser les 100 km comme au Népal Occidental et en Inde dans la région du Kumaon. L'altitude est comprise entre 1000 et 4000 m. Au nord de cette unité se trouve la haute chaîne ou « Haut Himalaya ». C'est la principale barrière formant l'Himalaya. Cette ligne de crête a une altitude moyenne de 6000 m. Les reliefs les plus importants se trouvent sur le versant sud (jusqu'à plus de 6000 m de dénivelé). Son épaisseur est assez faible de l'ordre de 50 km. La dernière unité géographique est la partie située au Nord de la haute chaîne, constituant la terminaison méridionale du plateau du Tibet. Les reliefs y sont moins marqués et l'altitude moyenne est d'environ 5000 m. Il faut toutefois rajouter un relief important, situé à environ 100-150 km au Nord de la haute chaîne, dans le plateau du Tibet, qui est formé par la chaîne du Trans-Himalaya. Le Trans-Himalaya est parallèle à la haute chaîne de l'Himalaya, avec une altitude moyenne similaire, mais ne forme qu'un relief de 1000 à 2000 m.

Au sud de la plaine Indo-gangétique, la bordure Nord du plateau du Deccan ainsi que le plateau du Rajmahal constituent la zone d'alimentation de nombreuses rivières. Les collines sous-jacentes entre le plateau du Deccan et la plaine ne montrent pas d'organisation particulière. La plaine alluviale du Brahmapoutre est très restreinte en Assam par la présence du plateau de Shillong, qui couvre une surface d'environ 30000 km^2 pour une altitude moyenne de 1000m, et la présence de la chaîne Indo-Birmane.

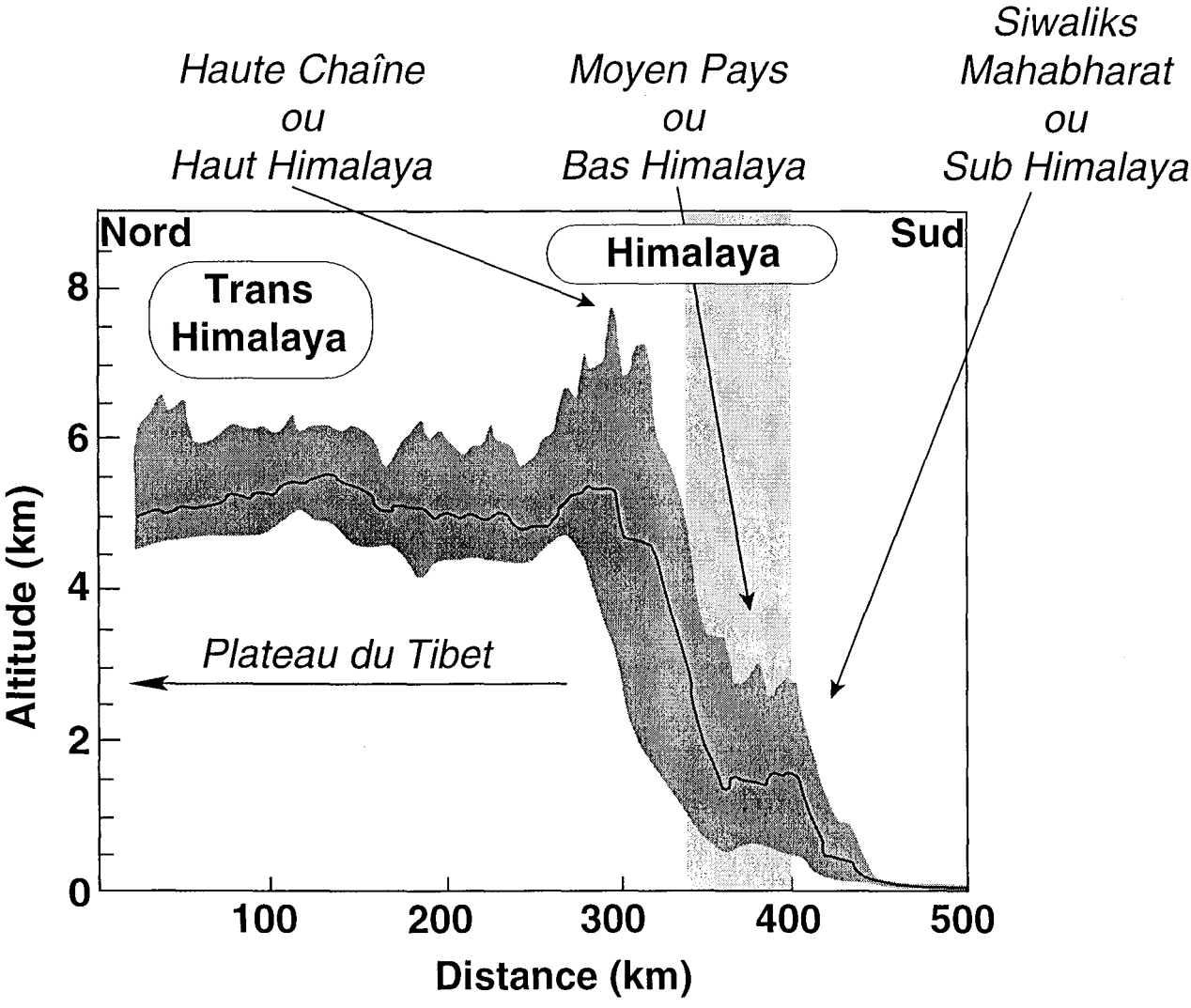


Figure I-2 : Zonation physiographique méridienne de la chaîne himalayenne sur une coupe synthétique (d'après Fielding et al., 1994).

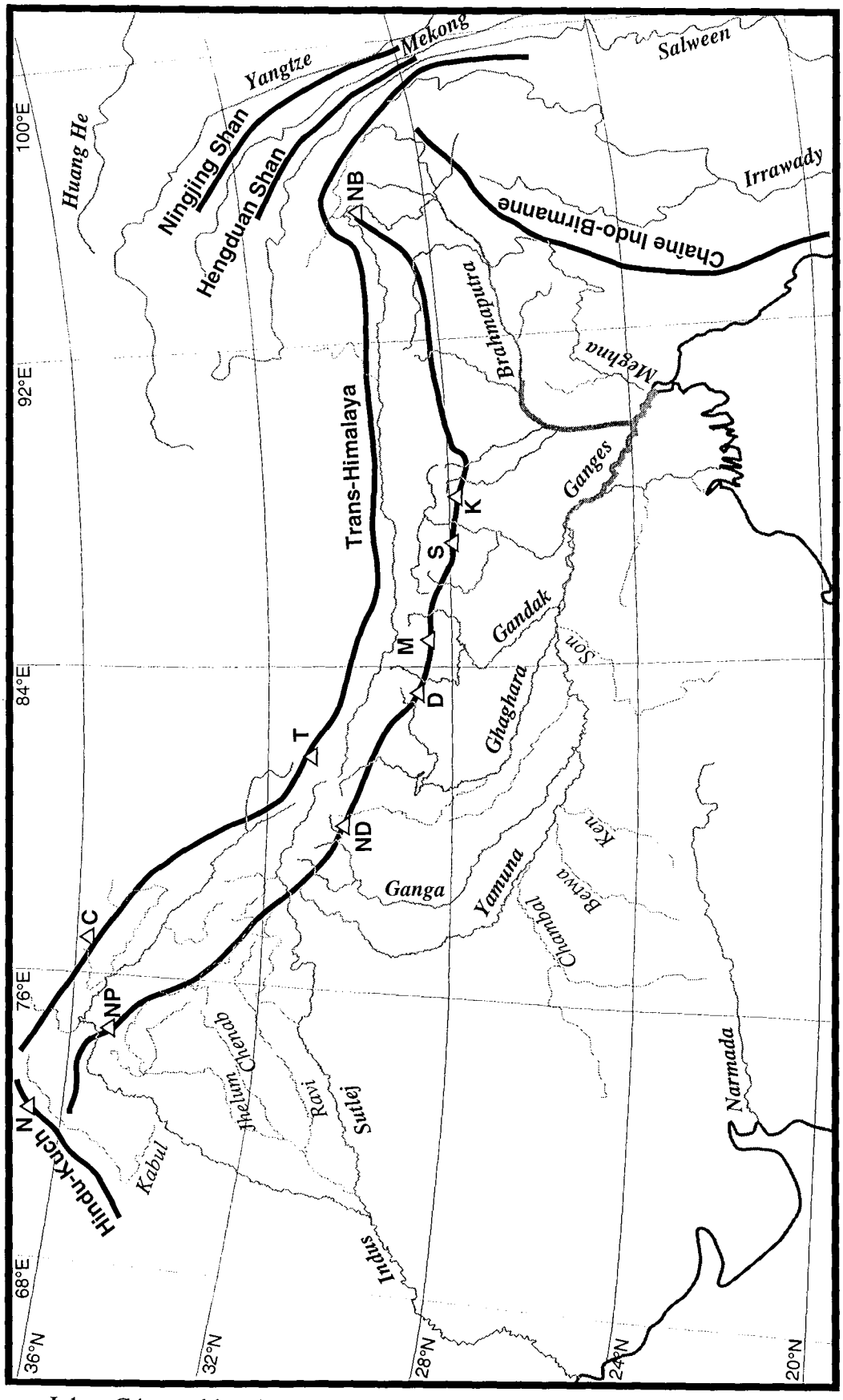


Figure I-1 : Géographie physique de la chaîne himalayenne. N: Noshag; NP: Nanga Parbat; C: Chogori ou K2; ND: Nanda Devi; T: Tise ou Kailas; D: Dhaulagiri; M: Manaslu; S: Sagarmatha ou Qomolungma ou Everest; K: Kanchengjunga; NB: Namche Barwa.

I-2) Le réseau hydrographique

La chaîne himalayenne proprement dite est actuellement drainée par 2 grands réseaux hydrographiques : le bassin de l'Indus-Sutlej à l'Ouest et le bassin du Gange-Brahmapoutre à l'Est (Figure I-1). Ces 2 bassins ne drainent pas l'ensemble du plateau du Tibet qui est parfois pris comme référence pour estimer l'impact global de l'orogenèse himalayenne. En effet, le flanc Est du Tibet qui présente un relief important (Fielding et al., 1994) est drainé du Nord au Sud par le Yangtze, le Mekong et le Salween. Bien que ne drainant pas le plateau du Tibet ni la chaîne Himalayenne, le bassin de l'Irrawady, enchassé entre les chaînes Indo-birmanes et Birmanes, est aussi ajouté par certains auteurs dans le budget érosif du pourtour du Tibet (e.g. Richter et al., 1992). Une des particularités des rivières himalayennes est d'avoir un nombre important de noms différents pour un même cours d'eau, et aussi des noms différents sur la même portion du cours d'eau. Ainsi, par exemple, le Brahmapoutre est dénommé Yarlong Tsangpo au Tibet, Zangbo par les chinois et pour la même partie, Dihang en Inde, dans sa partie montagneuse mais Brahmaputra dans la plaine de l'Assam et il pend le nom de Jamuna dès qu'il rentre au Bangladesh. Nous éviterons de multiplier ces découpages en différents noms pour une même rivière et ne les utiliserons que lorsqu'ils indiquent une différence notable (par exemple, Tsangpo et Brahmapoutre).

I-2-1) La partie Ouest : Indus-Sutlej

Le bassin de l'Indus-Sutlej représente une surface totale assez variable suivant les auteurs, allant de 832420 km^2 pour (Grabs et al., 1996) à 1165000 km^2 pour (Rao, 1979). L'estimation donnée par l'UNESCO (GEMS Water program) est de 920000 km^2 pour un débit moyen annuel à l'estuaire de 50 km^3/an ce qui correspond à environ 1600 m^3/s. Il faut toutefois noter que le débit global de ce système est assez mal connu puisqu'il y a plus de 65% de variation entre les estimations proposées par (Grabs et al., 1996) et celles de l'UNESCO.

Le bassin est divisé en 2 grandes parties. Les sources des principales rivières se trouvent au Nord, dans la partie montagneuse du bassin. Elles alimentent ensuite la plaine au Sud. L'Indus et le Sutlej qui correspondent aux extrémités septentrionales et orientales du bassin ont à peu près la même morphologie. C'est-à-dire un cours supérieur au Tibet d'orientation générale NW-SE, une traversée rapide de la chaîne marquée par un accroissement général de la pente avec une orientation générale NE-SW (Seeber and Gornitz, 1983) et la formation de cours méandriformes ou en tresses dans la plaine

alluviale. Là, la pente des cours d'eau est remarquablement faible puisque l'Indus y parcours plus de 1000 km pour une dénivelée de 250 m.

Une partie importante de l'eau des rivières est perdue dans la plaine puisque plus de 75% des débits délivrés par les cours d'eau himalayens (environ 200 km^3/an d'après Rao, 1979) ne participent pas au débit à l'estuaire. L'évapotranspiration est un processus contribuant à cette perte d'eau dans la plaine. La principale raison est un sous-écoulement des nappes alluviales vers l'océan. En effet, à l'estuaire, les compositions isotopiques en oxygène et hydrogène de l'eau ne sont pas compatibles avec une évapotranspiration importante (<10%, J. Veizer, communication personnelle).

I-2-2) La partie Est : Gange-Brahmapoutre

Une large partie de ces deux fleuves conflue au Bangladesh, mais cette région montre des diffluences. Pour le Gange, la plus importante est la Hoogli. Une partie du débit du Brahmapoutre utilise son ancien cours pour se déverser dans la Meghna. Le bassin du Gange-Brahmapoutre présente une dissymétrie importante. Le Brahmapoutre prend sa source au Tibet et a un cours supérieur parallèle à la chaîne. Il a donc une forte similitude avec l'Indus. Le Gange est, quant à lui, simplement constitué par l'ajout successif de fleuves perpendiculaires à la chaîne dont les sources se trouvent en flanc Nord de la haute chaîne Himalayenne (Figure I-3). Les principaux sont la Yamuna, le Ganga, le Ghaghara, le Gandak et la Sapt Kosi. De plus, il collecte les rivières drainant la partie Nord du sous-continent indien. C'est pourquoi, nous présenterons ces 2 bassins séparément. Il convient néanmoins de souligner que ces 2 fleuves dont le cours himalayen est séparé de près de 1500 km prennent leurs sources et débouchent pratiquement au même endroit.

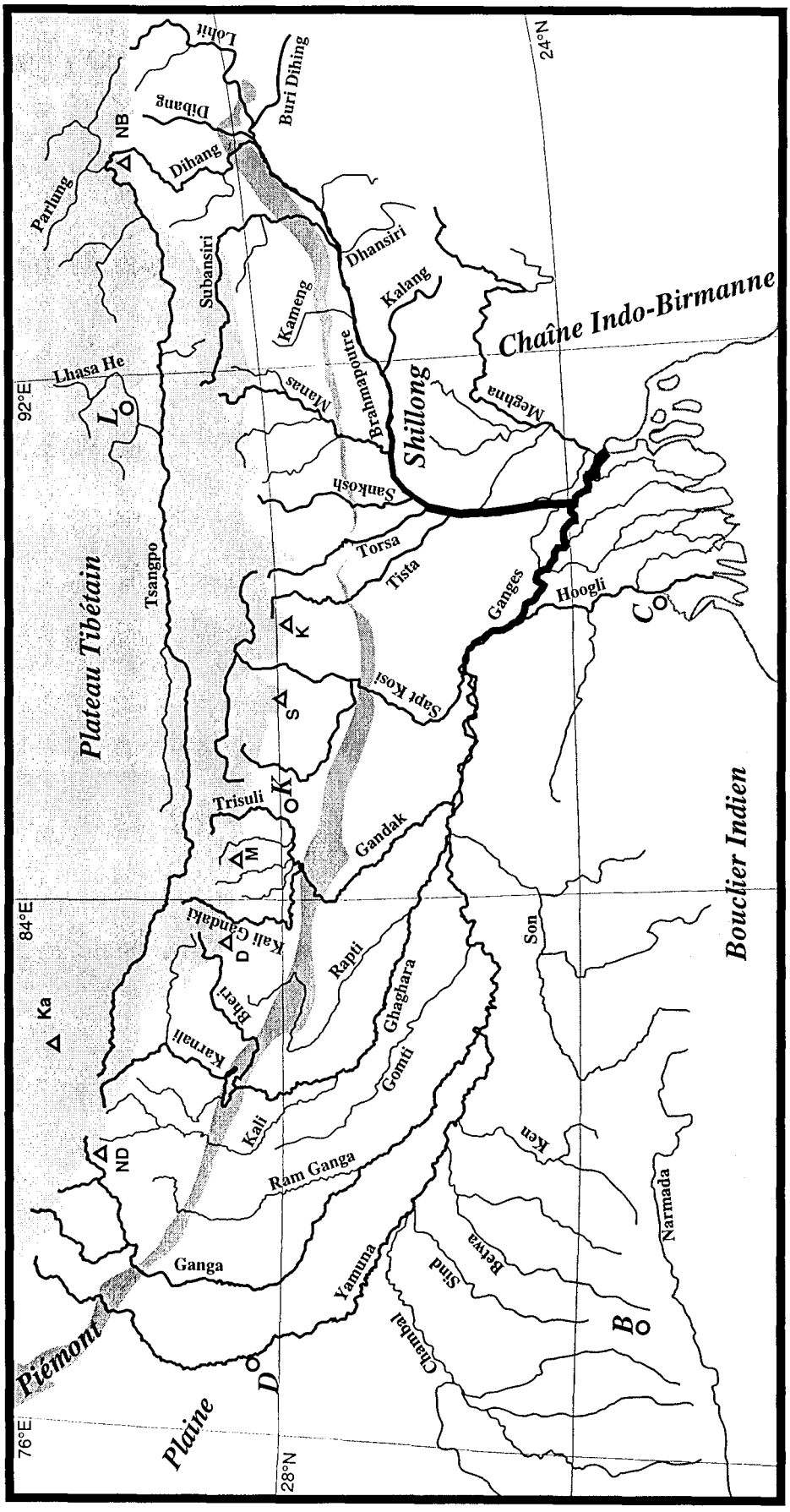


Figure I-3 : Réseau Hydrographique du bassin du Gange-Brahmapoutre. B : Bhopal ; D : Delhi ; K : Kathmandou ; L : Lhassa

I-2-2-1) Le bassin du Gange

Le bassin du Gange a une surface entre 935000 km^2 d'après Grabs et al. (1996), (qui ne tient pas compte de l'ensemble du delta puisque la mesure correspond à l'amont de Farakka, en Inde) et 1060000 km^2 pour l'ensemble du bassin d'après Rao, (1979). L'estimation proposée par l'UNESCO est de 950000 km^2, alors que (Milliman and Syvitski, 1992) a proposé une surface de 980000 km^2 à partir de données qui ne tiennent pas compte de la diffluence au niveau de la Hoogli. Ainsi, les données les plus complètes semblent être celles de Rao (Rao, 1979). Les mesures de débits sont elles aussi assez complexes du fait de la diffluence au niveau de Farakka (Figure I-3), et depuis 1975, de la présence du barrage du même nom. Des mesures effectuées en amont de la diffluence et avant l'existence du barrage, sont reportées par Rao, (1979). Elles donnent un débit global de 488.844 km^3/an alors que la moyenne sur plus de 20 ans après cette diffluence est de 377.418 km^3/an (Hossain et al., 1987). Ce qui permet d'estimer le débit de la Hoogli à 111.426 km^3/an. Le détail des débits des différents affluents du Gange a été reporté dans le tableau T et provient de Rao, (1979). La partie des débits relevant de la chaîne exclusivement provient de Alford, (1992) et certains débits dans la chaîne ont été estimés, pour les quelques données manquantes, à partir d'un rapport moyen entre plaine et montagne. La partie himalayenne ne représente qu'environ 16.6% de l'ensemble du bassin et c'est la plaine qui en occupe la majeure partie (52.5%). Une importante disparité des écoulements spécifiques existe entre les trois grands domaines que forment la chaîne himalayenne, la plaine Indo-gangétique et les affluents du sud du bassin. Le sud et la plaine ont des écoulements spécifiques de 300 et 330 mm/an, respectivement, alors que la chaîne délivre une moyenne de 1180 mm/an. Cette différence est due à la répartition des pluies à l'évapotranspiration dans le bassin et peut être à de l'écoulement souterrain, via les nappes (voir paragraphe I-3).

Table I-1: Débits annuels des principales rivières dans le bassin du Gange

Rivières	Himalaya Surface km²	Himalaya Débit 10^6 m³/an	Total Surface km²	Total Débit 10^6 m³/an
Rivières Himalayennes				
Yamuna	9760	10750	9760	10750
Ganga	21699	23900	45699	37330
Ran Ganga	2500	9816	32493	15620
Ghaghara	57578	63418	127950	94400
Gandak	31753	49385	46300	52200
Bhuri Gandaki	650	455	10150	7100
Bagmati	585	505	13400	1300
Kosi	51440	48155	74500	61960
Total :	**175965**	**206384**	**360252**	**280660**
Affluents du sous continent Indien (du Sud)				
Chambal			139468	30050
Sind			17734	7100
Betwa			45580	10000
Ken			28224	11300
Tons			16860	5910
Son			71259	31800
Pun Pun			8530	3577
Total :			**327655**	**99737**
Rivières de la plaine				
Gomti			30437	7390
Autres#			341657	101057
Exutoire :			**1060000**	**488844**

: obtenu par différence entre le total à l'exutoire et la somme des affluents. Les données sont d'après (Alford, 1992; Rao, 1979)

Table I-2: Débits annuels des principales rivières dans le bassin du Brahmapoutre

Rivières	Himalaya Surface km²	Himalaya Débit 10^6 m³/an	Total Surface km²	Total Débit 10^6 m³/an
Rivières Tibétaines				
Tsangpo	189843	59351		
Parlung¶	25917	31575		
Total	**215760**	**90926**		
Rivières Himalayennes				
Lohit	16320	19584	32640	60000
Dibang	11250	56520	15000	62800
Dihang§	44240	109074	260000	200000
Subansiri	24480	48843	32640	54270
Kameng	8882	23310	11843	25900
Manas	28125	28800	37500	32000
Sankosh				17270
Torsa	2734	4050	4883	4500
Jaldhaka	2969	3420	3958	3800
Tista	6340	11300	12540	19300
Total	**145340**	**304901**		
Rive gauche				
Bhuri Dihing			8473	13610
Dhansiri			12250	20000
Kalang			15800	28000
Total			**36523**	**61610**
Plaine				
Autres#			109573	65550
Total			**159477**	**149563**
Brahmapoutre			**583000**	**630000**
Barak			25900	23000
Meghna			86220	151373

¶ : d'après les données partielles sur le Yi'ong (Zhihua et Chuanyou, 1981). § : la partie flanc sud correspond à la différence avec la partie tibétaine. # : obtenu par différence entre le total à l'exutoire et la somme des affluents. Données d'après (Alford, 1992; Goswami, 1985; Rao, 1979; Zhihua et Chuanyou, 1981).

I-2-2-2) Le bassin du Brahmapoutre

Sa surface totale est comprise entre 580000 km^2 d'après (Goswami, 1985) et 636130 km^2 d'après (Grabs et al., 1996). La zone de confluence entre le Gange, le Brahmapoutre et la Meghna montre une grande mobilité (environ 200 km entre les levés de J. Rennel en 1767 et le tracé actuel) et sa réorganisation rend difficiles son découpage et son attribution entre ces différents bassins. Par esprit de cohérence avec les surfaces et débits des principaux affluents (Rao, 1979), nous avons choisi une surface totale de 583000 km^2, donnée par cet auteur. Quatre grands domaines peuvent être différenciés dans ce bassin : sa partie Tibétaine, en flanc nord de la haute chaîne himalayenne, sa partie himalayenne, en flanc sud, sa plaine, et enfin le plateau de Shillong drainé par les affluents de la rive gauche du Brahmapoutre en Assam (Table I-2).

Table I-3 : Surface et Écoulement spécifique dans le bassin du Gange et Brahmapoutre

Rivière	Surface %	écoulement mm/an
Gange		
Himalaya	16.6	1180
Plaine	52.5	330
Sud	30.9	300
Brahmapoutre		
Tibet	37.0	420
Himalaya	29.3	2100
Plaine	27.4	940
Shillong	6.3	1690
Meghna	5.2#	1760

par rapport à la surface totale du G-B

Le cours supérieur, ou Tsangpo, au Tibet correspond à plus du 1/3 de la surface totale (37%) mais possède un faible écoulement spécifique (de l'ordre de 420 mm/an). Une forte zonation latitudinale existe dans ce sous-bassin. Les écoulements spécifiques sont très faibles à l'Ouest (100 à 200 mm/an, Zhihua and Chuanyou, 1981) et deviennent très importants vers la terminaison Est (1100 à 2600 mm/an, Zhihua and Chuanyou, 1981). Le flanc sud de la chaîne himalayenne a une plus grande importance surfacique (29.3%) que dans le bassin du Gange et, comme dans ce bassin, délivre le plus fort écoulement spécifique (2100 mm/an). La plaine ne représente que 27.4% du bassin actuel, mais une large partie de la plaine au sud du plateau de Shillong, et qui est actuellement drainée par la Meghna doit être rajouté au Brahmapoutre pour ce qui est des processus à long terme. Le bassin ne possède pas actuellement une surface significative sur le plateau de Shillong

(6.3%) mais un écoulement spécifique élevé (Table I-3) dans cette partie du bassin, conduit à ce qu'environ 9.8% du débit annuel du Brahmapoutre provienne de Shillong.

I-2-3) Répartition saisonnière de débits

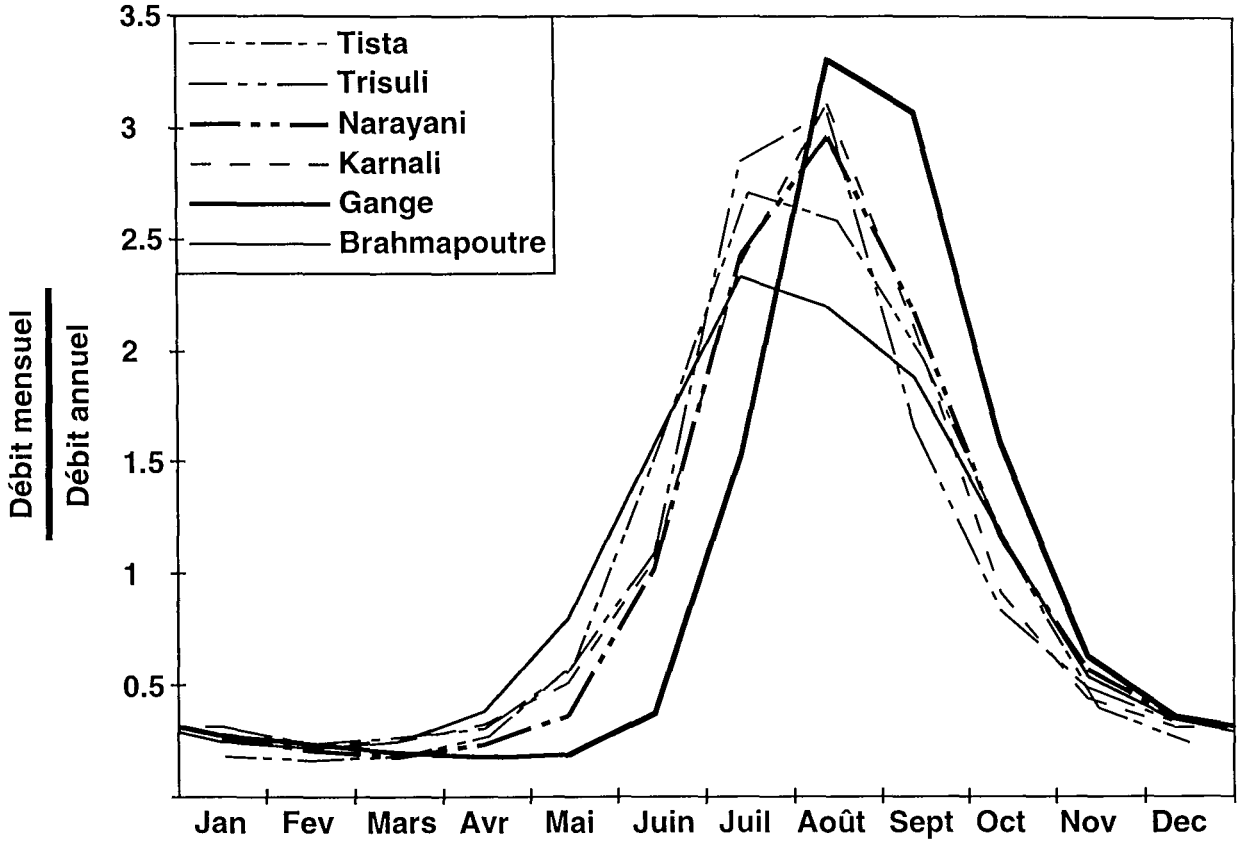


Figure I-4 : Proportion du débit mensuel par rapport au débit annuel moyen. Noter le décalage du Gange à Hardinge (Bangladesh) par rapports aux autres rivières. Les données du Gange, Brahmapoutre et Tista sont dans (Hossain et al., 1987). Les données sur la Trisuli, Narayani et Karnali sont du Hydrological Survey of Nepal, non publiées.

66 à 76 % des débits annuels sont regroupés sur les 4 mois de Juin à Septembre et correspondent à la période de pluie, liée à la mousson du Sud-Ouest (Hossain et al., 1987; Alford, 1992). Dans le détail (Figure I-4) cette répartition n'est pas homogène pour deux raisons. Premièrement, les rivières ayant une importante surface dans la plaine, comme le Gange, ont l'ensemble de leur répartition saisonnière des débits, décalée dans le temps (de l'ordre du mois). Ce décalage temporel est à relier à l'alimentation des importantes nappes phréatiques dans la plaine en début de mousson et à leur écoulement pendant le reste de l'année. Deuxièmement, les rivières en flanc Sud et localisées à l'Est de la chaîne (à partir de la Tista) ont un débit maximum en Juillet, alors que les rivières du flanc nord, comme

le Lhasa He ou le Tsangpo, ainsi que les rivières à l'Ouest du Sikkim ont un débit maximal en Août. Pour le bassin du Gange et du Brahmapoutre, à l'exutoire, la proportion des 4 mois de mousson est de 68% et 66%, respectivement, ce qui est légèrement inférieur à l'importance de cette période dans la chaîne (71 à 76%). La contribution des nappes et des autres parties du bassin, en particulier le sud et le plateau de Shillong pourrait, en partie, expliquer la plus forte participation des mois sans fortes précipitations, au débit annuel du Gange et Brahmapoutre à l'exutoire.

Les données hydrologiques sur les bassins de l'Indus-Sutlej et du Gange-Brahmapoutre sont des données plus ou moins confidentielles pour les différents pays tels que la Chine, le Pakistan et l'Inde (e.g. Ramesh and Sarin, 1992). Ainsi, nous ne disposons pas de données saisonnières pour les rivières de ces pays. La répartition saisonnière des débits ainsi que celle du maximum de l'écoulement spécifique (Figure I-4 et I-5) sont tout de même très fortement marquées par la répartition des précipitations sur l'ensemble du bassin (Alford, 1992). Ainsi, les répartitions spatiales et temporelles des précipitations, ainsi que de l'évapotranspiration, donneront donc une image à peu près fiable des répartitions des débits sur l'ensemble du bassin.

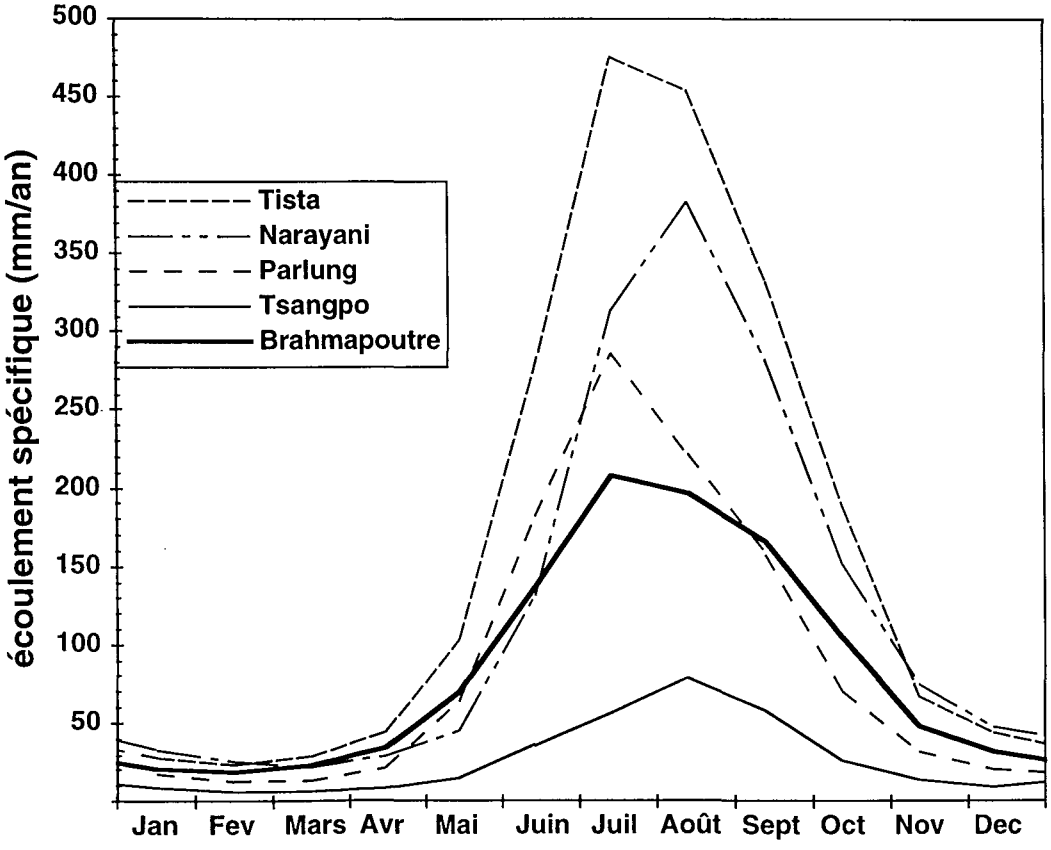


Figure I-5 : Evolution saisonnière de l'écoulement spécifique de quelques rivières. Noter la différence entre l'Est (bassin de la Tista) et le centre (bassin de la Narayani) de la chaîne, ainsi qu'entre le versant Nord (bassin du Tsangpo) et le versant Sud. . Les données du Brahmapoutre et de la Tista sont dans (Hossain et al., 1987), celles de la Narayani sont du Hydrological Survey of Nepal, non publiées, et celles du Parlung et du Tsangpo de (Zhihua and Chuanyou, 1981).

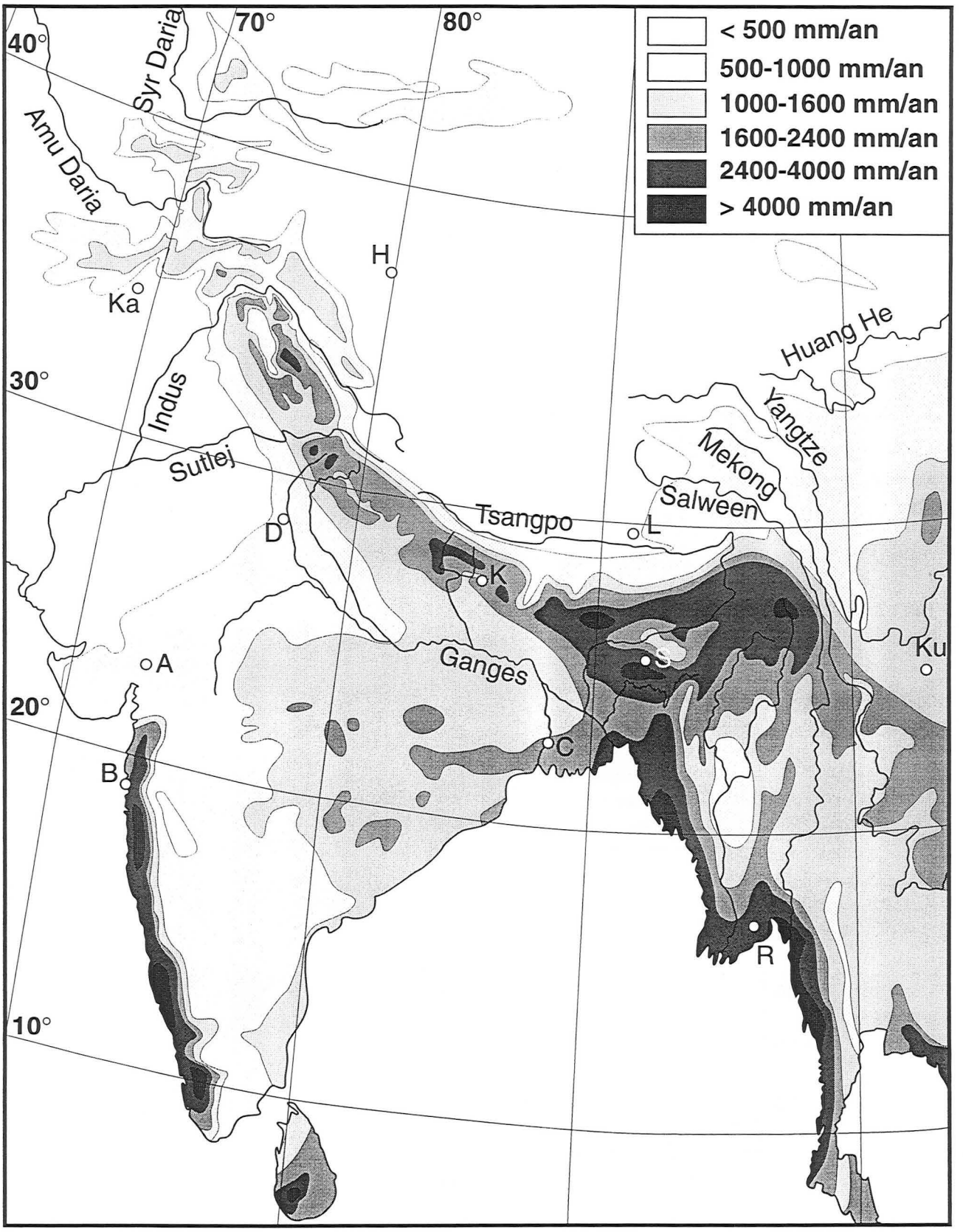


Figure I-6 : Répartition annuelle des précipitations sur le pourtour du Tibet et le sous-continent indien (d'après Korzoun et al., 1977). A : Amadabad, B : Bombay, C : Calcutta, D : New Delhi, H: Hetian, K : Kathmandou, Ka : Kabul, Ku : Kunming, L : Lhassa, R : Rangoon, S : Shillong.

I-3) La répartition des précipitations

I-3-1) Dans le bassin

Deux types de gradients existent dans la répartition des précipitations. D'une part, le flanc Sud de la chaîne est nettement plus arrosé que le versant Nord et le plateau du Tibet. D'autre part, les précipitations sont plus abondantes à l'Est qu'à l'Ouest (Figure I-6).

L'évapotranspiration annuelle suit à peu près la même répartition spatiale que celle des précipitations. Elle est très faible au Tibet, où les écoulements spécifiques (Zhihua et Chuanyou, 1981) sont à peu près similaires aux précipitations (Jijun and Benxing, 1981). En revanche, elle est de 500 à 600 mm/an dans la Plaine Indo-Gangétique ainsi que dans le flanc sud de la chaîne, à moyenne altitude (Alford, 1992; Chattopadhyay et Hulme, 1997). Cette forte évapotranspiration accentue le gradient des écoulements spécifiques entre la plaine et la chaîne. Dans la plaine, elle est tout de même un peu faible pour expliquer la totalité de la différence entre l'écoulement spécifique (de l'ordre de 300 mm/an) et les précipitations à cet endroit (1000 mm/an en moyenne). L'évapotranspiration est difficile à mesurer et les données sont donc assez sujettes à caution. Soit elles sont sous estimées dans la plaine, soit une partie significative des précipitations alimente des sous-écoulements dans les sables alluviaux.

Les écoulements spécifiques et les précipitations au Népal sont très voisins (Lavé, 1997; Hurtrez, 1998). Cela suggèrerait que l'évapotranspiration dans la chaîne est négligeable. Les quelques mesures qui existent montrent que ce n'est pas le cas (300 à 500 mm/an, Alford, 1992). Ainsi, en utilisant les enregistrements météorologiques existants, les précipitations sont sous-estimées. En revanche, le bon accord entre les écoulements spécifiques mesurés et ceux calculés à partir des données de précipitations pour les bassins d'assez grande importance permet d'utiliser le krigeage des stations météorologiques existantes pour estimer les débits annuels en nos points d'échantillonnage. Les fonds de vallée, le versant Sud des bassins et les parties de basses altitudes (<4000 m) sont sur-représentés dans la répartition des stations météorologiques au Népal. Étant donné que la partie au Nord de la Haute chaîne possède une très faible pluviosité, ce sont les parties en altitudes où les précipitations sont sous estimées.

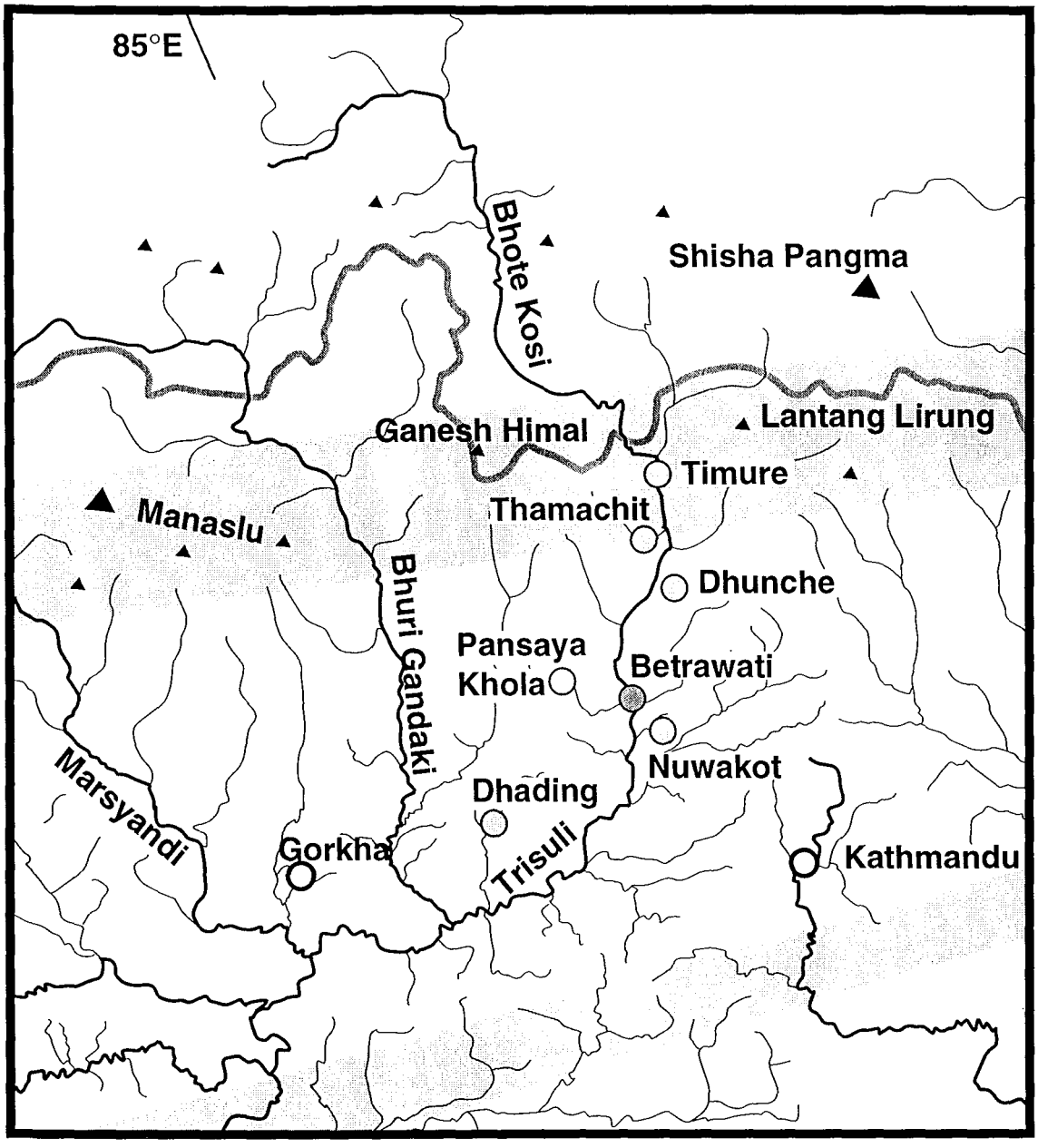


Figure I-7 : Localisation des 6 stations de la partie supérieure du bassin de la Trisuli, au Népal

I-3-2) Suivant les saisons

Les précipitations durant la période de mousson (Juin à Septembre) représentent entre 60 et 90% des précipitations annuelles, tant dans la chaîne (Alford, 1992; Lavé, 1997) que dans la plaine (Rao, 1979). Cette répartition est similaire à celle des débits. L'arrivée et la fin de la saison des pluies montrent une répartition spatiale assez constante d'année en année (Rao, 1979), avec une durée de l'ordre de 3 mois au niveau du 78°

parallèle pour dépasser 4 mois à l'Est du 86° parallèle. Le caractère non cyclonique des précipitations de mousson dans la chaîne implique que c'est la longueur de la mousson qui entraîne les plus fortes précipitations (et écoulements spécifiques) à l'Est par rapport à la partie Ouest du bassin. La part des précipitations orographiques est assez difficile à évaluer à cause du manque de station d'altitude et les effets d'abris auxquelles sont soumises les stations en fond de vallée dans la chaîne. Certaines stations peuvent toutefois avoir enregistré cet effet. C'est le cas de la station de Dhunche au Népal Central (Climatological record of Nepal). La mousson arrive durant la deuxième quinzaine de Juin dans cette partie de la chaîne et pourtant cette station montre des précipitations significatives en Mai et largement supérieures aux stations avoisinantes (Figures I-7 et I-8). Ce type de précipitation semble précéder la mousson, mais le manque de données météorologiques ne permet pas de généraliser sur l'ensemble de la chaîne. La forme même de ces précipitations (neige ou pluie) peut aussi engendrer une distorsion sensible entre l'histogramme des précipitations et celui des débits. Néanmoins, les parties hautes de la chaîne pourraient recevoir des précipitations orographiques un peu avant les précipitations de mousson, comme cela a été noté en mai 1997 (MO team, communication personnelle).

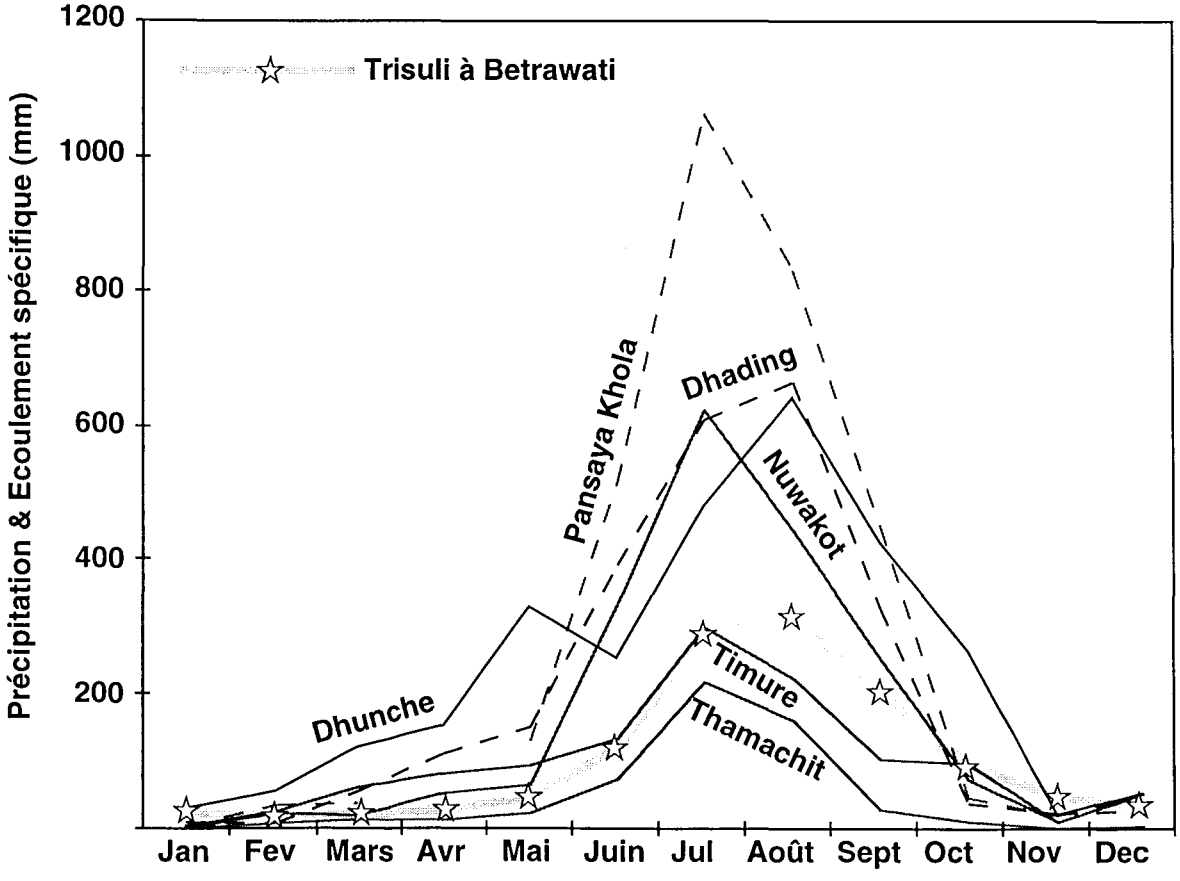


Figure I-8 : histogramme des précipitations des 6 stations de la partie supérieure du bassin de la Trisuli en 1987-1988 et comparaison avec l'histogramme des débits de la Trisuli.

L'ensemble de ces caractéristiques climatiques et hydrologiques implique que la période importante en terme de flux hydrique se situe entre les mois de mai et octobre.

I-4) La charge solide des rivières

I-4-1) Mode de mesure

La charge solide des rivières est habituellement obtenue par une mesure de matière en suspension (MES), multipliée par le débit de la rivière. Deux types de mesure des MES ont été effectués sur les bassins du Gange-Brahmapoutre. La méthode la plus employée est celle de la décantation et mesure des volumes (e.g. Rennell, 1781) ou pesée (e.g. Abbas and Subramanian, 1984) du résidu solide. Les mesures récentes sont réalisées à partir de la mesure du décalage Doppler sur une onde acoustique réfléchie (ADCP, e.g. RSP, 1996). Cette dernière méthode permet d'obtenir le flux d'eau ainsi que la charge en MES, mais implique une calibrage empirique à partir de la méthode classique et une mesure le long d'une section. Généralement, une corrélation positive est déterminée entre la concentration en MES et le débit (e.g. Goswami, 1985; HPC, 1989; RSP, 1996).

Comme dans n'importe quelle rivière, c'est pendant les périodes de crue qu'a lieu la quasi-totalité du transport particulaire. Pour les rivières des régions tempérées, les crues centenaires sont prédominantes (e.g. L. Lecussan, communication personnelle). Pour l'ensemble du bassin du Gange-Brahmapoutre, aucune corrélation nette n'a été observée entre le maximum des débits de mousson et la charge solide, et ce, tant pour une comparaison inter-annuelle qu'annuelle (Goswami, 1985; HPC, 1989; RSP, 1996). La forte cyclicité annuelle des débits sur l'ensemble du bassin limite l'importance des crues exceptionnelles sur la quantité moyenne de matière érodée.

I-4-2) Comparaison et discussion des données disponibles

Les mesures par ADCP ont permis de montrer de très forts contrastes de concentration en MES dans le Brahmapoutre en août 1993 (RSP, 1996). Certaines zones, où le courant est maximal, ont des teneurs excédant 700 mg/l alors que d'autres parties d'un même profil peuvent avoir des concentrations inférieures à 50 mg/l. Dans d'autres parties du cours d'eau, ce n'est pas la zone de plus fort courant qui possède la plus forte charge en MES. Donc, les mesures effectuées par prélèvement et décantation en un point du courant peuvent être difficilement extrapolées à l'ensemble du flux hydrique. De plus,

cette forte hétérogénéité en MES peut entraîner des différences granulométriques, minéralogiques et chimiques le long d'une section. Néanmoins, ne disposant pas de données acquises par ADCP sur les rivières autres que le Brahmapoutre et sachant qu'il y a peu de différences entre les deux types d'estimation des flux de MES sur cette rivière (ISPAN, 1995), nous considèrerons l'ensemble des données indépendamment de leur mode d'acquisition.

Dans la chaîne, au cours d'une mousson, les premiers pics de débits sont associés à des charges en MES plus importantes que pour des débits similaires en fin de mousson (JICA, 1982; HPC, 1989). Le réseau hydrographique est donc purgé en début de chaque période des pluies et l'hydrodynamisme de cette période influence fortement le flux annuel de MES. Il faut ajouter à ceci les évènements catastrophiques tels que les vidanges des lacs glaciaires suite aux ruptures de barrages naturels (e.g. Ives, 1986). Ces deux processus expliquent, en partie, l'absence de relation directe entre l'intensité des pluies et le flux de MES pour les comparaisons pluri-annuelles. La plus forte charge en MES en fin de printemps est liée 1) à une plus faible stabilisation des sols par la végétation à moyenne altitude (Carson, 1985), 2) aux précipitations orographiques et 3) au début de la fonte.

Les corrélations entre la teneur mesurée en MES et le débit de la rivière sont donc assez approximatives. Par exemple, les mesures effectuées sur la Karnali, pour la même année, donnent un flux annuel moyen de 93.3 à 259 $\times$ 10^6 tonnes, suivant le type de relation choisi entre la concentration en MES et le débit (HPC, 1989). Étant donné que ces corrélations sont utilisées pour calculer le flux annuel de MES, ce dernier est déterminé avec une grande incertitude de l'ordre de 50%.

Les différentes données disponibles sur le bassin du Gange-Brahmapoutre ont été rassemblées dans les tables I-6 et I-7. Malgré les larges incertitudes, certaines différences existent entre les différentes unités géographiques. Ainsi, le flanc Nord de la chaîne et le plateau du Tibet n'apportent que très peu à la charge particulaire des rivières. Il en est de même pour les affluents du Sud du bassin. Le flux de matière en suspension rapporté à la surface des bassins drainés (appelé taux d'érosion spécifique par certains auteurs) est 1 à 2 ordres de grandeur en dessous des rivières drainant la chaîne (Figure I-9), sans toutefois être aussi bas que celui des zones tropicales sous couvert végétal important (forêt amazonienne) ou ayant une carapace latéritique (bouclier indien). Il apparaît aussi que les rivières drainant le plateau de Shillong ont une charge solide plus faible que les rivières drainant la chaîne (Figure I-9).

Pour l'ensemble du flanc sud de la chaîne, une corrélation positive existe entre le taux d'érosion spécifique et l'écoulement spécifique. Cette corrélation implique un contrôle climatique de l'érosion en Himalaya comme cela a été proposé à partir de l'ensemble des grands fleuves mondiaux (e.g. Summerfield et Hulton, 1994). Ainsi, la

répartition des précipitations dans la chaîne suggère que ce sont les parties de la chaîne soumises aux plus fortes précipitations (les faces Sud des Siwaliks et de la Haute chaîne) qui ont le taux d'érosion spécifique le plus élevé. Les rares études détaillées des flux de particules de petits bassins himalayens montrent que le flanc sud des Siwaliks (Sinha et Friend, 1994) a des taux d'érosion spécifique de l'ordre de 1000 à 3000 t/km^2/an, similaires à ceux des grandes rivières. Toutefois, la lithologie différente de ces terrains favorise leur érosion par rapport au reste de la chaîne (e.g. Lavé, 1997; Hurtrez, 1998).

Table I-4 : Flux annuels de MES pour le bassin du Gange

	Himalaya			Total		
Rivières	Surface km^2	MES 10^6 t/an	Refs	Surface km^2	MES 10^6 t/an	Refs
Rivières Himalayennes						
Yamuna	9760	18	1	9760		
Ganges	21699	14	2	45699		
Ram Ganga	2500			32493	10	2
Ghaghara	57578	93.3 - 259	3	127950		
Gandak	31753	36	4	46300	82	5
Bagmati	585	2.7	6	13400	11	5
Sapt Kosi	51440	88 - 143	6-7	74500	43	5
Total :	**175965**			**360252**		
Affluents du sous continent Indien (du Sud)						
Chambal				139468	18	1
Betwa				45580	10	1
Ken				28224	5.3	1
Son				71259	50	2
Total :				**327655**		
Rivières de la plaine						
Gomti				30437	6	2
Total :				**372094**		
Gange :				**1060000**	**328 - 548**	8

1 : Jha et al., (1988) ; 2 : Abbas et Subramanian, (1984) ; 3 : HPC, (1989) ; 4 : JICA, (1982) ; 5 : Sinha et Friend, (1994) ; 6 : Laban, (1978) ; 7 : Carson, (1985) ; 8 : Coleman, (1969) ; Abbas et Subramanian, (1984) ; RSP, (1996).

Enfin, les lits majeurs des cours d'eau dans le Moyen Pays ont des terrasses alluviales récentes (e.g. Fort, 1993; Lavé, 1997), ce qui constitue un lieu de stockage temporaire de matériaux érodés. La zone prépondérante de stockage est la plaine Indo-Gangétique. Ainsi, la diminution du flux de MES pour la Sapt Kosi (Table I-4) n'est peut-être pas seulement liée à la variabilité des mesures et estimations de la charge annuelle en MES, mais pourrait enregistrer un début de sédimentation dans le cône alluvial, avant confluence avec le Gange, qui joue le rôle de drain principal dans la plaine. En revanche, il est plus difficile d'interpréter la différence importante entre le flux de MES mesuré dans la Narayani au sortir de la chaîne (partie Himalayenne du Gandak), et celui mesuré dans le

Gandak, dans la plaine (Table I-4). Les données obtenues dans la Narayani sont largement inférieures aux 2 autres bassins comparables situés au Népal (Table I-4) : la Karnali (amont du Ghaghara) et l'ensemble Arun-Sun Kosi -Tamur (amont de la Sapt Kosi). Ainsi, ce sont les chiffres du Gandak qui seront retenus pour le flux de la Narayani.

Table I-5 : Flux annuels de MES pour le bassin du Brahmapoutre

	Himalaya			Total		
Rivières	Surface km^2	MES 10^6 t/an	Refs	Surface km^2	MES 10^6 t/an	Refs
Rivières Tibétaines						
Nyang He	6216	0.93	1			
Lhasa He	26225	0.89	1			
Tsangpo	189843	16.9	1			
Total	**215760**					
Rivières Himalayennes						
Lohit	16320			32640	103 - 134	2
Dibang	11250			15000	47 - 109	2
Dihang§	44240			260000	198 - 247	2
Subansiri				32640	50	2
Kameng				11843	120	2
Manas	28125			37500	35 - 153	2
Tista	6340			12540	148	2
Total	**145340**					
Rive gauche						
Bhuri Dihing				8473	13 - 18	2
Dhansiri				12250	9	2
Kalang				15800	7	2
Total				**36523**		
Brahmapoutre				**583000**	**402 - 608**	3
Meghna				86220	13	4

§ : voir Table I-2. 1 : Zhihua et Chuanyou, (1981) ; 2 : d'après Goswami, (1985) et Delcaillau, (1992) ; 3 : Coleman, (1969) ; Goswami, (1985) ; CBJET, (1991) ; RSP, (1996) ; Subramanian, (1996) ; 4 : Coleman, (1969)

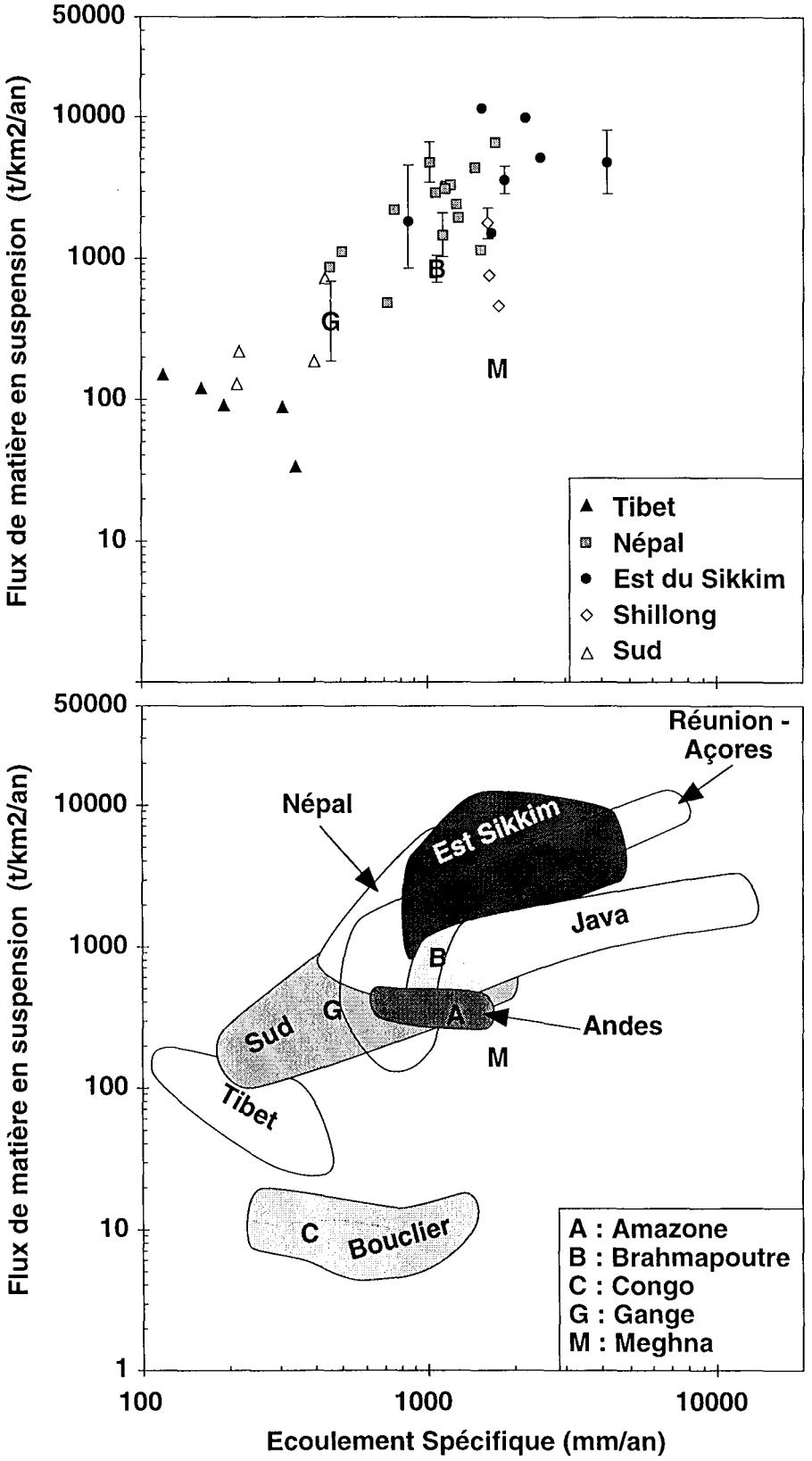


Figure I-9 : Transport spécifique de particules en suspension en fonction de l'écoulement spécifique pour certaines rivières de la zone inter-tropicale. La zone délimitée sous le terme bouclier correspond aux rivières drainant la plaine amazonienne, le bouclier africain ainsi que le bouclier indien. La zone délimitée sous le terme Est Sikkim correspond aux rivières drainant la chaîne himalayenne et se déversant dans le Brahmapoutre. Données d'après (Gaillardet et al., 1995; Subramanian, 1996; Gaillardet et al., 1997; Louvat, 1997; Louvat et Allègre, 1997; Louvat et Allègre, 1998) et tables I-4 et I-5

Pour les exutoires du Gange et du Brahmapoutre, la sédimentation et l'érosion des terrasses alluviales dans la plaine sont des processus supplémentaires qui viennent encore perturber les relations entre le débit et la teneur en MES. L'écoulement spécifique moyen sur la portion de chaîne drainée par le Brahmapoutre est presque le double de celui correspondant à la portion de chaîne drainée par le Gange (Tables I-4 et I-5). Cela implique que le bassin du Brahmapoutre a un taux d'érosion spécifique plus important que le bassin du Gange mais la faible qualité de la corrélation entre l'écoulement spécifique et le taux d'érosion spécifique ne permet pas d'en quantifier l'écart. Les données de MES à l'estuaire indiquent une telle différence entre ces 2 fleuves mais cet endroit intègre les processus de sédimentation et ré-érosion dans la plaine. Les estimations des différents flux entrant et sortant faites au Bangladesh montrent que, dans cette partie de la plaine, 114×10^6 t/an (ISPAN, 1995) de MES y sont accumulés, ce qui correspond à environ 16% des apports du Gange-Brahmapoutre. L'évolution de la morphologie du lit majeur du Brahmapoutre sur une décennie (Goswami, 1985) suggère qu'environ 70% du flux de MES apporté au Brahmapoutre reste dans la plaine de l'Assam. Plus récemment, des mesures de taux de sédimentation au Bangladesh étendues à l'ensemble du bassin du G-B suggèrent qu'entre 40 et 70% des MES sont stockés dans la plaine (Allison et al., 1998). La comparaison des volumes de sédiments entre le bassin d'avant-chaîne et le delta océanique sur les 20 derniers Ma (Einsele et al., 1996) indique qu'à long terme, environ 35% des sédiments érodés à la chaîne n'atteignent pas le domaine marin. Les mesures de sédimentation actuelle sont largement supérieures à ce chiffre, ce qui suggère, 1) soit une sous-estimation des flux de particules érodées et exportées par le bassin (voir chapitre V), 2) soit un déséquilibre actuel du système avec une plus forte rétention par les sols et les aménagements des cours d'eau, 3) soit les variations climatiques sont trop intenses et/ou rapide pour que les processus d'érosion atteignent un équilibre stationnaire. Ainsi, les estimations faites des flux de MES aux exutoires sont 1) très variables et 2) à utiliser avec précaution pour des calculs d'érosion de la chaîne himalayenne.

Il faut toutefois noter que la charge solide ainsi définie ne correspond pas à l'ensemble du matériel transporté par une rivière. Le transport par saltation de la charge de fond doit être aussi pris en compte. Ce mode de transport est nettement plus difficile à quantifier. Dans la partie torrentielle des cours d'eau himalayens, les différentes études préalables à la construction de barrages et de stations hydroélectriques ont considéré que le transport par la charge de fond correspondait à 15% de la charge en MES (e.g. JICA, 1982; HPC, 1989).Le remplissage très rapide des différents bassins de décantation actuellement en service montre que le transport par la charge de fond a été sous estimé. Les taux d'érosion spécifiques des îles de la Réunion (Louvat et Allègre, 1997), des Açores (Louvat et Allègre, 1998) et de Java (Louvat, 1997) ont été estimés à partir des

flux dissous et en supposant un équilibre entre les érosions chimique et mécanique. Ils sont 1 à 2 ordres de grandeur supérieurs à ceux mesurés par la charge en MES. Ce décalage indique une large sous-estimation des taux d'érosion spécifiques mesurés dans les rivières. En revanche, ils sont en parfait accord avec les estimations de ce que transportent les rivières pendant le passage de cyclones, ainsi qu'avec les calculs de volumes de sédiments déposés en mer (Louvat et Allègre, 1997).

Le taux d'érosion spécifique de la chaîne himalayenne est sous-estimé et pourtant il est déjà nettement plus élevé que ceux des rivières drainant des reliefs jeunes et soumis à de fortes précipitations (figure I-7). Ainsi, le flanc sud de la chaîne himalayenne est la zone du globe ayant les plus forts taux d'érosion mécanique.

I-5) L'échantillonnage réalisé

I-5-1) Les bassins étudiés

Comme nous venons de le voir, les données hydrologiques ainsi que les flux de particules sont assez rares et disparates sur l'ensemble du bassin. Il en est de même pour la caractérisation chimique des eaux et des sédiments. Les principaux travaux ont été menés en Inde (Sarin et Krishnaswami, 1984; Konta, 1985; Subramanian et al., 1985; Subramanian et al., 1987; Sarin et al., 1989; Sarin et al., 1992; Pande et al., 1994; Trivedi et al., 1995). Quelques données sont disponibles pour la partie tibétaine du bassin (Zhihua et Chuanyou, 1981), mais sont trop synthétiques pour être réellement exploitables. Certaines lacunes existent dans ces différentes études, en particulier le manque de données sur la chimie des eaux des rivières à l'intérieur de la chaîne et surtout au Nord de la haute chaîne. Les données sur la chimie des particules transportées sont quasi inexistantes. De plus, les périodes de hautes eaux (les mois de juin à septembre) sont largement sous-représentées par rapport à leur importance annuelle.

Au vu des résultats précédents, nous avons opté pour une portion de la chaîne non étudiée pour son hydrogéologie : le Népal (Figure I-10). Le contexte géologique au Népal Central est relativement bien connu. Ce qui nous permet d'avoir une connaissance assez complète des lithologies du bassin (Figure I-10). À l'intérieur de ce bassin du Népal Central, nous avons effectué trois types d'échantillonnage. Le premier correspond à une rivière importante que nous avons suivi de sa source à l'exutoire dans la plaine : la Kali Gandaki. Le deuxième est la surveillance saisonnière d'une rivière importante : la Trisuli à Betrawati pendant presque une année (Figure I-11). Le troisième correspond aux différents exutoires importants du bassin, qui intègrent toutes les sub-divisions de la chaîne, mais dans des proportions variables (Figures I-12 et I-13). Il manque à cette

approche un ensemble d'échantillons, durant la période de mousson pour les exutoires importants et pour des petits bassins monolithologiques. La campagne de Juillet 1998 devrait combler cette lacune.

La deuxième partie de notre échantillonnage correspond à l'exutoire global du système, c'est-à-dire le Gange et le Brahmapoutre au niveau de leur confluence. Il existe peu de données pour le Brahmapoutre. En outre, aucune composition isotopique du Gange n'était connue pour des eaux de mousson. Nous avons essayé de documenter ces 2 rivières pendant la période sèche et surtout la saison des pluies. Une rivière himalayenne, la Tista, affluent du Brahmapoutre qui draine le Sikkim, et la Meghna, rivière soumise à des variations climatiques similaires mais ne drainant pas la chaîne ont été prélevées pour comparaison.

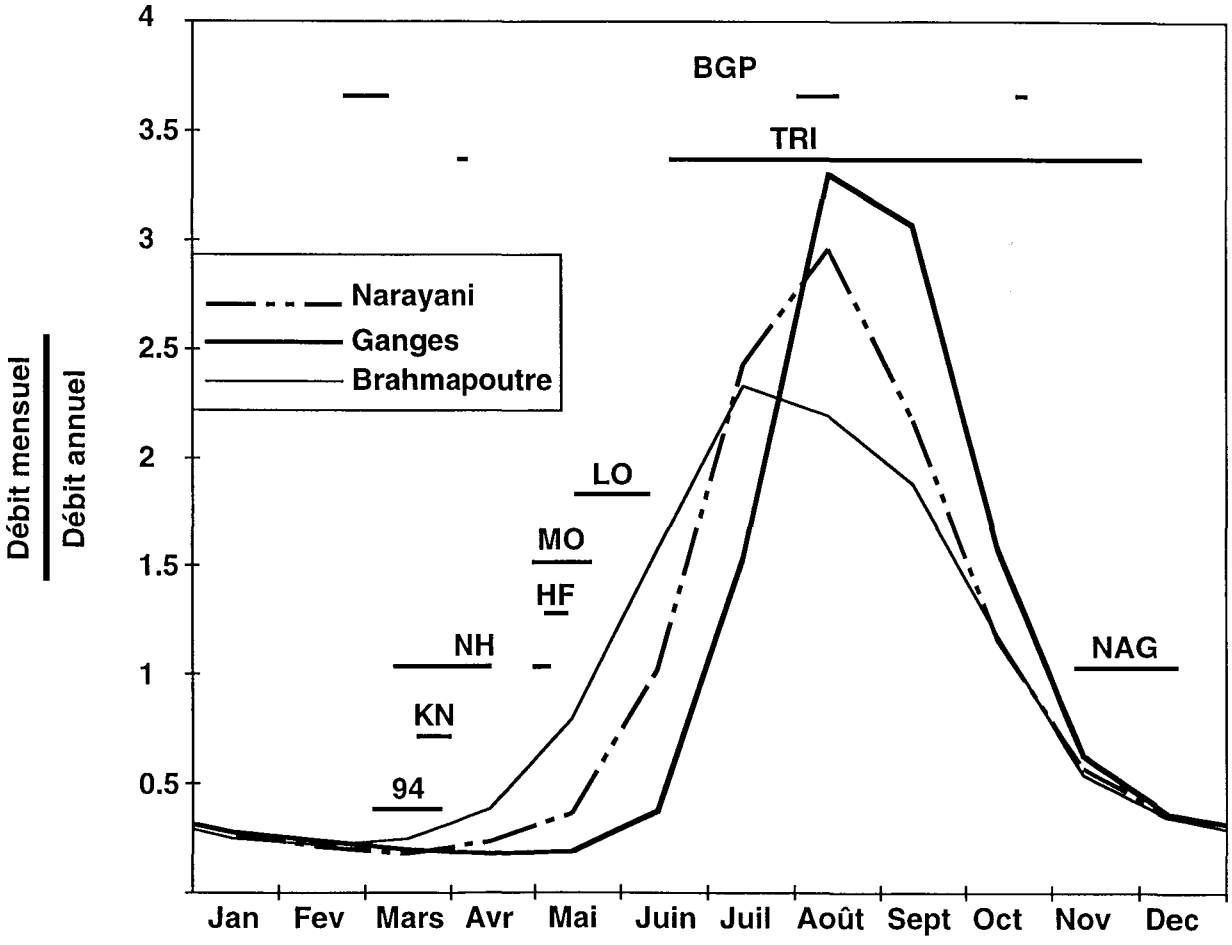


Figure I-11 : Période d'échantillonnage au cours des saisons hydriques. Les échantillons TRI correspondent à un même lieu (LO 258 sur la figure I-12). Seuls les échantillons BGP proviennent du Bangladesh, tous les autres proviennent du Népal. L'échantillonnage au Népal recouvre les années 1993 à 1997 alors que les échantillons BGP sont des années 1996 et 1997.

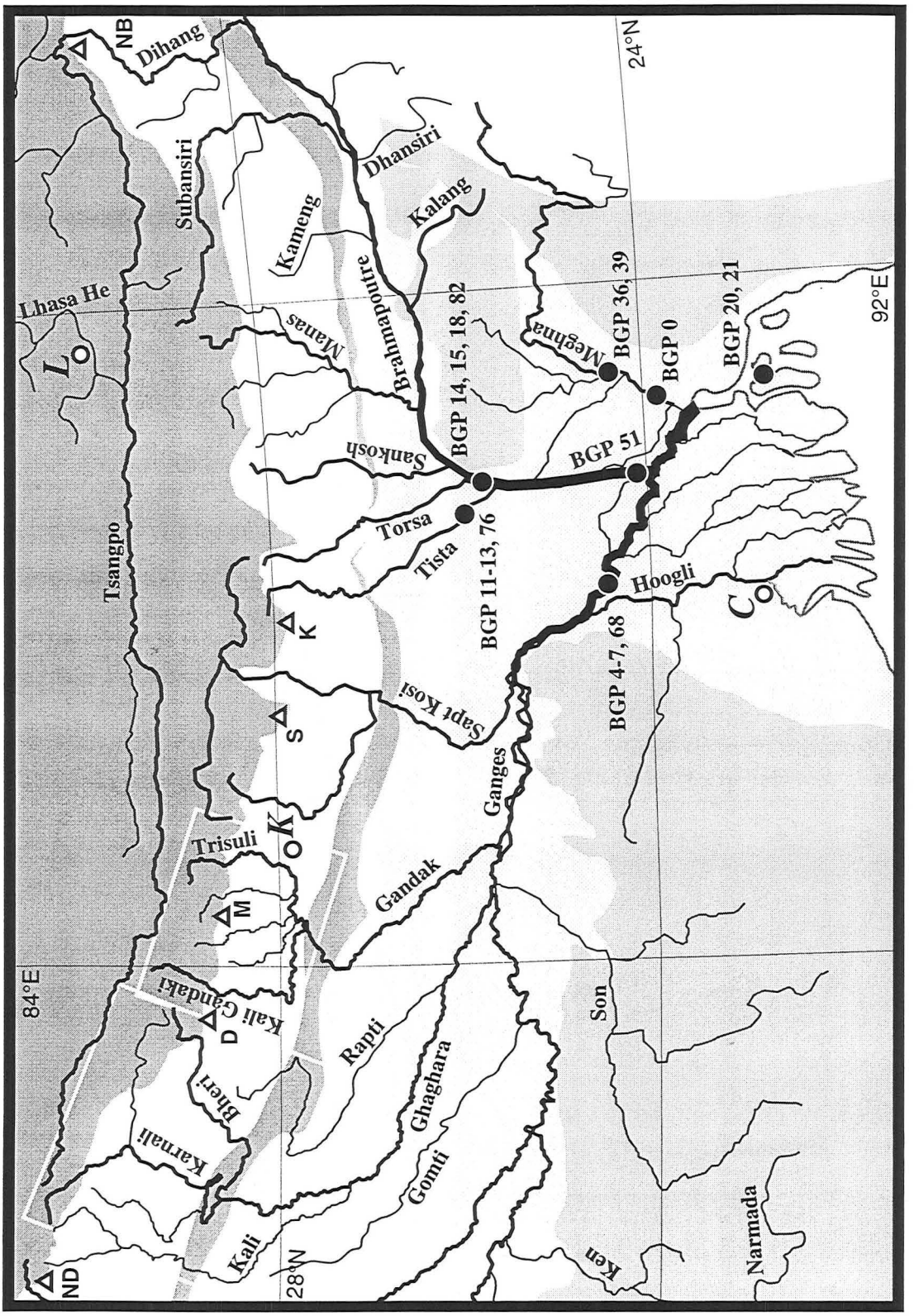


Figure I-10 : Localisation des principaux lieux d'échantillonnage des rivières dans le delta du Gange-Brahmapoutre. Les deux zones de la chaîne individualisées correspondent aux bassins du Népal Central (figure I-12) et de l'Ouest du Népal (figure I-13).

La géologie du Népal Central, drainé par la Narayani, est bien documentée (voir chapitre 3) en comparaison des autres parties de la chaîne. Ainsi, une étude de l'érosion en fonction de la lithologie y est possible. Ce bassin possède des rivières drainant exclusivement le flanc sud de la Haute chaîne, comme la Séti. Cependant, les principaux bassins (Kali Gandaki, Marsyandi, Bhuri Gandaki et Trisuli) possèdent une partie significative de leur bassin sur le flanc nord (25% pour la Kali Gandaki et près de 40% pour la Trisuli), dans le domaine climatique tibétain. Cette dernière partie a été échantillonnée en Mai-Juin 1993 et partiellement ré-échantillonnée ensuite (Avril 1994 et Novembre 1995) dans le bassin de la Kali Gandaki, principale rivière du bassin de la Narayani. Bien que les autres grandes rivières himalayennes (hormis la Yamuna) aient leur source dans cette partie de la chaîne, aucune donnée sur la chimie et les particules de cette zone n'était disponible.

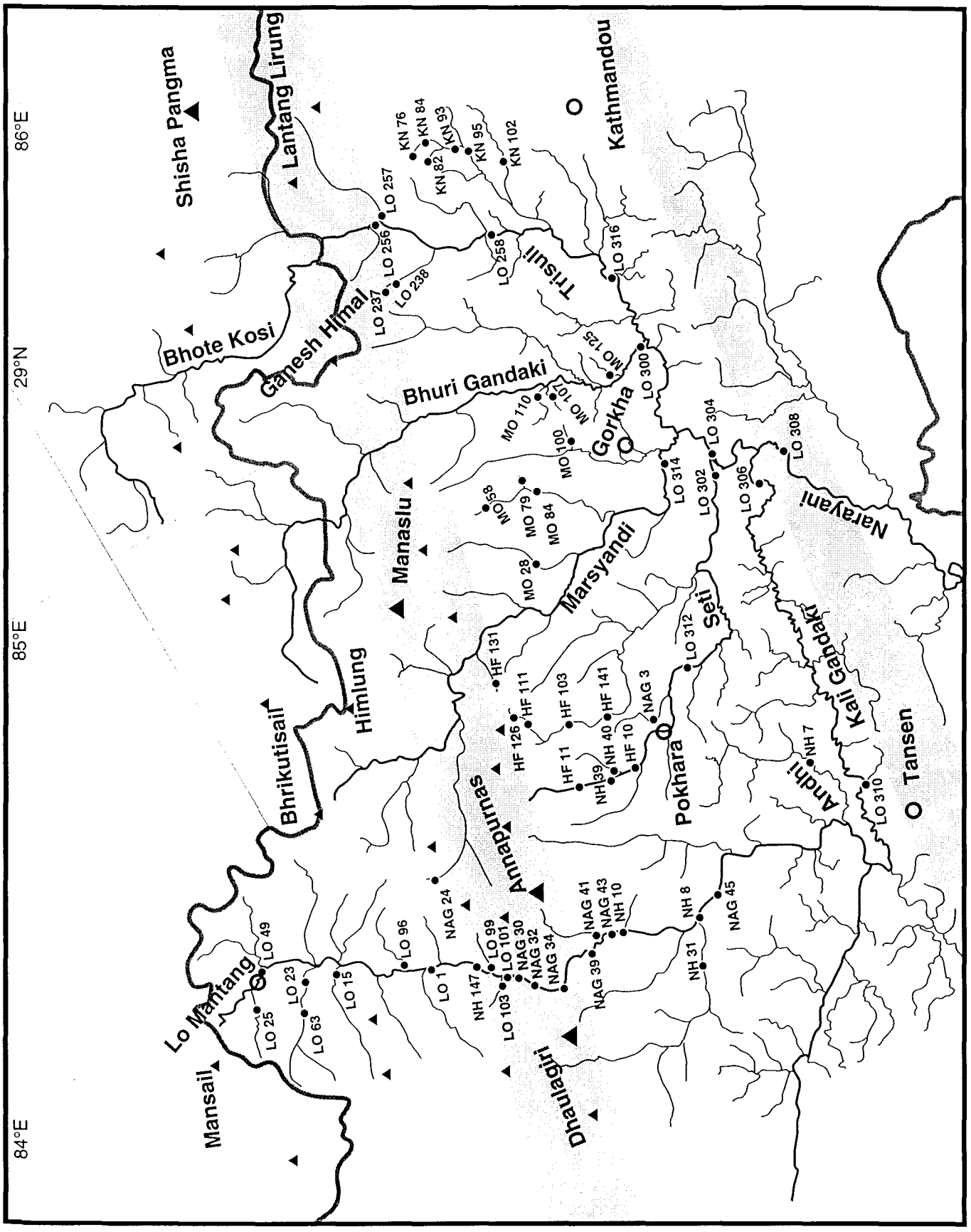


Figure I-12 : Localisation des échantillons d'eau dans le bassin de la Narayani, Népal Central. Les zones grisées correspondent à la Haute chaîne, et au piémont (Siwaliks).

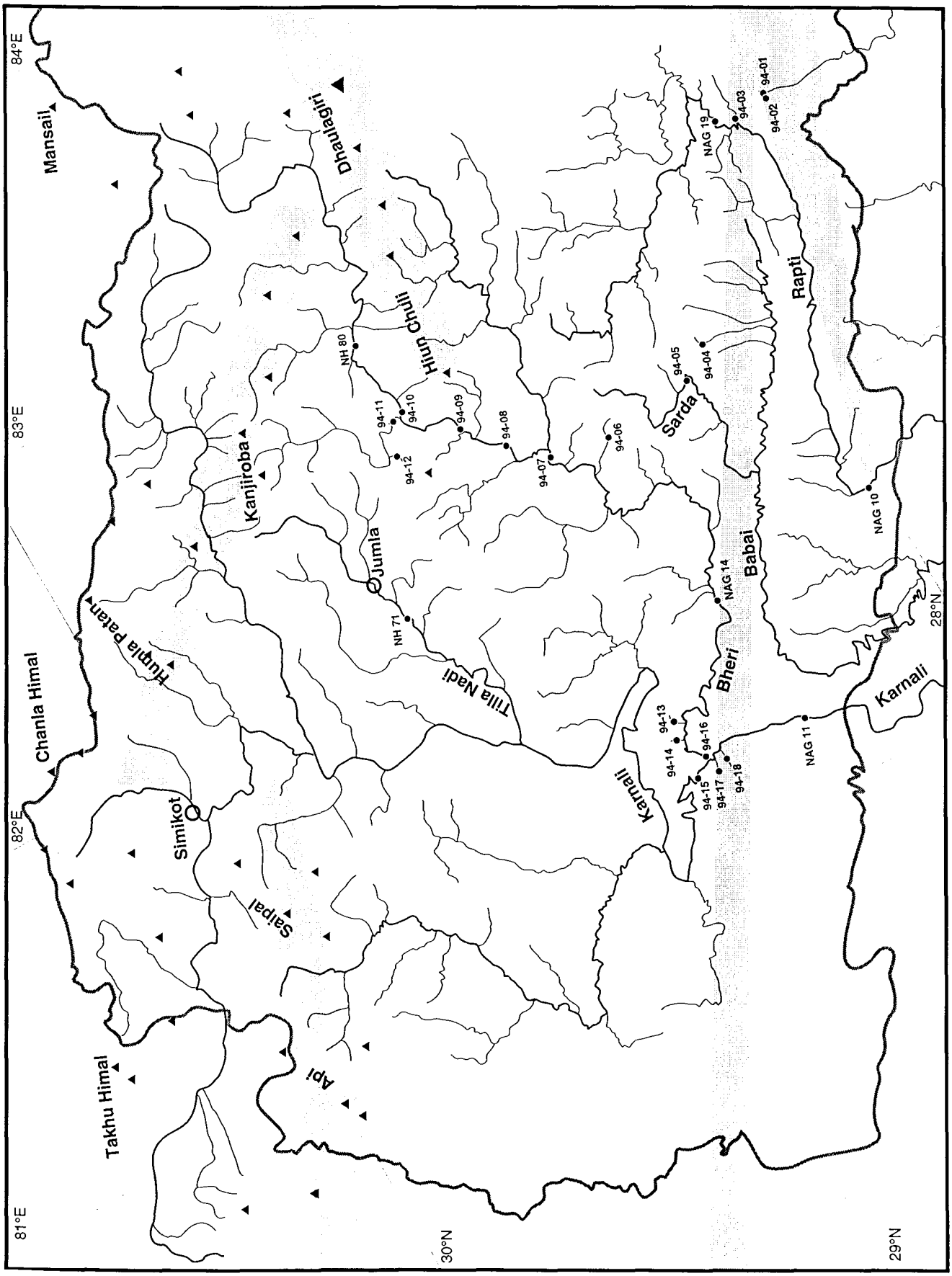


Figure I-13 : Localisation des échantillons d'eau dans le bassin de la Karnali, Népal de l'Ouest. Les zones grisées correspondent à la Haute chaîne, et au piémont (Siwaliks).

Les paramètres de bassin (surface et altitude moyenne du bassin versant) des principaux lieux d'échantillonnage ont été déterminés à partir d'un modèle numérique de terrain de 30 secondes d'arc de résolution, alors que le débit annuel est obtenu après krigeage des données météorologiques (Hurtrez, 1998). Ils ont été synthétisés dans les tableaux I-6 et I-7.

Table I-6 : Paramètre de bassin de l'échantillonnage de la Kali Gandaki

Échantillon	Rivière	Lieu	Surface	Altitude moyenne	Débit
			km^2	m	10^6 m^3/an
LO 25	Nangyal	Nangyal	49	4861	12
LO 49	Kali Gandaki	Lo Manthang	422	4803	105
LO 63	Tsarang	Lo Gekar	193	5624	57
LO 23	Tsarang	Tsarang	257	5228	74
LO 15	Ghami	Ghami	1712	4889	599
LO 96	Narsing	Chhuksang	133	4320	71
LO 1	Kali Gandaki	Kagbeni	2947	4844	1177
LO 99	Thini	Amont Kali	3135	4804	1318
NAG 30	Kali Gandaki	Chairogaon	3312	4775	1431
LO 103	Marpha	Marpha	57	4551	29
LO 101	Kali Gandaki	Aval Marpha	3355	4764	1467
NAG 32	Kali Gandaki	Khobang	3471	4739	1573
NAG 34	Kali Gandaki	Koketani	3555	4723	1667
NAG 39	Kali Gandaki	Dana	3988	4639	2349
NAG 43	Kali Gandaki	Tatopani	4026	4622	2428
NH 10	Kali Gandaki	Tatopani	4035	4616	2443
NAG 41	Miristi	Banskot	265	4446	448
NH 31	Mayongdi	Tatopani	1125	3355	1730
NH 8	Kali Gandaki	Aval Beni	5806	4150	5345
NAG 45	Kali Gandaki	Baglung	5983	4077	5724
NH 7	Andhi	Waling	400	1200	1128
LO 310	Kali Gandaki	Ramdi	10557	3073	15991
LO 306	Kali Gandaki	Kot	11889	2814	19203
LO 308	Narayani	Narayan Ghat	31795	3028	53733

La variabilité temporelle, au cours de la mousson est accessible grâce à un échantillonnage de la deuxième rivière (en termes de débit) du bassin : la Trisuli en un même lieu (Betrawati, point LO 258 sur la carte, figure I-12). De nombreux points ont aussi été échantillonnés à plusieurs reprises, mais ne figurent qu'une seule fois sur la carte (voir chapitre IV et annexes). En revanche, aucun échantillon de matière en suspension n'a été prélevé. Durant la majorité des campagnes d'échantillonnages, la concentration en MES était suffisamment faible pour, 1) ne pas être représentative de celles qui sont annuellement exportées et, 2) nécessiter un matériel spécifique pour leur prélèvement, tel

Table I-7 : Paramètre de bassin de l'échantillonnage de la Trisuli et ses affluents

Échantillon	Rivière	Lieu	Surface km^2	Altitude moyenne m	Flux d'eau 10^6 m^3/an
MARSYANDI					
NAG 24	Marsyandi	source	41	5803	28
HF 130	Miyardi		19	4791	44
LO 314	Marsyandi	Markichok	4119	3662	7347
SETI					
HF 103	Madi	Silkis	277	3878	768
HF 141	Madi	Khilang	381	3322	1128
NH 40	Sardi	Khadarjung	46	2354	159
NH 39	Seti	Khadarjung	320	3621	896
NAG 3	Bijaipur	Kundahar	56	1236	205
LO 312	Seti	Kotre Bazar	994	2058	3286
LO 302	Seti	Sarang Ghat	2941	1621	8700
BHURI					
LO 300	Bhuri Gandaki	Beni Ghat	5034	3754	6347
TRISULI					
LO 237	Lari	Lari valley	35	4061	55
LO 238	Mailung	Paigutang	41	3960	66
LO 256	Bhote kosi	Shyabrubensi	3185	4658	2174
LO 257	Langtang	Shyabrubensi	584	4716	976
LO 258	Trisuli	Betrawati	4634	4339	4734
KN 76	Chake	Source	6	4387	14
KN 82	Tadi	Shisipur	13	3306	29
KN 84	Tadi	Ghyangphedi	59	3552	139
KN 95	Tadi	Samundratar	223	2501	522
KN 102	Likhu	Bhadrutar	121	1547	260
LO 316	Trisuli	Adamghat	6131	3617	8082
LO 304	Trisuli	Gumaune	16823	3445	25483

CHAPITRE II : LES MÉTHODES

MAGIE NOIRE EN SALLE BLANCHE

Lors de cette étude, divers types d'analyses chimiques ont été effectuées tant sur la phase dissoute (ou supposée comme telle) que sur les phases solides (particules constituant les sables, matières en suspension, sols et roches). Nous présenterons d'abord les grands types de mesures, leurs limites, calibrages et variations puis nous tâcherons de présenter les modes de mise en solution et de séparation des phases et éléments analysés. Au préalable, les modes de séparation granulométrique et d'analyses minéralogiques seront rappelés.

II-1) Séparation granulométrique

Les séparations granulométriques ont été effectuées au Centre de Pédologie et Biologie (CPB) par G. Burtin. La fraction >50µm est récupérée, après un bref passage aux ultrasons, par tamisage sous flux d'eau distillée. La séparation des fractions <0.1µm et <2µm a été effectuée suivant la méthode décrite par Bartoli *et al.*, (1991) et Feller *et al.*, (1991). Cette méthode utilise de la résine échangeuse d'ion Amberlite sous forme Na qui est mélangée, pendant 16 heures, à la fraction <50µm en milieu aqueux. Les espèces ioniques, adsorbées à la surface des minéraux, assurent la cohésion des agrégats pluri-cristallins par la création de ponts ioniques interparticulaires. Les sites de la résine sont plus énergétiques que ceux de la surface des minéraux. Ainsi, les ions créant les ponts ioniques interparticulaires sont mobilisés, en faveur d'une adsorption sur les sites de la résine. Une fois la désagrégation effectuée, la séparation granulométrique s'effectue par décantation. Les échantillons LO et 94 ont été traités par H. Grout au CEREGE par décantation classique dans de l'eau déminéralisée après décarbonatation par acidification ménagée (HCl 2%). Les analyses chimiques et isotopiques des fractions argileuses (< 2 µm et par extension sur les factions < 0.1 µm) ont été réalisées sur du matériel décarbonaté. Ainsi, les séparations réalisées au CPB ont été lessivées grâce à de l'acide acétique 1N (voir paragraphe II-4-4).

II-2) Analyse minéralogique

Les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X, sur les échantillons LO, sont l'objet d'un précédent travail (Grout, 1995). Les échantillons du Népal datant de 1995 (notés NAG) ainsi que ceux du Bangladesh (notés BGP), ont été analysés au CRPG par F. Lhote. Les trois spectres classiquement utilisés pour la détermination des minéraux argileux (conditions normales, additionnés de glycol et chauffés à 550°C) ont

généralement été acquis sur une même lame grâce au diffractomètre Jobin Ivon 2080 équipé d'une source utilisant l'émission Kα du Cuivre et muni d'un monochromateur.

II-3) Les détecteurs

II-3-1) ICP AES & MS

Les mesures de solutions concentrées, ont été réalisées grâce à une ICP-AES du Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du CRPG. Le principe de cet appareil est l'émission quantifiée de photons par un plasma. En effet, la vaporisation d'une solution, chauffée par induction, à l'aide d'un gaz vecteur (ici de l'argon), crée un plasma dont la température est de l'ordre de 7000 à 8000°C et dans lequel chaque élément est excité et émet un spectre caractéristique. Pour chaque élément, une longueur d'onde caractéristique est sélectionnée. Ainsi les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti et P) sont déterminés et la quantification est réalisée grâce au calibrage de l'intensité de l'émission par différentes solutions standard. Etant donné qu'il existe un effet de matrice important, ces solutions standard sont dans le même milieu ($LiBO_3$ + HNO_3) que les échantillons et ont été réalisées à partir de standards internationaux de roches de compositions voisines des échantillons. Les limites de détection et précision de l'ICP-AES du SARM sont données dans le Table II-1.

Table II-1: Dosabilité et précision sur le dosage des éléments majeurs par ICP-AES

	limite de dosabilité (%)#	précision moyenne (%)§
SiO_2	0.2	0.5
Al_2O_3	0.1	0.5
Fe_2O_3	0.1	0.5
MnO	0.01	0.5
MgO	0.05	0.5
CaO	0.05	0.5
Na_2O	0.05	0.5
K_2O	0.05	0.5
TiO_2	0.01	0.5
P_2O_5	0.05	0.5

dans la roche. § : valable pour des teneurs au moins 10 à 20 fois supérieures aux limites de dosabilité.

Table II-2 : Incertitudes et dosabilité de l'ICP-MS pour des échantillons de roches analysés en routine, sans spécification particulière.

Eléments	< 0.1 ppm	< 1 ppm	< 10 ppm	< 50 ppm	< 100 ppm	dosabilité* ppm
As		<10	<5			0.11
Ba			<10	<5		1.07
Be		<20	<10	<5		0.63
Bi		<10	<5			0.04
Cd		<15	<5			0.15
Ce	<15	<5				0.13
Co		<15	<10	<5		0.07
Cr			<15	<10		4.12
Cs		<15	<10	<5		0.06
Cu		<20	<15	<10	<5	0.55
Dy	<10	<5				0.03
Er	<10	<5				0.01
Eu	<10	<5				0.01
Ga		<10	<5			0.09
Gd	<10	<5				0.02
Hf	<10	<5				0.04
Ho	<10	<5				0.003
La	<15	<5				0.07
Lu	<10	<5				0.01
Mo		<15	<5			0.10
Nb		<5				0.07
Nd	<15	<5				0.12
Ni			<15	<10	<5	0.97
Pb		<15	<7			0.17
Pr	<15	<5				0.02
Rb		<10	<5			0.07
Sb		<10	<5			0.10
Sm	<15	<5				0.05
Sn			<10	<5		0.25
Sr		<10	<5			1.24
Ta	<5					0.01
Tb	<10	<5				0.003
Th		<7	<5			0.09
Tm	<10	<5				0.003
U		<7	<5			0.06
V			<10	<5		1.16
W		<15	<10	<5		0.06
Y		<10	<5			0.02
Yb	<10	<5				0.01
Zn			<10	<5		1.61
Zr		<15	<10	<5		1.41
In	<10	<5				0.01
Ge	<20	<10	<5			0.06

* La limite de dosabilité est calculée comme étant 9 fois l'écart type relatif sur 10 mesures de blancs. Les Calculs d'incertitudes ont été effectués à partir de l'écart type obtenu pour différents matériaux géochimiques de référence (n entre 25 et 250) en analyse de routine.

Les éléments en traces ne peuvent pas être facilement quantifiés grâce à leurs émissions photoniques et ils ont donc été analysés en utilisant une ICP-MS. Cet appareil utilise le même principe que l'ICP-AES pour créer un plasma mais sépare les ions ainsi créés par un quadrupole, après les avoir accélérés grâce à un champ électrostatique. La vitesse de balayage en masse, propre au quadrupole, permet de faire l'acquisition d'un large spectre de masse (de 9 pour le béryllium à 209 pour le bismuth dans notre cas) pour une quantité de solution très faible (environ 100 µl). Un channeltron permet la quantification des ions.
Pour cet appareil, il existe aussi un effet de matrice auquel se rajoutent de possibles interférences isobariques. Le choix judicieux des isotopes analysés, ainsi que les protocoles de production du plasma et d'introduction des ions dans le spectromètre, permettent au SARM d'analyser 43 éléments (Table II-2). Le calibrage et la correction du blanc sont réalisés par l'analyse de standards et de blancs, en routine, intercalés avec les échantillons. Les incertitudes relatives sont dans le table II-2.

II-3-2) Chromatographie phase liquide

Le principe de cette méthode est le couplage d'une séparation chromatographique avec une détection par la mesure de conductivité. Cette méthode permet une mesure rapide et précise de faibles teneurs. L'appareil utilisé est un DIONEX 4500i et les mesures ont été réalisées par M. Vernet et E. F. Rose. La séparation de F^-, Cl^-, NO_3^- et SO_4^{2-} est réalisée grâce à l'utilisation d'une résine échangeuse d'ion configurée sous la forme d'une colonne du type AS12A. Le milieu d'élution est un mélange de $NaHCO_3$ et Na_2CO_3. Les cations (Na^+, K^+, Mg^{2+} et Ca^{2+}) ont, quant à eux, été séparés sur une colonne de type CS10 en utilisant un mélange HCl + DAP comme éluant. Chaque ion est calibré grâce à une gamme de solutions étalons de 0 à 2 mg/l. Pour chaque ion, si cela est nécessaire, les échantillons sont dilués de façon à ce qu'ils soient analysés dans la même gamme de concentration que celle des étalons. La limite de détection pour F^- est de 2 ppb et de 10 ppb pour NO_3^-, alors que pour tous les autres ions, les concentrations mesurées sont largement au-delà du seuil de dosabilité. La reproductibilité analytique est d'environ 10% relatif.

II-3-3) Colorimétrie

Cette méthode a été utilisée pour le dosage de la silice dissoute. La silice forme le complexe $(SiMo_{12}O_{40})^{4-}$ en solution acide. L'ajout d'acide tartrique permet de complexer les autres éléments formant des complexes colorés et l'acide ascorbique réduit le silico-

molybdate et le colore en bleu. La mesure d'absorbance d'une émission monochromatique correspondante à ce complexe est réalisée grâce à un spectrophotomètre de type Beckman DU 62. L'ensemble de la manipulation est calibrée à partir de solutions étalonnées en [Si] et permet d'avoir directement une correspondance entre l'absorbance mesurée et la concentration en silice dissoute. Le seuil de dosabilité est de 50 ppb. La mise au point de cette méthode sur des eaux faiblement chargées à très pauvres (eaux de pluies), ainsi que les mesures, ont été réalisées par L. Marin.

II-3-4) Absorption atomique

Les faibles concentrations de certains éléments ne permettent pas de les mesurer de façon précise et en routine sur les mêmes appareils qui analysent les roches, principalement pour des raisons de niveau de blanc élevé, ce qui a fortement limité la possibilité d'analyse par l'ICP-MS. Ainsi, le silicium et le strontium dans l'eau ont été, pour certains échantillons, analysés par absorption atomique. La mise au point de cette méthode sur des eaux faiblement chargées, ainsi que les mesures, ont été réalisées par L. Marin. Une solution est introduite dans un barreau de graphite qui est chauffé et les molécules de la solution sont atomisées. Dans cette configuration, ils absorbent les photons correspondant aux différentes énergies nécessaires pour les faire passer à un état excité. Une lampe à cathode creuse contenant l'élément à doser est la source lumineuse utilisée et l'absorbance de ces radiations dans le four est mesurée. L'appareil utilisé est un Perkin Elmer 5100 PC muni d'un four à effet Zeeman, ce qui permet d'éliminer toutes interférences dues à l'absorption lumineuse non spécifique de l'élément à doser. Chaque élément analysé a un four qui lui est spécifiquement réservé. La quantité analysée est très faible et nécessite moins de 0.5 ml de solution. Les seuils de dosabilité sont respectivement de 1 et 25 ppb pour Sr et Si. Le calibrage est effectué par dilution successive d'une solution standard mono-élémentaire, car l'effet de matrice sur des eaux de rivière pour Sr et Si a été supposé négligeable (ce qui est peut être abusif, voir paragraphe II-4-2).

II-3-5) Spectrométrie de masse

La mesure de rapport isotopique est utilisée pour l'étude de variations naturelles liées à des fractionnements isotopiques ou à des enrichissements isotopiques suite à des décroissances radioactives, mais elle permet aussi des mesures de concentration très précises par dilution isotopique. Le principe de tout spectromètre de masse est la production d'ions, leur accélération et focalisation par un champ électrostatique dans une

source, puis la séparation en masse par un champ magnétique et enfin le comptage des différents signaux électriques produits par les faisceaux isobariques. Deux modes d'ionisation distincts sont utilisés pour les éléments s'ils se présentent sous forme solide ou gazeuse et nous présenterons ces 2 méthodes séparément.

II-3-5-1) Spectrométrie de masse source solide

Cette méthode utilise la possibilité pour certains éléments d'atteindre leur potentiel d'ionisation par chauffage d'un sel. Les ions ainsi produits sont accélérés par un champ électrostatique et séparés en masse grâce à un champ électromagnétique. Le système de comptage est constitué soit par des cages de Faraday (qui ne prennent en compte que le déplacement des ions), soit par des multiplicateurs d'électrons (qui réagissent à l'impact des ions). Deux spectromètres sont utilisés au CRPG. Un Caméca-TSN 206 simple collecteur, utilisant soit une cage de Faraday, soit un multiplicateur d'électrons et un Finnigan-MAT 262 muni d'un multiplicateur d'électrons et de 6 cages de Faraday.

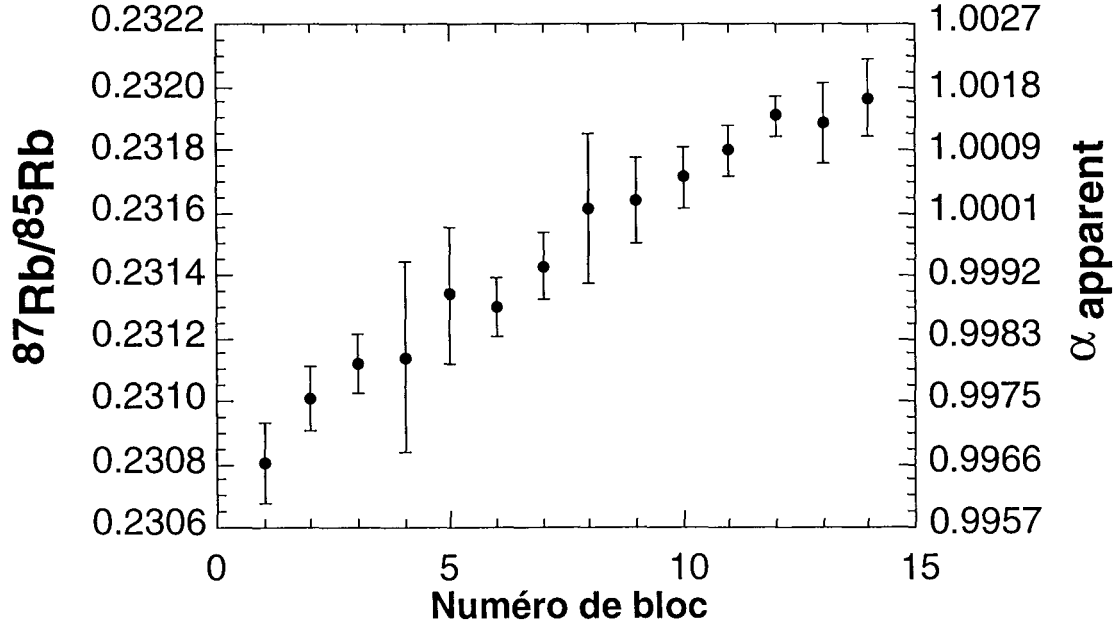


Figure II-1 : Evolution du rapport $^{87}Rb/^{85}Rb$ d'un échantillon spiké au cours d'une analyse.

Pour éviter des problèmes de pollution et de détériorations des cages de Faraday du Finnigan-MAT 262 qui sont assez sensibles aux alcalins, le rubidium a été mesuré sur le Caméca-TSN 206, indifféremment sur le multiplicateur d'électrons ou sur la cage. Le dépôt est réalisé sur simple filament de tungstène et un activateur d'émission (TaP_2O_5, suivant Birck, 1986) est utilisé. La mesure de rubidium naturel permet d'estimer le

fractionnement instrumental total. Ce fractionnement est en partie dû à la discrimination de masse (propension à l'isotope léger d'être plus facilement ionisé et évolution d'une quantité finie par distillation de Rayleigh) et est illustré par l'augmentation du rapport $^{87}Rb/^{85}Rb$ au cours de l'analyse (Figure II-1).

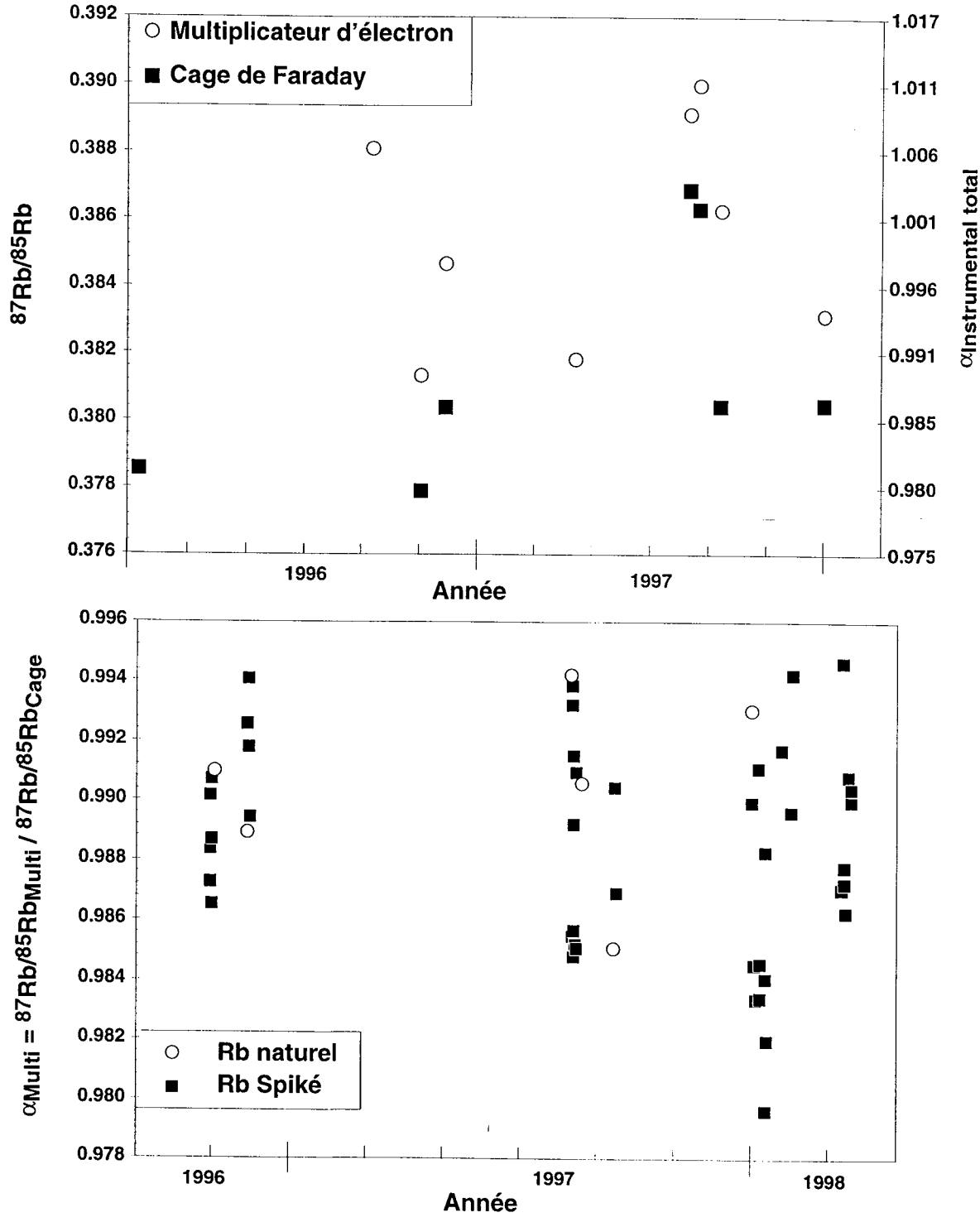


Figure II-2 : Variation temporelle de la composition isotopique de Rb naturel mesurée au cours de cette étude et exprimée sous la forme de fractionnement instrumental total. Ce fractionnement instrumental total intègre le fractionnement lié à la mesure sur multiplicateur d'électrons représenté sur le deuxième graphe.

Ce fractionnement provient aussi d'une différence de sensibilité du multiplicateur d'électrons en fonction de la masse, liée à l'énergie d'impact, alors que la cage n'y est théoriquement pas sensible (Figure II-2). Ainsi, la mesure de concentrations en rubidium par dilution isotopique est sensible à l'ensemble de ces paramètres en plus des incertitudes de pesées. C'est pourquoi elle est assez imprécise en comparaison des mesures de Sr, Nd et Sm par dilution isotopique.

La mesure des compositions isotopiques du strontium a été réalisée grâce au Finnigan-MAT 262 en mode statique en mesurant la masse 85 sur la cage centrale. La discrimination de masse a été corrigée, après un calcul éventuel de démélange entre le spike et le Sr naturel, en normalisant le rapport $^{86}Sr/^{88}Sr$ à 0.1194 et en corrigeant les autres rapports mesurés suivant une loi puissance (Russell *et al.*, 1978). Le calcul de la teneur est réalisé grâce à l'utilisation d'un spike de ^{84}Sr ayant un rapport $^{84}Sr/^{86}Sr$ égal à 915.4 et en utilisant une valeur de 0.0565 pour le rapport naturel. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ ont été corrigés de la contribution du spike. Les dépôts sont réalisés sur simple filament de tungstène et un retardateur d'émission (TaP_2O_5, suivant Birck, 1986) est ajouté, ce qui permet d'éliminer les traces de rubidium avant la mesure. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ ont été systématiquement corrigés de la contribution éventuelle de rubidium mesurée sur la masse 85 et en utilisant un rapport naturel de $^{87}Rb/^{85}Rb$ égal à 0.385617. La différence entre le rapport corrigé du rubidium et celui non corrigé est largement inférieure à la variabilité de la mesure testée sur un standard international dans les mêmes conditions analytiques que les échantillons (Table II-3).

Table II-3: Moyenne des compositions isotopiques de Sr du standard NBS 987

Période	Nb	$^{84}Sr/^{86}Sr$	1σ	$^{87}Sr/^{86}Sr$	1σ	$^{87}Sr/^{86}Sr_c$	1σ	$^{87}Sr/^{86}Sr_{ct}$	1σ	$^{87}Sr/^{86}Sr_{ct}$ §	1σ
1992-1993	75#					0.710166	18				
08/95-04/96	29	0.056492	12	0.710165	19	0.710145	15	0.710193	15	0.710193	13
04/96	9	0.056490	10	0.710142	18	0.710130	14	0.710193	14	0.710189	14
05/96-05/97	58	0.056486	12	0.710213	19	0.710201	18	0.710201	18	0.710200	17
05/97-04/98	20	0.056484	11	0.710198	16	0.710192	16	0.710188	18	0.710187	15
08/95-04/98	125	0.056488	13	0.710192	32	0.710177	35	0.710196	18	0.710195	16

: d'après Henry, 1994. L'indice « c » indique que ce rapport a été corrigé du rubidium mesuré sur la masse 85. Les rapports ayant l'indice « t » ont été, en outre, corrigés de la dérive temporelle du spectromètre. § : moyenne par dépôt

Une dérive temporelle du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ a été observé, avec une diminution de ce rapport, comme l'indique le décalage entre les mesures de 1992-1993 et celles de 1995-1996 (Table II-3). Une telle évolution ne semble toute fois pas être visible sur la mesure du rapport $^{84}Sr/^{86}Sr$ (Figure II-3). Elle a été observée sur d'autres spectromètres du même

type et est attribuée à un vieillissement des cages de Faraday. L'étuvage de l'ensemble du spectromètre semble avoir pallié à cette dérive comme l'indique la constance des rapports depuis Avril 1996. Un décalage similaire d'environ 60×10^{-6} a aussi été observé sur des échantillons pour des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ différents ce qui a permis de corriger les analyses avant étuvage (Table II-4). Ce décalage constant, quelque soit la valeur du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$, implique que la cage 2, mesurant la masse 88, n'est pas la cause principale de cette dérive temporelle. En effet, si la cage 2 en est la cause, la discrimination instrumentale est le facteur affecté par l'évolution temporelle. Ce qui impliquerait une relation linéaire entre la valeur du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ et le décalage mesuré avant et après étuvage. Pour éviter qu'une telle dérive redevienne significative, un étuvage est maintenant réalisé à peu près une fois par an.

Table II-4 : Duplicata d'analyses isotopiques du Sr

Échantillon	NH 10	NH 39	R 94-04	TRI 6	NBS987	NAG 21	NAG 45	NBS987
Type	Eau	Eau	Argile	Argile		Eau	Eau	
Test	Colonne Spectro	Colonne Spectro	Colonne Spectro	Colonne Spectro	Spectro	Colonne Spectro	Colonne Spectro	Spectro
Date spectro	Mai 95	Mai 95	Avril 96	Avril 96	Avant	CGS#	CGS#	CGS#
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.720494	0.719107	0.810887	0.741170	0.710141	0.716625	0.731263	0.710258
2σ	12	14	11	11	16			28
$^{87}Sr/^{86}Sr_{STD}$	0.720554	0.719167	0.810947	0.741230				
Date spectro	Fev. 97	Fev. 97	Juin 96	Juin 96	Après	Fev. 97	Fev. 97	Après
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.720559	0.719156	0.810938	0.741244	0.710201	0.716519	0.731163	0.710201
2σ	13	09	13	14	18	09	09	36
Δ	**65**	**49**	**51**	**74**	**60**	**-106**	**-100**	**-57**

: analyses effectuées par J. Riotte au Centre de Géologie de la surface de Strasbourg en mode dynamique. Δ : différence entre les 2 mesures de composition isotopique. Le rapport indicé STD est le rapport corrigé de la dérive temporelle du spectromètre de masse.

La composition isotopique du NBS 987 mesurée durant cette thèse (Table II-3) est un peu basse pour les valeurs communément admises (0.71023-0.71025) mais similaires à celles obtenues par multi-collection Finnigan-Mat en mode statique. Les mesures effectuées à Strasbourg ont été réalisées en mode dynamique, ce qui explique les valeurs légèrement plus élevées par rapport à Nancy. Le décalage est similaire pour les 2 échantillons analysés au CGS ainsi qu'au CRPG (de l'ordre de 100×10^{-6}), alors qu'il est plus faible entre les mesures du NBS (de l'ordre de 60×10^{-6}). Ces échantillons ont été mesurés sans ajout de spike, ce qui élimine un possible effet lié à la correction de la contribution du spike tant sur la mesure de la discrimination que sur le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. Cette différence entre les analyses du standard et celles des échantillons n'est pas

significative, si nous tenons compte de la reproductibilité analytique totale (séparations chimiques + spectrométrie de masse) qui est autour de 30×10^{-6} pour ces 2 laboratoires.

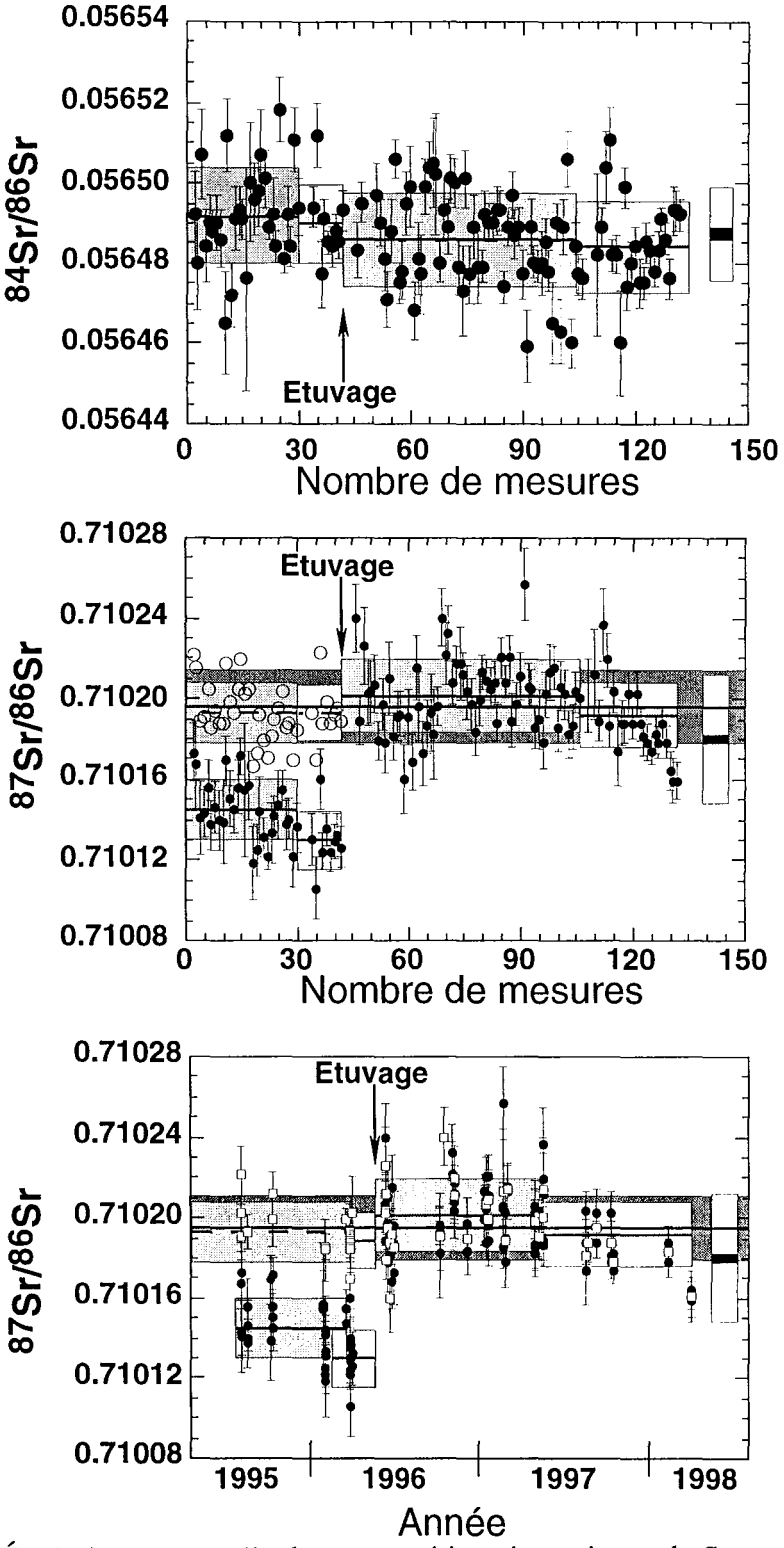


Figure II-3 : Évolution temporelle des compositions isotopiques de Sr mesurées lors de ce travail sur le Finnigan-MAT 262 du CRPG. Chaque période, individualisée par les différentes zones grisées, correspond à des conditions particulières de mesures (étuvages, focalisation). Les symboles pleins correspondent aux mesures non corrigées de l'évolution temporelle. Les carrés représentent la moyenne de chaque dépôt analysé plusieurs fois. Chaque zone grisée correspond à l'écart type de la période considérée.

La mesure des compositions isotopiques du néodyme et du samarium a été réalisée grâce au Finnigan-MAT 262 en mode statique et sous forme Nd^+ et Sm^+, en utilisant un filament de tantale sur lequel est effectué le dépôt avec de l'H_3PO_4 comme activateur et un filament de rhénium pour l'ionisation. La géométrie de la source est telle que les 2 filaments se font face et ainsi, le filament d'ionisation participe aussi à l'évaporation du dépôt par chauffage radiatif. Pour le Nd, les isotopes 143, 144, 145, 146, 148 et 150 sont mesurés alors que pour Sm, ce sont les masses 147, 148, 149, 150, 152 et 154. Suivant la même procédure qu'avec le Sr au sujet des spikes (de ^{150}Nd et de ^{147}Sm), la discrimination de masse a été corrigée en normalisant le rapport $^{146}Nd/^{144}Nd$ à 0.7219 (O'Nions *et al.*, 1977) et le rapport $^{149}Sm/^{152}Sm$ à 0.516848 et en corrigeant les autres rapports mesurés suivant une loi puissance (Wasserburg *et al.*, 1981). Deux standards de Nd sont utilisés au CRPG : le standard La Jolla dont le rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ est connu (Wasserburg *et al.*, 1981) et un standard interne J & M (Table II-5).

Table II-5 : Moyenne des compositions isotopiques de Nd des standard utilisés

Période	Nb	143/144	1σ	145/144	1σ	148/144	1σ	150/144	1σ	143/144	1σ
J & M										Moyenne par dépôt	
Avant 1995	61	0.511123	13	0.348388	14	0.241543	14	0.236434	22		
08/95-02/96	13	0.511125	16	0.348358	14	0.241530	17	0.236403	27	0.511129	15
04/96	2	0.511130	04	0.348362	02	0.241533	18	0.236423	34		
05/96-04/98	25	0.511126	22	0.348382	10	0.241573	15	0.236463	30	0.511130	16
08/95-04/98	40	0.511127	17	0.348373	17	0.241557	27	0.236442	40	0.511126	19
La Jolla										Moyenne par dépôt	
Avant 1995	155	0.511853	12	0.348381	22	0.241561	14	0.236445	22		
08/95-02/96	6	0.511859	15	0.348364	11	0.241551	27	0.236436	55	0.511863	17
04/96	6	0.511858	12	0.348368	07	0.241545	10	0.236435	18	0.511858	03
05/96-04/98	34	0.511852	17	0.348387	09	0.241584	12	0.236474	17	0.511853	19
08/95-04/98	47	0.511854	16	0.348379	19	0.241575	21	0.236463	31	0.511855	17

Les mesures de J & M avant 1995 sont dans Henry, (1994) ; celles de La Jolla incluent les données antérieures à 1992 effectuées sous la direction de A. Michard.

L'écart du rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre les deux standards a été calculé toutes les fois qu'ils ont été analysés le même jour (figure II-4). La moyenne ainsi obtenue (0.000738 ± 18, n = 20) n'est pas significativement différente de celle sur l'ensemble des mesures (0.000729 ± 51) quoique plus précise. Elle nous a ainsi permis de représenter les deux standards sur le même graphe (Figure II-5) en incluant les mesures précédentes à cette thèse. Contrairement au Sr, il n'y a pas d'évolution temporelle significative. La différence maximale d'abondance isotopique pour le Sr est de plus de 148 (celle entre la masse 84 et 88) alors que celle pour le Nd est de moins de 5 (pour les masses utilisées dans notre cas). De plus, le rapport utilisé pour la correction de discrimination pour le Sr est

celui du $^{86}Sr/^{88}Sr$ qui est faible par rapport à celui utilisé pour le Nd. Ces deux différences entre les compositions isotopiques du Sr et du Nd sont deux raisons qui peuvent expliquer la plus grande sensibilité des mesures de Sr à la dérive temporelle de la multicollection. Il faut toutefois noter les faibles rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ en 1998 avant étuvage et liés à des interférences (probablement de la matière organique) durant cette période de mesure. Néanmoins, tous les échantillons analysés à cette époque ont été re-mesurés après étuvage (Table II-6).

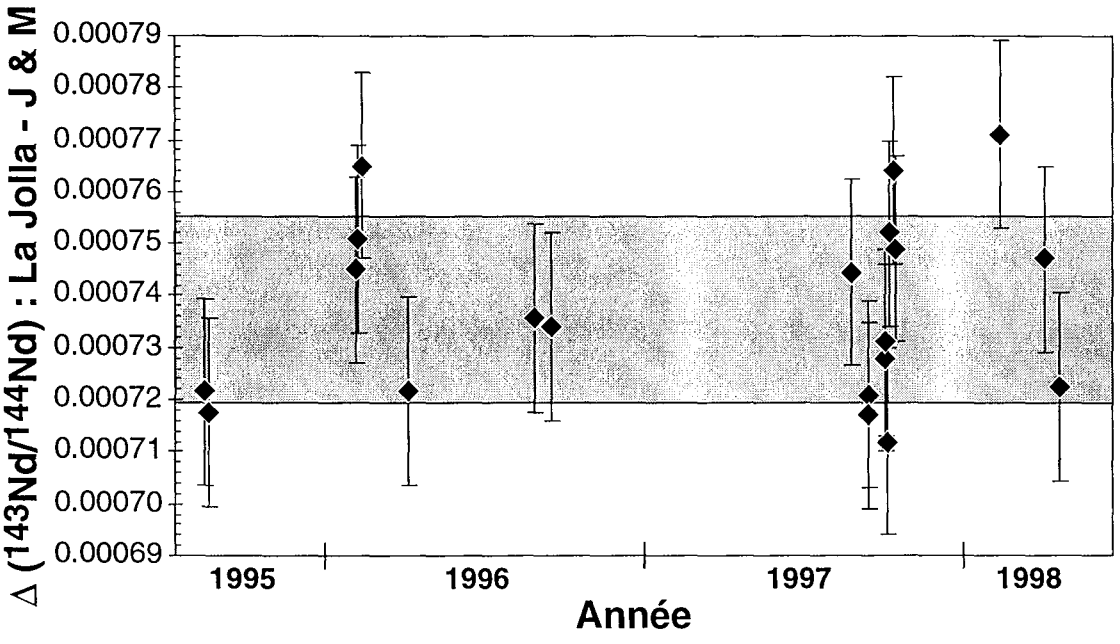


Figure II-4 : Variation temporelle de l'écart de composition isotopique du Nd pour les deux standards utilisés (La Jolla et J & M). Les barres d'erreurs sont en 2 σ.

Depuis Avril 1998, les rapports isotopiques mesurés sur la cage 2 (masse 150) sont trop élevés et très variables (jusqu'à 0.2375) et n'ont pas été considérés dans les moyennes. Un duplicata d'analyse des mêmes filaments ainsi que de nouveaux dépôts de standards, a été effectué après étuvage et ne montre pas de dérive significative, excepté une analyse manifestement polluée (BGP 3). Les variabilités de la mesure de la masse 150 ne semblent pas avoir une très grande influence sur le calcul des teneurs, pour des échantillons correctement spikés (Table II-6).

Table II-6: Analyse isotopique de Nd avant et après étuvage en 1998

Échantillon	BGP 3	BGP 7	BGP 18	BGP 21	BGP 82 <2μ	JM	La Jolla
Date spectro	3/04/98	3/04/98	3/04/98	3/04/98	3/04/98	3/04/98	3/04/98
Nd ppm	32.90	39.14	34.30	33.92	57.86		
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.511748	0.511758	0.511801	0.511880	0.511896	0.511080	0.511824
2σ	6	8	8	9	8	11	11
$^{145}Nd/^{144}Nd$	0.348374	0.348382	0.348369	0.348372	0.348369	0.348369	0.348377
2σ	4	5	6	7	6	7	8
$^{148}Nd/^{144}Nd$	0.241591	0.241581	0.241594	0.241587	0.241591	0.241594	0.241582
2σ	5	7	7	7	7	9	9
Date spectro	21/04/98	21/04/98	21/04/98	21/04/98	21/04/98	21/04/98	21/04/98
Nd ppm	32.88	39.13	34.30	33.98	57.86		
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.511844	0.511754	0.511839	0.511863	0.511928	0.511069	0.511852
2σ	16	12	10	7	9	8	7
$^{145}Nd/^{144}Nd$	0.348444	0.348353	0.348350	0.348364	0.348369	0.348378	0.348368
2σ	18	10	8	5	7	6	5
$^{148}Nd/^{144}Nd$	0.241576	0.241588	0.241589	0.241585	0.241580	0.241582	0.24158
2σ	16	12	9	7	7	6	5
Δ							
Nd ppm	**-0.02**	**-0.01**	**0.00**	**0.06**	**0.00**		
$^{143}Nd/^{144}Nd$	**96**	**-4**	**38**	**-17**	**32**	**-11**	**28**
$^{145}Nd/^{144}Nd$	**70**	**-29**	**-19**	**-8**	**0**	**9**	**-9**
$^{148}Nd/^{144}Nd$	**-15**	**7**	**-5**	**-2**	**-11**	**-12**	**-2**

D'autres analyses des standards isotopiques de Sr et Nd ont été effectuées de 1994 à 1998 mais elles ne correspondent pas aux conditions d'analyses de cette thèse (nombre de mesure, récurrence de la calibration des gains de la multicollection, intensité du signal) et n'ont pas été prises en compte dans les moyennes présentées ici.

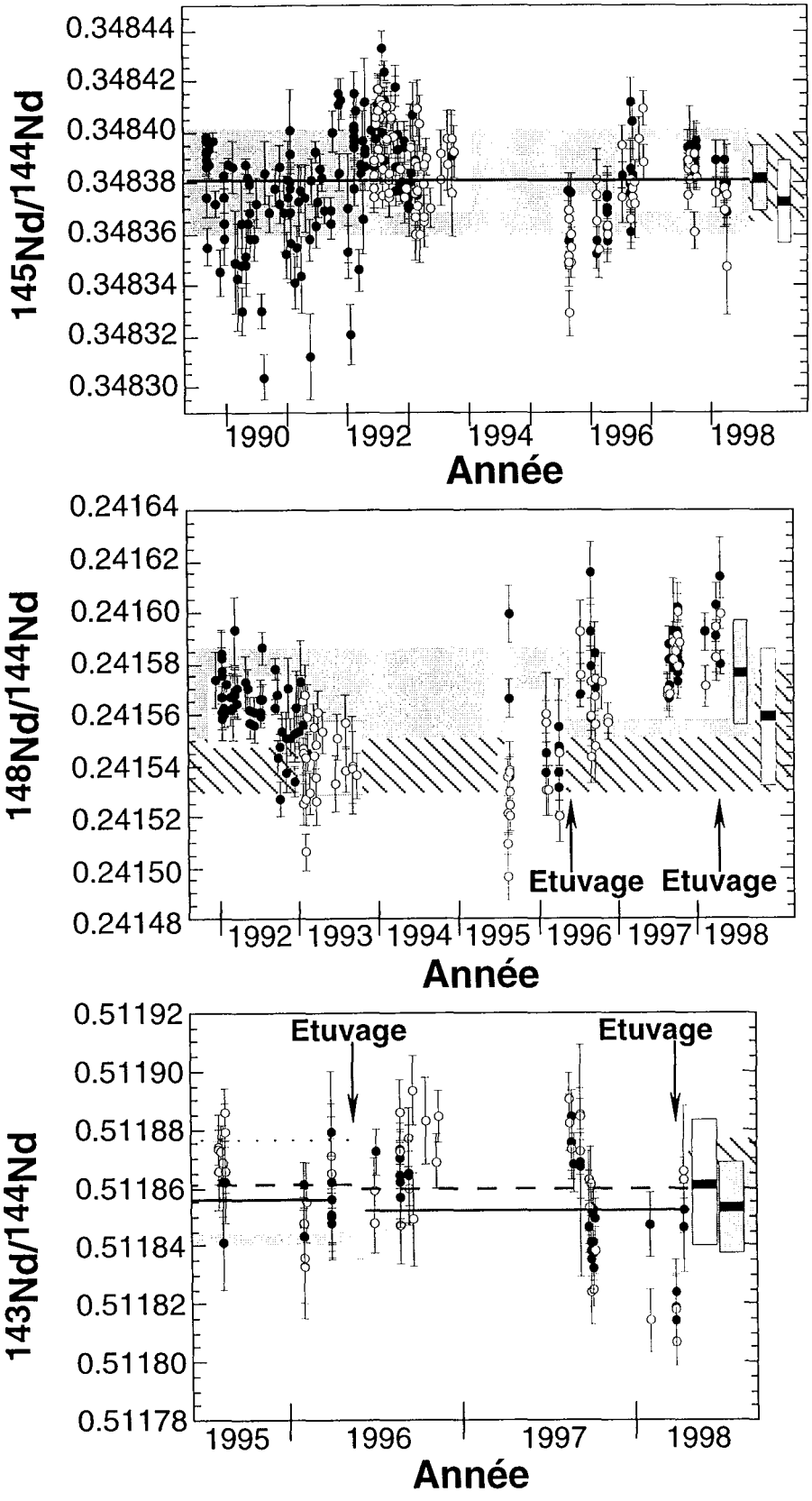


Figure II-5 : Evolution temporelle des compositions isotopiques de Nd mesurées sur le Finnigan-MAT 262 du CRPG, à partir de 95 : ce travail. Les symboles pleins correspondent au La Jolla et ceux en blanc au J & M. Chaque période, individualisée par les différentes zones grisées, correspond à des conditions particulières de mesures (étuvages, focalisation). Chaque zone grisée correspond à l'écartype de la période considérée. Les moyennes et écart type sont représentées à droite.

II-3-5-2) Spectrométrie de masse source gazeuse

Ce type de spectrométrie est utilisé pour la détermination des compositions isotopiques d'hydrogène, carbone et oxygène sous forme gazeuse (H_2 et CO_2). Les fractionnements instrumentaux, ainsi que leur variabilité en fonction des conditions instrumentales lors de l'ionisation d'un gaz, ne permettent pas d'avoir des mesures suffisamment précises pour les gammes de variations naturelles. Cette difficulté technique est contournée par la mesure relative à un standard. Celui-ci est analysé dans les mêmes conditions grâce à un spectromètre de type Nier. Ainsi, un gaz de référence et l'échantillon sont alternativement introduits dans la source du spectromètre où un courant électronique, entre un filament et une masse, ionise une partie du gaz. Les résultats sont exprimés par rapport à ce standard sous la forme de δ : $(R_{échantillon}/R_{référence} -1)*1000$, où R est le rapport isotopique mesuré. Le spectromètre utilisé est un VG 602D siamois, c'est-à-dire que le système d'introduction et le pompage sont communs, mais chaque gaz (H_2 et CO_2) ont leur propre source, aimant et système de comptage. La vanne d'introduction alternative a été remplacée par le système électro-pneumatique équipant les spectromètres VG plus récents (SIRA et postérieurs). De plus, le système d'introduction et d'équilibrage des gaz entre l'échantillon et la référence est en verre et utilise des pistons à mercure, ce qui permet de passer de petits échantillons, de l'ordre de 0.1 µmol pour le CO_2 et 2 µmol pour l'hydrogène.

Pour le CO_2, ce modèle de spectromètre ne possèdent que 2 cages, ce qui oblige à deux acquisitions séparées pour les masses 44 et 45 tout d'abord, puis pour les masses 44+45 et 46. Les $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ sont calculés à partir des δ 44/45 et δ 46/(44+45) suivant la méthode de Craig (Craig, 1957), ce qui intègre la correction de la contribution de ^{17}O sur les masses 45 et 46. La composition isotopique de la référence a été calibrée par l'analyse de standards internationaux (NBS 18 &19). Il faut toutefois noter que ce calibrage n'est pas effectué avec un gaz mais un carbonate et donc inclut les incertitudes liées au mode opératoire, ainsi qu'un possible décalage entre les différentes échelles $\delta^{18}O$ (eaux, carbonates et silicates), toutes liées à un mode opératoire différent.

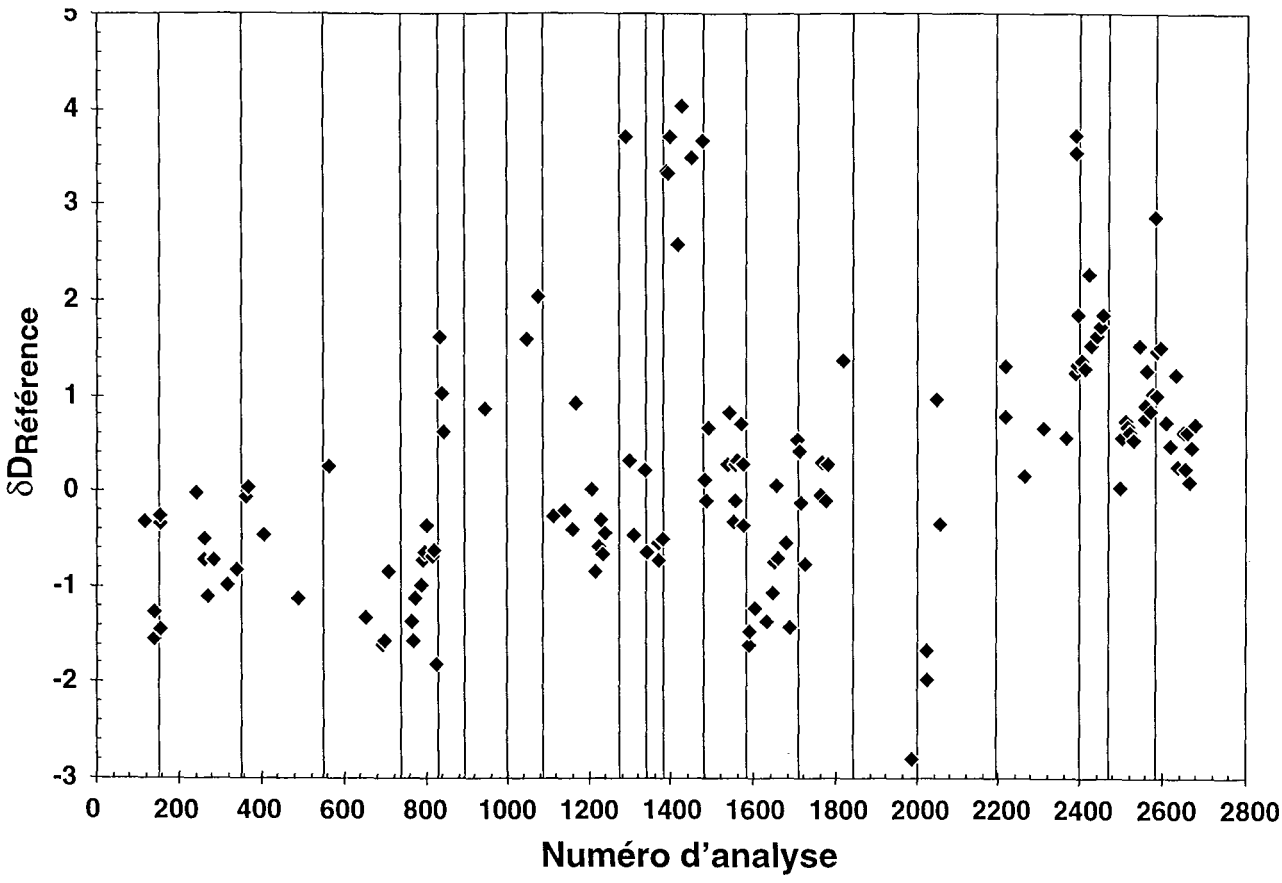


Figure II-6 : Evolution temporelle de la composition isotopique d'un gaz standard par rapport à la référence. Chaque barre verticale indique le changement de gaz dans le piston de référence.

Pour l'hydrogène, les masses 2 et 3 sont mesurées en multicollection par des cages de Faraday. Le mode d'ionisation du dihydrogène gazeux entraîne la production d'ions H_3^+, isobariques des ions HD^+. En supposant que la production d'ions H_3^+ par rapport à la production totale d'ions est constante, la variation de la pression au niveau de la source permet de mesurer des rapports $(HD^+ + H_3^+)/H_2^+$ variables et ainsi de déterminer le coefficient de production de H_3^+. Cette mesure du coefficient de correction de H_3^+, est réalisée quotidiennement. Les δD sont reportés suivant l'échelle V-SMOW par l'utilisation d'un facteur de correction pour ramener la différence entre le V-SMOW et le SLAP à 428‰, car les mesures donnent un écart de 451 ± 2‰. Un test de mesure isotopique d'H_2 sur différents spectromètres et dans différents laboratoires a été réalisé en 1996. Trois bouteilles d'hydrogène de compositions isotopiques différentes ont été analysées. Les valeurs exprimées en V-SMOW obtenues par le spectromètre du CRPG sont de -8.6; -414 et de -703‰. Ces résultats ont été obtenus en utilisant un facteur de correction d'échelle déterminé plus d'un an auparavant. La moyenne inter laboratoires des tests est de -8.0; -418 et -712‰ pour les 3 gaz utilisés. Ce test a montré (1) une relativement grande constance dans ce facteur de correction et (2) une parfaite adéquation

entre les mesures produites par le spectromètre du CRPG et les autres laboratoires internationaux. Une variation d'une plus grande ampleur est liée à l'évolution de la composition du gaz de référence car 1) il est produit à partir d'eau et introduit donc les incertitudes liées à sa préparation et 2) le volume du piston impose une taille relativement modeste à la référence et introduit une variation supérieure à 1.5‰ par consommation de gaz et distillation. La gamme de variation de la référence est estimée par mesure d'un aliquot prélevé dans un réservoir important d'un gaz ayant une composition isotopique très proche de la référence et analysé comme un échantillon (Figure II-6). La mesure de ce gaz permet de corriger l'évolution de la composition de la référence et réduit sensiblement la variabilité à long terme. La moyenne des extractions du V-SMOW est en effet de +0.38 ± 1.58‰ sans cette correction. La correction de la dérive de la référence permet de diminuer la variabilité et ainsi la composition du V-SMOW mesurée au CRPG est de +0.49 ± 0.91‰ sur plus de 3 ans. Une correction d'évolution de la référence est effectuée de façon similaire sur la référence de CO_2.

II-4) Les modes opératoires

II-4-1) ICP AES & MS

La mise en solution des échantillons de roche pour l'analyse par ICP AES & MS est réalisée en routine par une fusion en présence de métaborate de lithium (qui abaisse fortement le point de fusion des matériaux à analyser et évite la volatilisation de certains éléments) à 1000°C, puis par dissolution du verre ainsi créé par l'ajout d'acide nitrique. Cette mise en solution a l'avantage de créer une matrice chimique assez uniforme et de rendre la dissolution de minéraux réfractaires, tels que les grenats et zircons, assez simple. Les roches ont été porphyrisées dans des creusets en agate. La mesure de perte au feu est effectuée par pesée. Les échantillons sont préalablement chauffés à 110°C pour éliminer l'eau adsorbée. Des duplicata d'analyses ont été effectués ainsi que des tests sur la quantité analysée et le protocole d'élimination de la matière organique (Table II-7).
La reproductibilité de la mesure de la perte au feu est un peu élevée et les mesures par différence ne sont pas correctes et n'ont pas été utilisées car les petites quantités analysées ont toujours été réalisées sur des minéraux argileux pour lesquels une mesure de perte au feu par pesée a été possible vu les fortes teneurs. Le Mn et le P posent un problème de reproductibilité pour les concentrations auxquelles ils se trouvent dans les sédiments. Hormis le sodium, qui peut poser problème à faible teneur (<0.5%), le protocole de mise en solution des autres éléments majeurs des roches n'introduit pas d'erreur supplémentaire aux incertitudes de l'ICP-AES. Les fractions notées « grillées » dans le table

correspondent à des roches porphyrisées qui ont été placées dans des creusets en platine et chauffées dans un four à moufle à 600°C pendant une nuit. La diminution de la perte au feu est faible et non reliée à la teneur en carbonate de ces roches (plus de 20% pour 94-27 alors que 94-45 n'en contient que 2%). Il n'y a donc pas de décarbonatation thermique significative lors de l'oxydation de ces poudres. En outre le potassium (qui est l'élément le plus volatil parmi les majeurs) ne montre pas de volatilisation significative.

Table II-7 : Table de duplicata d'analyse pour les éléments majeurs par le SARM.

Ech.	**94-48**				**94-27**				**94-45**		
Date	**07/94**	09/96	09/96	09/96	**04/95**	09/96	09/96	09/96	**07/94**	09/96	09/96
Masse#	**500**	500	100	100	**500**	500	100	100	**500**	100	50
Type				Grillé				Grillé			Grillé
SiO_2	**86.30**	0.32	1.22	3.58	**64.96**	1.05	3.90	5.89	**62.31**	4.76	7.00
Al_2O_3	**2.55**	0.67	2.35	0.40	**5.27**	1.03	1.75	4.97	**15.19**	0.57	2.41
Fe_2O_3	**1.27**	2.48	7.87	3.93	**1.60**	2.53	4.34	2.46	**5.09**	1.86	1.27
MnO	**0.03**	100	66.7	100	**0.04**	51.0	50.1	50.1	**0.03**	99.8	99.8
MgO	**0.29**	3.57	3.46	6.90	**1.47**	2.70	0.04	2.76	**2.85**	2.01	3.07
CaO	**4.30**	3.15	3.95	0.24	**12.57**	0.48	1.00	0.20	**1.35**	3.61	5.09
Na_2O	**0.09**	11.2	22.2	11.1	**0.71**	0.64	0.04	1.45	**0.88**	71.6	71.6
K_2O	**0.67**	4.36	4.47	1.50	**1.48**	2.76	1.31	1.99	**3.97**	0.67	3.18
TiO_2	**0.18**	0.12	5.55	5.55	**0.20**	0.64	0.04	0.04	**0.68**	1.56	1.38
P_2O_5	**0.05**	19.9	120	160	**0.07**	15.0	157	128	**0.13**	61.4	46.0
Pf	**4.23**	10.5	19.1	76.0	**11.58**	7.53	22.0	35.9	**7.33**	34.9	60.4
Total	**99.96**	0	0	0	**99.93**	0	0	0	**99.82**	0	0

: en mg d'échantillon fourni au SARM. Les pertes au feu ont été recalculé par bouclage pour les échantillons de 100 et 50 mg. La colonne en gras correspond à l'analyse initiale, les autres correspondent à la valeur absolue de l'écart relatif en % à cette analyse.

Ces attaques ont aussi servi à évaluer l'influence de la taille et de l'oxydation sur les éléments en trace (Table II-8). L'élimination de la matière organique par chauffage en creuset de platine ne montre pas de volatilisation significative, alors que la mauvaise reproductibilité du plomb pour ces analyses est due à un excès systématique après combustion qui pourrait résulter d'une pollution dans le four. La diminution de la quantité de poudre utilisée pour la mise en solution jusqu'à 50 mg au lieu de 500 mg n'entraîne pas de biais systématique. Pour le Be, Cd, In, Mo et Tl, les concentrations sont proches de la dosabilité, ce qui explique les fortes variations. Pour l'ensemble des autres éléments, la moyenne des écarts est de 11%, largement au-dessus des reproductibilités données par le SARM (Table II-2). Pour des teneurs inférieures à 20 fois la dosabilité de l'ICP-MS, il y a une tendance nette vers une meilleure reproductibilité pour un plus fort rapport signal/bruit mesuré (Figure II-7). En revanche, au-delà de 20 fois la dosabilité, il n'y a pas de relation claire et ce n'est pas seulement un problème de bruit et/ou blanc de l'ICP-MS qui sont le facteur principal contrôlant la reproductibilité. Pour certains éléments tels que Ba, Ce, Co, Gd, Ge, La, Nd, Pr, Sm, Ta et Zr, les reproductibilités sont excellentes, largement

inférieures à la reproductibilité de l'ICP-MS. En revanche, les éléments tels que As, Bi, Lu, Ni, et surtout Cu ont une mauvaise reproductibilité. La cause n'est pas clairement déterminée et cette forte variabilité dans le dosage du Lutétium, en particulier, est largement compensée par l'utilisation de l'Ytterbium comme terre rare lourde dans les différents rapports discutant des spectres de terres rares. Pour le Cuivre, le bobinage de la torche à plasma peut être une source de contamination et d'instabilité. La géochimie sédimentaire des éléments ayant une reproductibilité supérieure à 10% sera toutefois discutée avec précaution. Il faut aussi noter que les éléments tels que Rb, Sn, U, W et Zn ont une reproductibilité de plus de 8%. Pour ce qui est du Rubidium, la détermination par dilution isotopique pour un certain nombre d'échantillon permet de réduire de façon significative cette incertitude (voir paragraphe II-4-4).

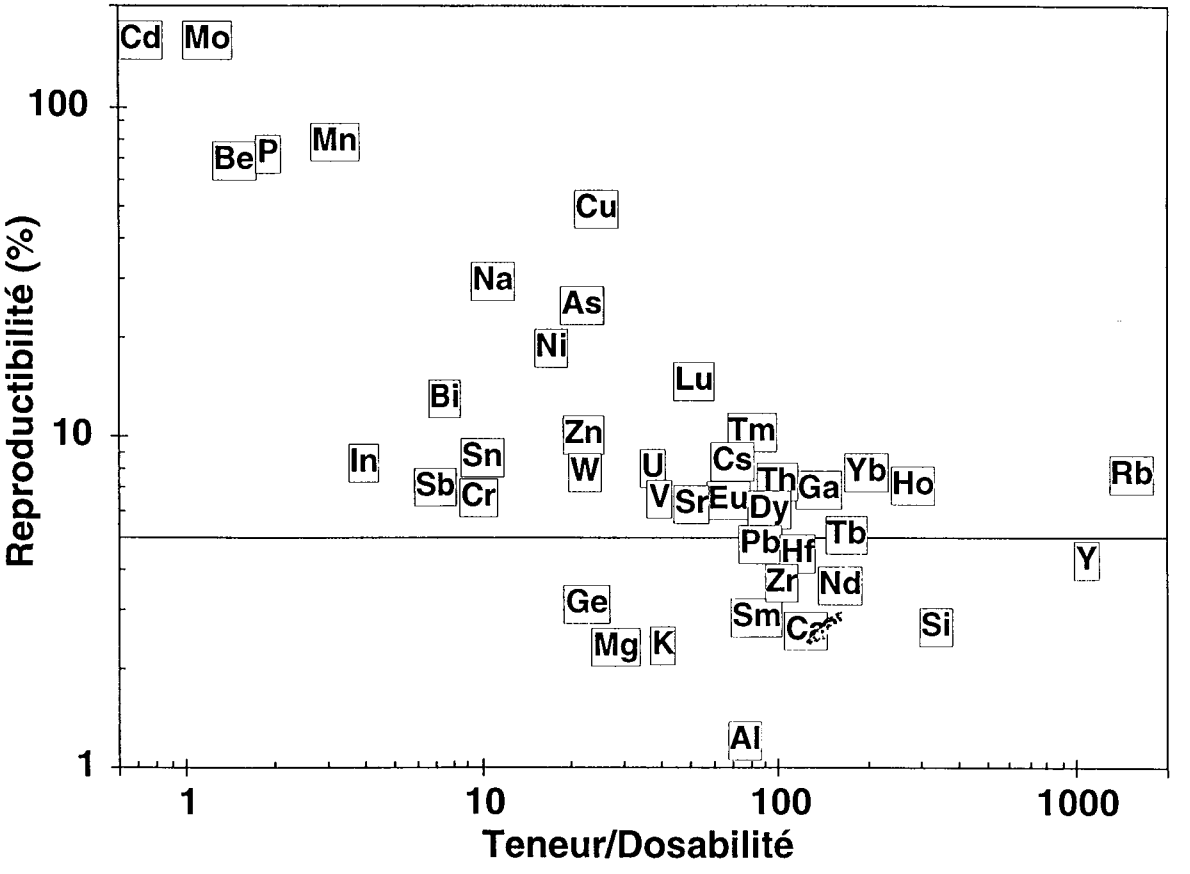


Figure II-7: Variation de la reproductibilité relative pour le dosage des éléments majeurs et traces par le SARM sur des sédiments en fonction de leur teneur rapportée à la dosabilité par ICP-AES et MS. La limite de 5% est la reproductibilité « usine » des appareils. Pour une plus grande clarté, certains éléments dont la reproductibilité est inférieure à 5% ont été omis.

Table II-8 : Table de duplicata d'analyse pour les éléments traces par ICP-MS du SARM.

Ech	**94-48**				**94-27**				**94-45**		
Date	**07/94**	09/96	09/96	09/96	**04/95**	09/96	09/96	09/96	**07/94**	09/96	09/96
Masse	**500**	500	100	100	**500**	500	100	100	**500**	100	50
Type				Grillé				Grillé			Grillé
Sc	**4.60**	6.52	8.70	0.00	**7.80**	6.41	14.1	15.4	**8.30**	1.20	3.61
As	**1.23**	105	9.43	17.5	**2.65**	6.60	11.0	7.36	**3.26**	8.14	13.3
Ba	**132.6**	3.46	5.80	12.5	**219.3**	1.55	0.28	1.25	**592.4**	4.31	9.47
Be	**0.00**	0.74	29.4	31.6	**0.92**	68.3	42.2	36.9	**1.96**	130	58.7
Bi	**0.13**	21.2	7.58	2.78	**0.09**	21.8	18.3	14.8	**0.70**	4.80	9.30
Cd	**0.04**	556	342	434	**0.10**	19.6	28.1	144	**0.15**		252
Ce	**31.34**	3.89	3.43	13.9	**31.09**	2.22	0.21	3.34	**82.79**	3.77	7.91
Co	**2.46**	0.15	6.36	1.42	**3.19**	6.87	0.48	0.59	**12.63**	2.38	4.89
Cr	**12.90**	18.2	1.57	6.83	**17.59**	9.32	6.78	1.22	**77.80**	2.51	10.7
Cs	**1.27**	12.4	2.06	22.6	**2.62**	2.77	18.0	14.1	**10.00**	5.21	2.42
Cu	**4.00**	24.1	186	339	**6.00**	44.2	32.7	80.0	**31.06**	1.42	295
Dy	**2.41**	2.14	2.23	4.84	**2.61**	7.24	16.7	15.6	**4.39**	3.94	11.8
Er	**1.35**	5.21	3.13	4.75	**1.37**	3.76	11.4	0.39	**2.45**	2.17	8.17
Eu	**0.51**	2.11	4.45	4.31	**0.56**	2.18	9.60	4.81	**1.27**	11.6	2.48
Ga	**3.04**	12.1	9.92	9.87	**6.51**	3.27	3.19	1.80	**22.53**	6.54	1.97
Gd	**2.47**	1.66	5.71	9.24	**2.36**	2.42	5.57	3.36	**5.39**	1.67	2.79
Hf	**2.57**	7.03	5.71	13.1	**2.60**	8.24	5.49	5.03	**6.87**	0.17	4.04
Ho	**0.51**	10.1	4.44	1.60	**0.56**	9.89	6.14	21.1	**1.00**	6.75	0.10
La	**15.55**	2.54	3.58	9.35	**15.08**	2.75	3.67	4.61	**40.90**	2.74	6.53
Lu	**0.21**	23.7	19.8	18.9	**0.25**	16.8	18.5	22.9	**0.43**	4.47	5.65
Mo	**0.07**	147	474	815	**0.09**	54.3	169	2814	**0.20**	40.2	893
Nb	**3.94**	2.12	2.71	4.66	**4.66**	8.39	10.2	7.20	**13.40**	2.32	2.82
Nd	**13.48**	0.09	2.15	9.52	**12.78**	5.41	1.82	2.74	**34.01**	5.88	7.19
Ni	**5.05**	33.8	43.5	48.0	**10.69**	11.2	18.8	24.6	**35.59**	1.70	6.76
Pb	**13.58**	2.18	12.2	52.9	**12.86**	2.73	3.67	65.7	**22.90**	4.59	97.6
Pr	**3.54**	1.43	3.27	3.66	**3.52**	2.48	0.85	3.77	**9.14**	1.51	4.73
Rb	**29.10**	3.32	3.37	2.70	**69.67**	5.02	12.3	7.80	**219.4**	10.8	7.80
Sb	**0.44**	11.6	4.43	5.71	**0.32**	5.26	3.49	18.4	**1.70**	8.42	19.9
Sm	**2.71**	1.47	8.71	0.24	**2.71**	1.70	4.75	7.82	**6.54**	0.20	8.36
Sn	**1.36**	26.1	11.5	8.71	**1.91**	5.06	1.23	1.56	**4.48**	3.61	15.1
Sr	**18.26**	3.86	10.7	2.21	**150.4**	8.56	4.40	4.77	**54.56**	4.86	0.34
Ta	**0.44**	1.71	1.30	2.14	**0.51**	3.58	1.13	22.9	**1.35**	1.10	1.47
Tb	**0.39**	0.28	3.97	9.04	**0.41**	4.95	5.14	12.3	**0.85**	8.13	4.35
Th	**5.37**	9.92	7.43	4.45	**5.88**	3.10	6.18	9.25	**20.24**	7.30	4.98
Tl	**0.15**		24.6	58.2	**0.26**	73.9	70.4	26.0	**0.99**		15.6
Tm	**0.22**	6.90	14.1	0.50	**0.22**	18.2	4.47	6.54	**0.42**	8.74	1.32
U	**1.10**	8.86	7.57	0.32	**2.29**	8.20	7.04	7.41	**4.01**	8.26	1.12
V	**16.52**	3.88	4.40	3.55	**26.90**	9.66	16.1	11.4	**100.0**	3.58	4.52
W	**0.89**	2.91	18.5	21.9	**1.13**	1.87	0.08	7.26	**2.50**	12.3	25.7
Y	**13.45**	5.74	1.33	6.10	**15.76**	3.47	10.8	5.47	**27.01**	1.87	2.73
Yb	**1.51**	0.25	6.11	7.96	**1.42**	0.80	13.9	15.6	**2.74**	12.6	3.94
Zn	**13.56**	5.35	7.54	10.5	**22.17**	5.33	17.6	12.6	**71.99**	11.3	6.19
Zr	**104.1**	5.80	3.38	6.96	**101.3**	4.47	5.71	2.68	**265.5**	1.51	3.92
In	**0.01**		8.53	48.8	**0.02**	22.4	10.4	7.05	**0.06**		51.4
Ge	**1.22**		0.58	7.56	**1.20**	1.65	15.8	16.8	**1.74**		17.7

La colonne en gras correspond à l'analyse initiale, les autres correspondent à la valeur absolue de l'écart relatif en % à cette analyse.

Des mesures de concentrations ont aussi été effectuées par ICP-MS sur des eaux de pluies. Elles ont, dans un premier temps, été réalisées grâce à une préconcentration d'un facteur 10 par évaporation et ajout de glycérine pour une mesure sur L'ICP-MS, qui est utilisée en routine pour les roches (Elan 5000). Les évaporations ont été réalisées dans des béchers en téflon. Un blanc d'évaporation (bécher ouvert avec de la glycérine) n'a pas montré de contamination significative lors de l'évaporation des échantillons mais en revanche, une contribution significative de la glycérine sur la mesure du Si par une contribution isobarique (à la masse 28) de CO formé dans la torche plasma lors du craquage de la molécule organique. Un standard multi élémentaire de 1, 10, 50 et 100 ppb a été traité suivant la même procédure et ne montre pas de différence pour l'ensemble des éléments sauf le Th et U (Kaspard, 1997). Ainsi, les mesures de Si et Th ont été systématiquement rejetées. Les éléments tels que Al, Na, K, Mg et Ca ont montré une trop grande instabilité, liée à la pollution de cette machine par les analyses de roches. Les eaux ont été mesurées une nouvelle fois, sans évaporation grâce à un nouvel appareil (Elan 6000), plus sensible, et dévolu aux faibles concentrations. Un standard multi élémentaire de 10 ppb est utilisé et une excellente adéquation entre les mesures de Ba, Cd, Cu, Fe, Pb, Mn, Ni, Rb, Sr, V et Zn faites par les deux méthodes a été obtenue. De plus, certains de ces échantillons ont été mesurés par dilution isotopique pour le Sr (Figure II-8). Les mesures effectuées par ICP-MS sont parfaitement corrélées aux données obtenues par dilution isotopique à ± 10% en moyenne. Il faut toutefois noter que les données de l'Elan 6000 (± 7% relatif sans biais systématique) sont plus proches de la dilution isotopique que celles obtenues par l'Elan 5000 (± 13% relatif sans biais systématique). Cette bonne corrélation entre ces deux méthodes pour le Sr et le Pb (J. Carignan, communication personnelle) permet de valider les mesures effectuées par l'Elan 6000.

II-4-2) Colorimétrie et absorption atomique.

La silice dissoute déterminée par colorimétrie a été comparée aux résultats obtenus par l'absorption atomique. Une excellente corrélation a pu ainsi être déterminée (Figure II-9). Cette corrélation est quelque peu surprenante car la silice dosée n'est pas exactement la même. L'absorption atomique dose l'ensemble de la silice, qu'elle soit sous forme dissoute ou colloïdale car l'atomisation rompt les liaisons formant les colloïdes. En revanche, la colorimétrie ne dose exclusivement que la silice dissoute car les colloïdes ne forment pas de complexes avec le molybdène. Ainsi la corrélation pourrait résulter d'un sous-dosage systématique par l'absorption atomique et une teneur relative en colloïde constante. Cependant, le mode de formation des colloïdes est très complexe et propre à chaque élément, mais est souvent régi par des effets de seuil de concentration qui impliquent des rapports entre la forme colloïdale d'un élément et sa spéciation aqueuse

variable. La constance de ce rapport, si la corrélation observée est liée à un sous-dosage par absorption atomique n'est donc pas conforme à la présence significative de colloïde de silice dans ces eaux. La corrélation traduit ainsi une bonne reproductibilité entre les 2 méthodes.

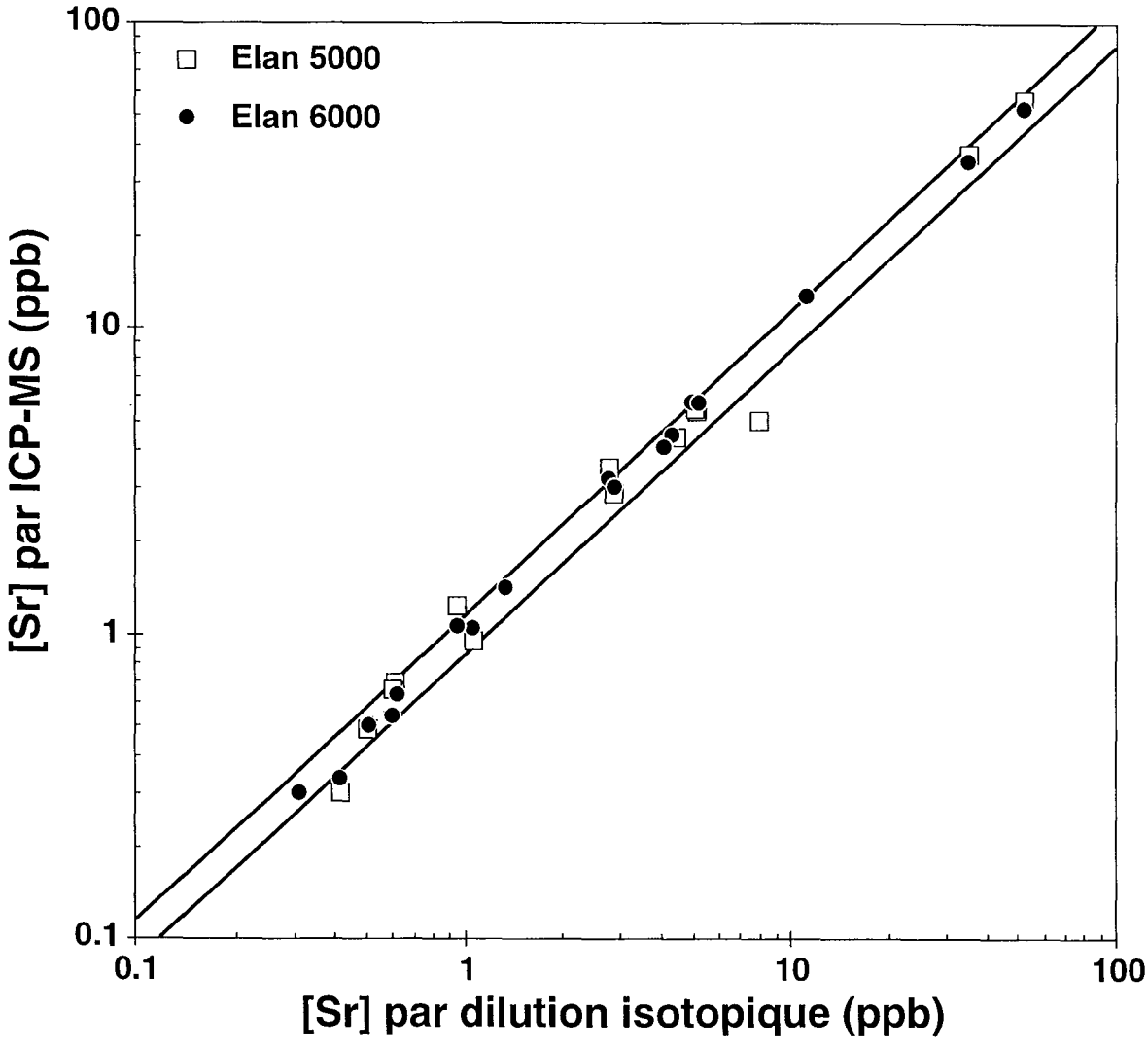


Figure II-8: Comparaison entre les concentrations en Sr des eaux de pluies mesurées par dilution isotopique et ICP-MS. Les deux droites définissent le domaine de ± 10% autour de la droite de pente 1.

Les analyses de silice réalisées dans les eaux de pluie ont été effectuées par colorimétrie. Vu les faibles teneurs, une pré-concentration a été nécessaire. Nous avons évaporé de façon ménagée les eaux dans des béchers de téflon. Un blanc d'évaporation a été réalisé et ne montre pas de pollution significative.

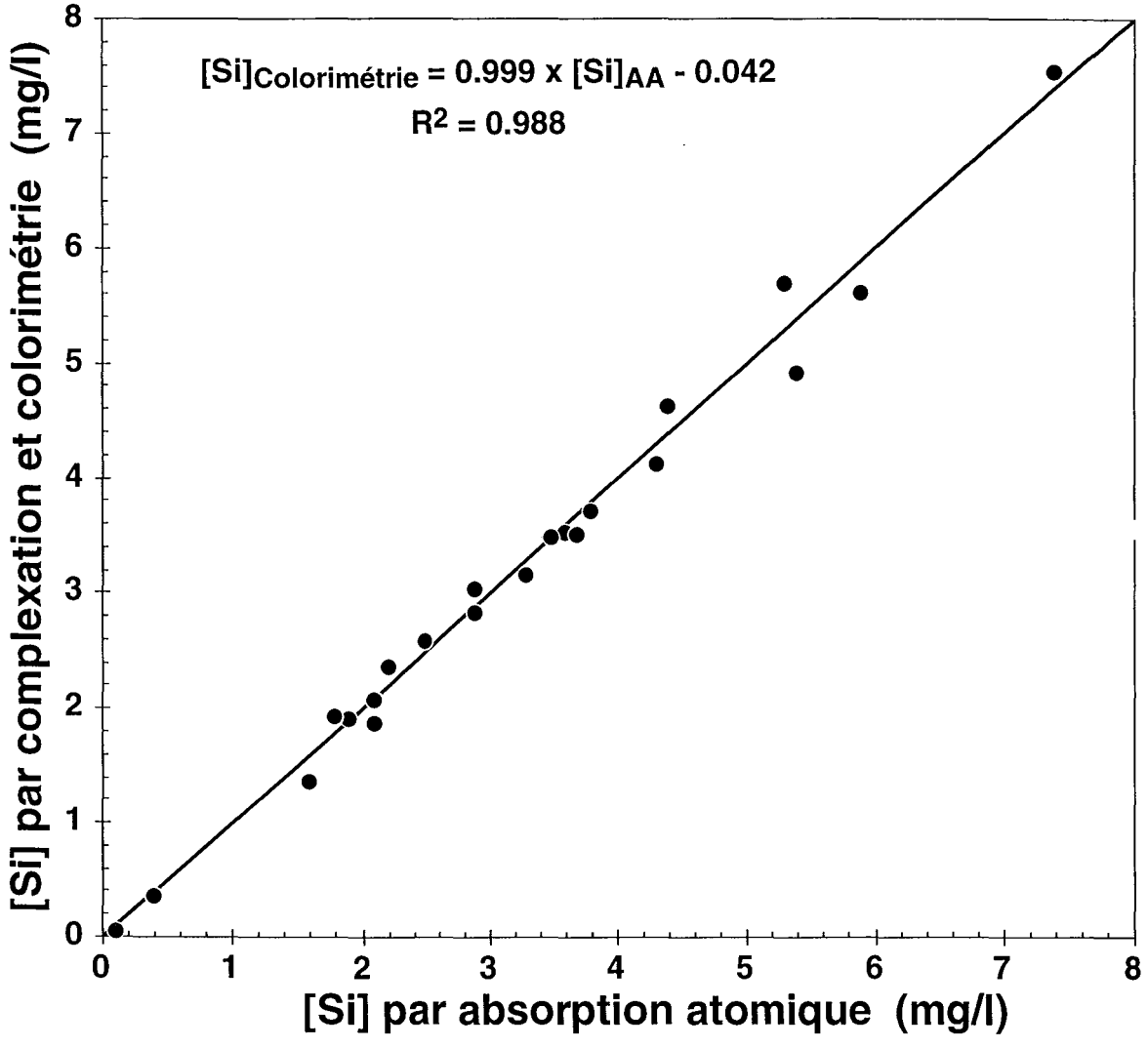


Figure II-9 : Correspondance entre les mesures de concentration de la silice dans l'eau par colorimétrie et absorption atomique.

Les mesures réalisées par absorption atomique pour le Sr dissous ont été comparées aux compositions déterminées par dilution isotopique (Figure II-10). Les concentrations obtenues par absorption atomique sont plus élevées d'environ 14% par rapport à celles obtenues par dilution isotopique. Un fractionnement et surtout un effet mémoire (d'échantillons sur-spikés par rapport aux eaux) avait été suggéré pour cette corrélation trouvée avec les résines AG 50-X-8 qui sont réutilisées. La corrélation similaire trouvée avec la résine Sr-Spec, à usage unique, infirme cette hypothèse. Un mauvais calibrage des spikes n'en est pas non plus la cause, comme le démontrent les tests des spikes de Sr sur des échantillons de roche (voir paragraphe II-4-4) ainsi que la parfaite adéquation entre les teneurs obtenues par dilution isotopique et par ICP-MS (voir Figure II-8). Il est possible

que le calibrage de l'absorption atomique avec une solution mono-élémentaire de Sr soit la cause de ce décalage. En effet, les eaux de rivière contiennent principalement du Ca, HCO_3, Mg, SO_4, Na, Cl et les teneurs en Sr ne représentent qu'entre 1 et 150 ppm de l'ensemble des ions en solution. Si un effet de matrice existe, il suffit qu'il soit très faible pour être sensible sur ces faibles teneurs. Pour comparer toutes nos données entre elles, la corrélation obtenue sur les échantillons analysés par les deux méthodes a été utilisée pour exprimer toutes les mesures de Sr dissous comme des mesures de dilution isotopique.

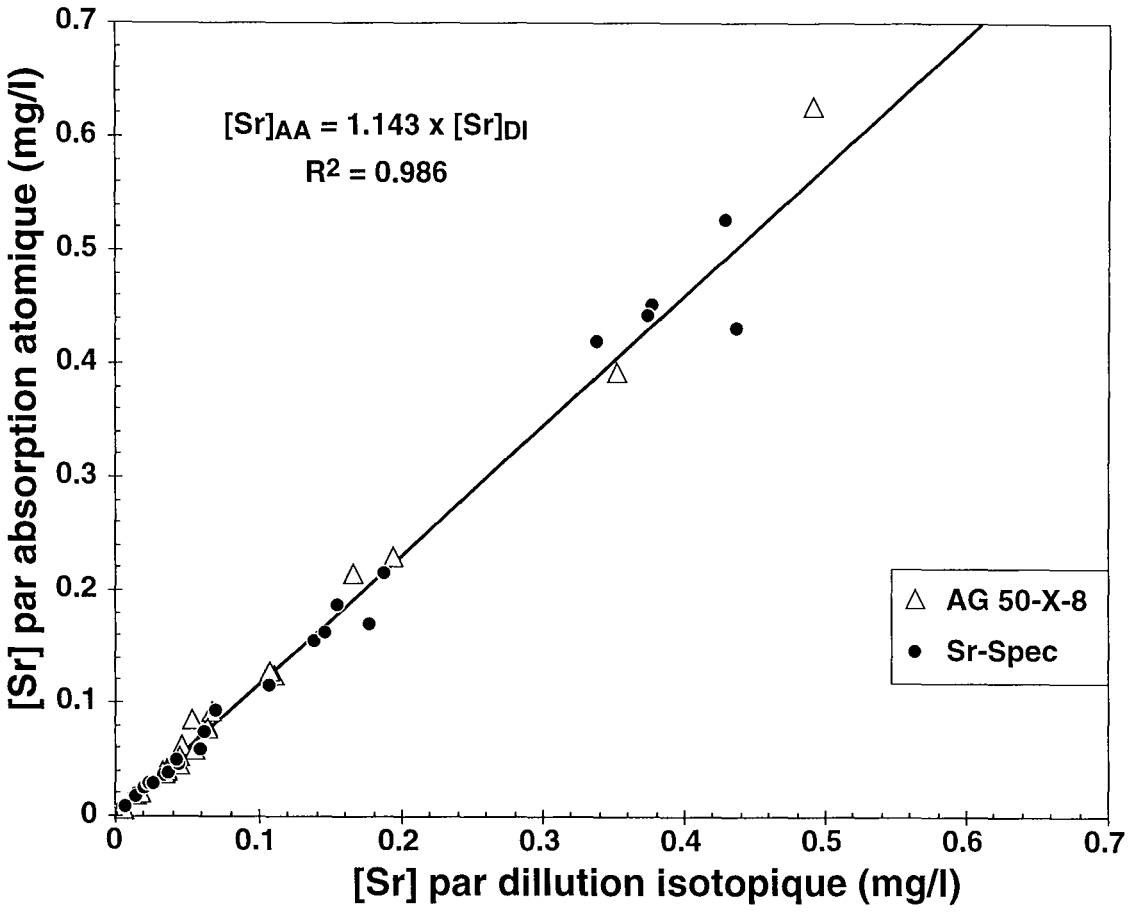


Figure II-10: Corrélation des mesures de Sr dissous par dilution isotopique et par absorption atomique.

II-4-3) Balance ionique déterminée par chromatographie ionique

La différence de charge entre les anions (F^-, Cl^-, NO_3^- et SO_4^{2-}) et les cations (Na^+, K^+, Mg^{2+} et Ca^{2+}) a été interprétée comme résultant principalement des ions HCO_3^-. Cette approximation est basée sur le fait que les eaux ne sont pas chargées en acide organique,

vu les pH élevés qui ont été mesurés, et qu'elles ne contiennent pas de phosphate de façon significative (non détectés par chromatographie ionique). En outre, la teneur en bicarbonate a été mesurée sur le terrain par titration pour quelques échantillons. Les titrations lors de la campagne d'échantillonnage NH ont été réalisées par R. Murat. Pour les échantillons du Bangladesh durant la mousson, de l'HCl à 0.038N a été utilisé et le point équivalent correspondant est à un pH de 4.75. Cet acide avait été calibré au laboratoire, préalablement. Pour tous ces échantillons, aucune différence n'a été observée entre la teneur en bicarbonate mesurée par titration et celle estimée par différence de charge (figure II-11). Pour les échantillons du Bangladesh, aucune présence d'ion carbonate n'a été observée.

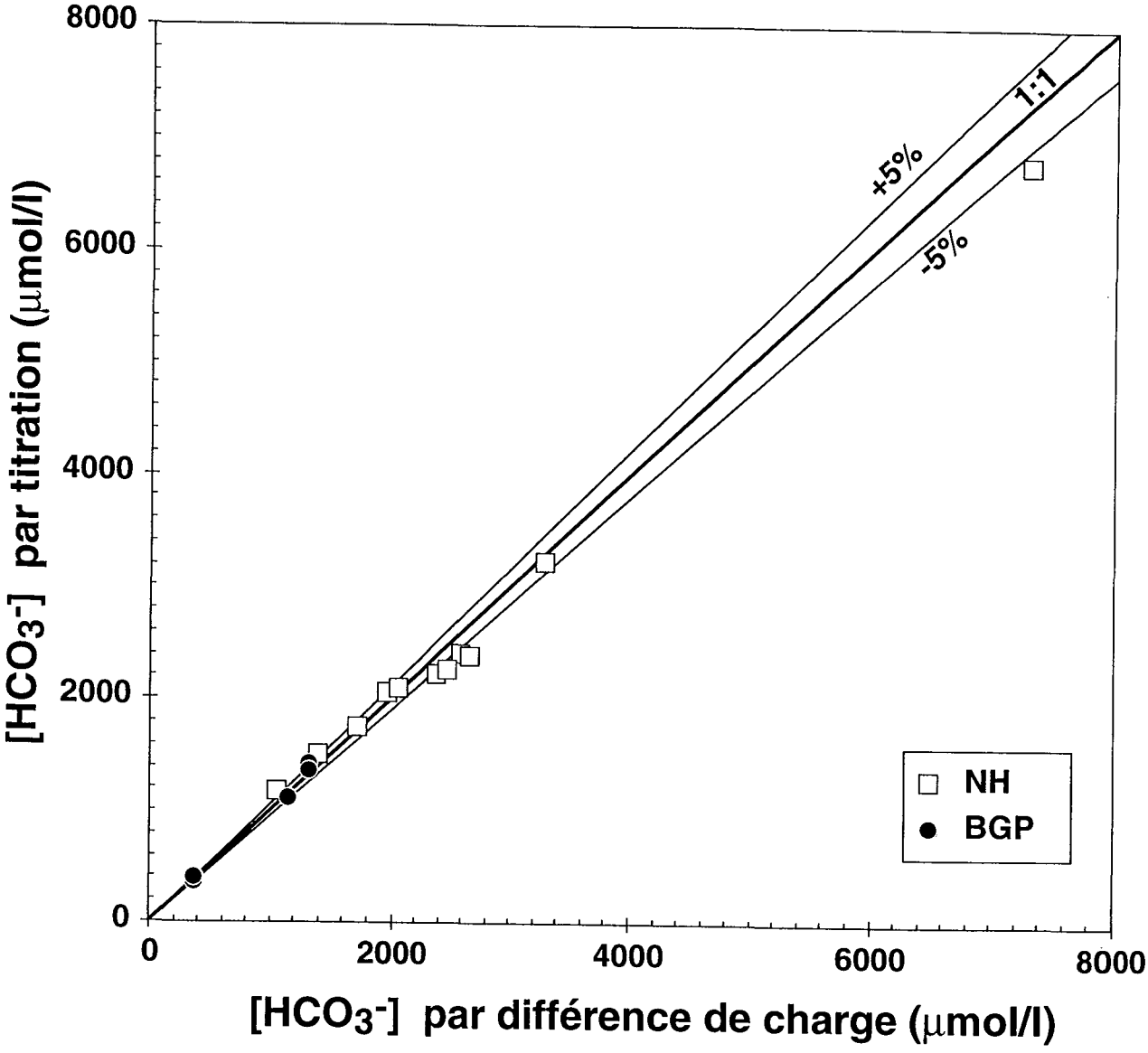


Figure II-11 : Comparaison de la teneur en bicarbonate dissous mesurée par titration et par chromatographie ionique.

II-4-4) Mise en solution des éléments en vue de la mesure par thermo-ionisation.

La pesée de l'échantillon et l'ajout de quantités déterminées de traceur isotopique (spike), permettent de déterminer la concentration de l'élément considéré par la mesure de rapport isotopique. Pour cela, la mise en solution de l'échantillon doit être totale. La méthode implique une homogénéisation isotopique de la solution, et si la dissolution de la roche est incomplète, cette méthode sous-estimera les teneurs. De plus, lors des mises en solution incomplètes, les phases résiduelles ont une minéralogie différente de la roche attaquée, en particulier pour les grenats et les zircons, qui sont des minéraux assez résistants aux acides. Cette dissolution incomplète a pour effet de modifier la composition isotopique mesurée (en particulier le rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$) ainsi que les rapports élémentaires (en particulier le rapport Sm/Nd). Le mode de mise en solution complète des éléments tels que Rb, Sr, Sm et Nd, pour des sédiments, est similaire au protocole développé par Henry (1994) et dénommé « attaque acide ». Cette méthode a montré une très bonne mise en solution de tous ces éléments, y compris pour des sédiments riches en Zr (Henry, 1994). Quelques modifications ont tout de même été apportées. La mise en solution de carbonate a toujours été effectuée sans l'utilisation d'HF pour éviter la formation de précipité de fluorure et les attaques $HF + HNO_3 + HClO_4$ ont seulement été utilisées pour les fractions silicatées (sur des roches totales ayant été préalablement lessivées par une attaque ménagée ou pour des fractions argileuses). La matière organique est éliminée par chauffage à 600°C dans des creusets en platine. L'ajout des spikes utilisés (^{84}Sr, ^{87}Rb et un spike double de ^{147}Sm-^{150}Nd) est effectué directement sur la poudre, sans utilisation préalable d'HCl. La reprise de l'échantillon dans l'eau régale a été supprimée et les attaques, une fois évaporées sont directement reprises en HCl 2.5N. Des lessivages ménagés ont été effectués sur des roches totales. Ils ont tous été réalisés grâce à de l'acide acétique 1N, à température ambiante, sur des solides porphyrisés. Après que l'effervescence a disparu, les tubes sont ultrasonnés pendant 1/4h à 1/2h. Une centrifugation permet de décanter les particules insolubles et le surnageant est pipeté. Au moins 2 rinçages avec de l'eau distillée ont été réalisés avec redispersion du culot par ultrasons. Le premier rinçage est rajouté à l'acide acétique.

II-4-4-1) Séparation de Rb, Sr, Sm et Nd avant mesure au TIMS

Les séparations chimiques ont été effectuées par des résines échangeuses d'ions. Pour les silicates, le strontium et le rubidium ont été séparés par élution grâce à des colonnes en verre de silice et de la résine AG 50W-X8. Il n'a pas été procédé à la précipitation de perchlorate de rubidium préalablement à cette élution. Après avoir récupéré le Rb et Sr par élution en HCl 2.5 N, le Ba est éliminé par élution en HNO_3 2.9 N

et une fraction enrichie en terres rares légères est récupérée par élution en HNO_3 4.4 N. Le néodyme et le samarium ont été séparés par élution anionique, en milieux chlorhydrique, sur des colonnes de verre de silice remplies de billes de téflon (voltarex) sur lesquelles a été adsorbé de l'HDEHP (Alibert *et al.*, 1983). Pour les attaques ménagées ou les eaux, les solutions ont été spikées, évaporées puis reprises en HNO_3 2.9 N. La séparation du Sr a été réalisée par élution sur de la résine Sr-Spec™. Le rubidium, néodyme et samarium des attaques ménagées ont été séparés suivant la même procédure que pour les silicates, après élution sur Sr- Spec™, évaporation et reprise en HCl 2.5N.

Table II-9 : Composition en Rb, Sr, Nd et Sm de standards de roches

	Standard		BIR	BR	DRN
	Rb	ppm	0.25	47	73
Valeurs	Sr	ppm	108	1320	400
Reconnues	Nd	ppm	2.5	65	23
	Sm	ppm	1.1	12	5.3
	$^{143}Nd/^{144}Nd$		0.513035	0.512885	
	Rb	ppm	0.65	45.2	70.3
	Sr	ppm	111.3	1340.6	376.0
	$^{87}Sr/^{86}Sr$		0.703045	0.703861	0.707941
Valeurs	±		11	8	10
Mesurées	Nd	ppm	2.50	64.98	23.05
	Sm	ppm	1.15	11.70	5.15
	$^{143}Nd/^{144}Nd$		0.513053	0.512882	0.512465
	±		11	7	9
	Rb	Δ	-62 %	-3.8 %	-3.7 %
	Sr	Δ	3.0 %	1.6%	-6.0 %
Différence	Nd	Δ	-0.14 %	-0.03 %	0.22 %
	Sm	Δ	6.74 %	-2.47 %	-2.90 %
	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Δ	18	-3	

Le calibrage des spikes a été réalisé par l'analyse de solutions standard et contrôlées, ainsi que le protocole de mise en solution, par la mesure de standards internationaux de roches (Table II-9). La très faible différence entre les compositions isotopiques en Nd (BIR a été mesuré à Cornell par W. White et BR au CRPG en 1993 par C. Alibert) est similaire à la variabilité sur les compositions isotopiques des standards La Jolla et J & M (voir paragraphe II-3-5-1). Elle n'est donc pas significative et montre que la mise en solution a été totale. Malgré cela, la teneur en Nd a été systématiquement sous estimée d'environ 10% sur ces trois standards. Cela est certainement le résultat d'un calibrage des spikes réalisé avec une solution standard qui a été enrichie par évaporation au cours du temps. Ainsi, une correction systématique a donc été effectuée sur la teneur du spike double en Sm et Nd, ce qui a eu pour effet de fixer l'écart sur les teneurs en Nd autour de zéro dans le table II-9, mais a aussi réduit l'écart sur le Sm. Le plus fort

décalage observé en Sm pour le BIR est probablement lié à sa très faible teneur qui rend sa valeur recommandée moins précise et la mesure au spectromètre plus délicate (faible signal). Un recalibrage des concentrations des spikes de Sr et Rb à partir de la mesure de standard de roche n'a pas été nécessaire.

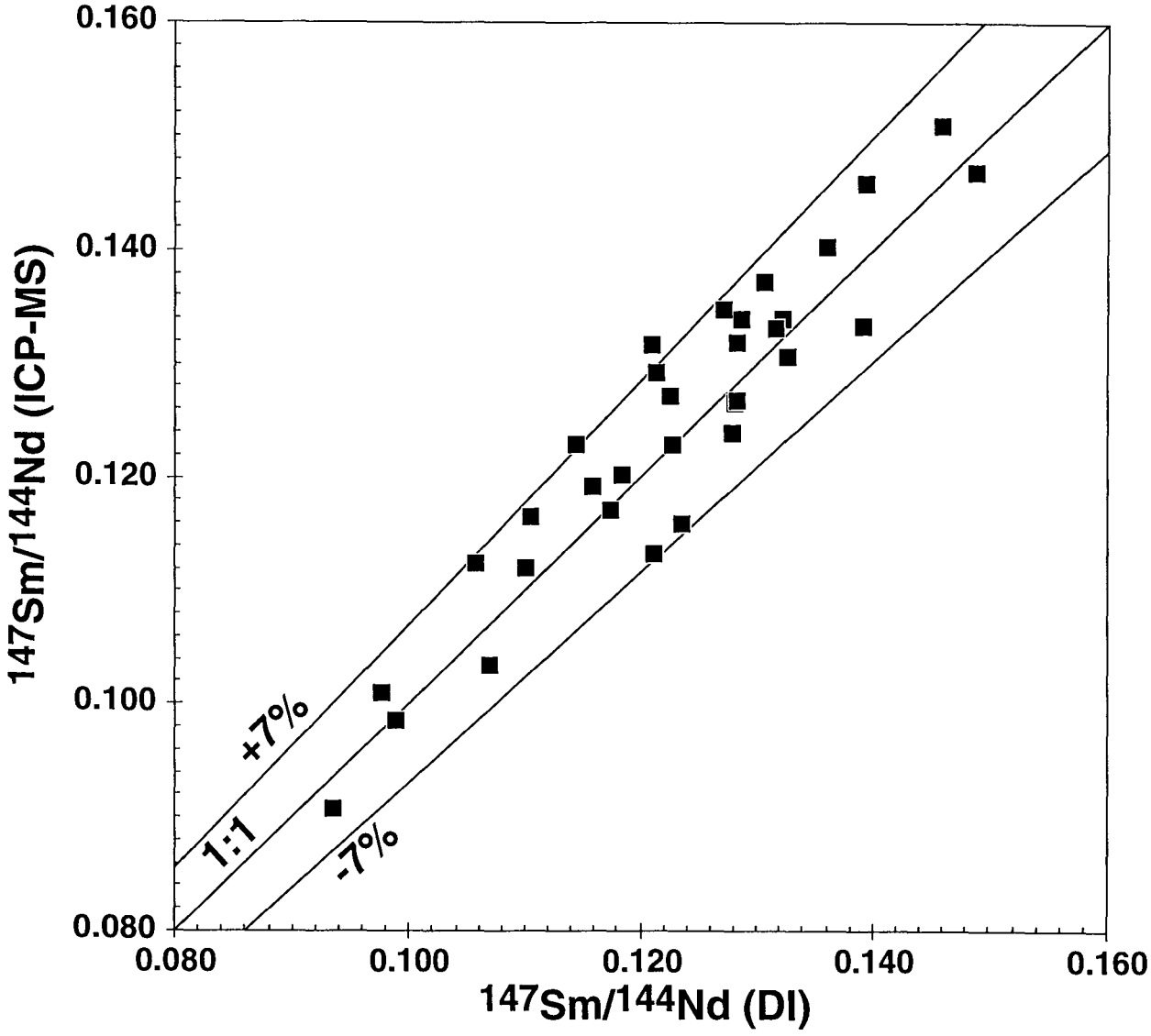


Figure II-12 : Comparaison des rapports élémentaires mesurés par dilution isotopique (DI) et ICP-MS pour le couple Sm-Nd.

Le décalage très important pour le Rb sur le BIR est lui aussi lié à la faible teneur mesurée et donc à une incertitude importante quant à sa valeur recommandée. De plus, cette attaque a été sur-spikée en Rb, ce qui entraîne une plus large erreur. Pour le Sr, les mesures sont correctes, bien qu'un peu au-dessus des incertitudes classiquement obtenues par dilution isotopique (2% relatif). Un calibrage plus rigoureux, avec des solutions standard neuves, et renouvelée régulièrement, est nécessaire pour diminuer l'incertitude des mesures de teneur par dilution isotopique et pour obtenir des reproductibilités classiquement utilisées en géochronologie. Le propos de cette thèse étant de faire des traçages isotopiques et non de la géochronologie, nous avons considéré comme correctes les compositions obtenues par dilution isotopique. Les rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ mesurés sur les mêmes échantillons (argiles) par dilution isotopique et par ICP-MS ne montrent pas de différence systématique et sont dans une gamme de ± 7% (Figure II-12). Ainsi nous pourrons utiliser indifféremment les données par dilution isotopique et celles obtenues par ICP-MS.

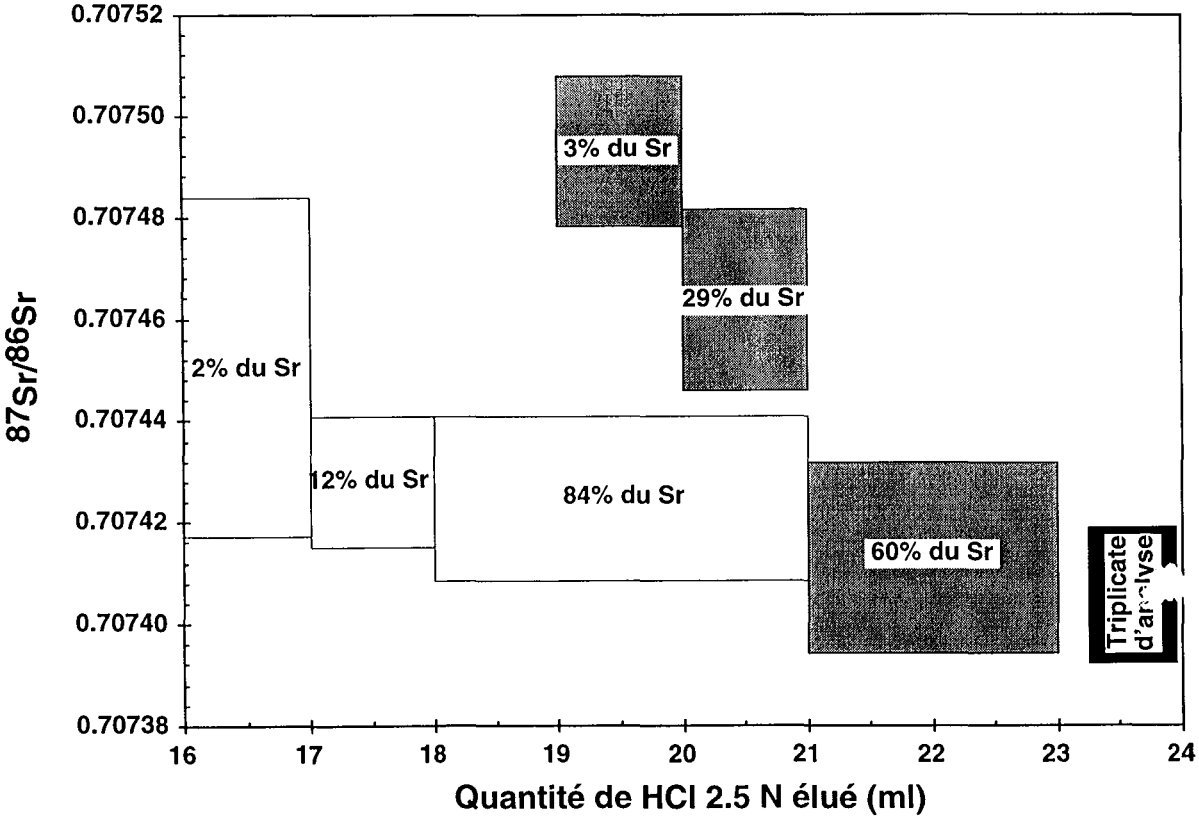


Figure II-13: Variation de la composition isotopique de Sr en fonction de la quantité récupérée lors de l'élution sur les colonnes AG 50W-X8. Les deux couleurs correspondent à des colonnes différentes. La hauteur des différents aliquotes correspond à l'écart type sur la mesure au spectromètre.

Une évolution de la composition isotopique a été observée lors de l'élution séquentielle d'une solution standard de Sr (Figure II-13). Cette évolution est assez faible toutefois et peut être liée, soit à un effet mémoire lors du début de l'élution, soit à une contribution du blanc non négligeable sur les petites quantités que représentent les premières fractions. De telles variations n'ont pas été observées de façon significative sur les échantillons (Table II-10), et ce, tant sur des résines similaires mais des colonnes différentes qu'entre les deux types de résines utilisées (AG 50W-X8 et Sr-Spec™). Un test de lessivage ménagé a été effectué sur les argiles séparées et décarbonatées au CEREGE (Grout, 1995) d'un sable riche en carbonate (>40%). Cette argile, une nouvelle fois traitée par de l'acide, a une teneur en Sr plus faible de 4.5%, associée à une diminution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 220×10^{-6}. Cette faible différence est associée à moins de 40×10^{-6} de différence sur la composition isotopique en Nd et une différence relative de moins de 2% sur le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$. La phase soluble par attaque ménagée dans cet échantillon de sable a une composition isotopique en $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus faible (0.71306) que celle de la fraction argileuse (0.72772). Ainsi, le deuxième lavage de la fraction argileuse n'a pas enlevé du strontium mobilisable par ce type d'attaque ménagée car la diminution de la teneur en Sr de la phase résiduelle aurait dû être accompagnée d'une augmentation de la composition isotopique. Cette faible différence de composition isotopique en Sr montre plutôt une légère hétérogénéité dans ce type de matériel.

Table II-10 : Composition isotopique du Sr d'aliquotes d'une même attaque passés sur des colonnes différentes

Echantillon	R 94-04	TRI 6	LO 259	TRI 15/9 WR LG	NAG 20 WR LG	NH 10	NH 39
Type	Argile	Argile	Argile	Leaching	Leaching	Eau	Eau
colonne	AG 50	AG 50	AG 50	Spec	Spec	AG 50	AG 50
date	Mars 96	Mars 96	Oct 95	Oct 96	Oct 96	Mai 95	Mai 95
Sr ppm	58.9	171.0	172.2	57.9	579.6		
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.810947	0.741230	0.720707	0.722301	0.709550	0.720554	0.719167
±	11	11	11	09	09	12	14
colonne	AG 50	AG 50	AG 50	AG 50	AG 50	Spec	Spec
date	Juin 96	Juin 96	Mars 96	Oct 96	Oct 96	Fev. 97	Fev. 97
Sr ppm	58.9	171.1	171.9	57.9	578.9		
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.810938	0.741244	0.720723	0.722340	0.709548	0.720559	0.719156
±	13	14	10	10	15	13	09
Δ	**-9**	**14**	**16**	**39**	**-2**	**5**	**-11**

II-4-4-2) Blancs des mises en solutions pour le Rb, Sr, Sm et Nd

Les blancs liés à la manipulation, évaporation et aux réactifs lors des attaques acides et séparation par résine échangeuse d'ion ont été mesurés pour le Sr, Rb, Nd et Sm

par dilution isotopique (table II-11). Les teneurs sont assez constantes en terres rares et en rubidium, et suffisamment faible, vu la quantité traitée (autour de 500 ng) de ces éléments lors de la mise en solution et séparation. En revanche, les blancs de Sr sont assez élevés et surtout très variables en fonction de la période d'analyse (charge de travail importante ou non dans la salle). Il semble, en outre, que cette tendance soit allée en s'aggravant avec le temps, ceci étant probablement lié à la vétusté de la salle blanche (Figure II-14).

Table II-11 : Teneur des blancs (pg)

	Nb	Moyenne	±	min	max	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±
Sr	32	986	145	68	2705	0.7132	0.0007
Nd	10	96	19	7	181		
Sm	8	28	8	5	66		
Rb	5	9	5	2	27		

Des blancs de Sr ont donc été effectués assez régulièrement, parmi les échantillons. Les teneurs et compositions isotopiques (Table II-12) se sont avérées être dépendantes des types d'échantillons traités (silicates, lessivages ménagés, eau de rivières ou eau de pluie). Les compositions isotopiques les plus élevées sont celles mesurées pour les eaux de rivières qui ont un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ toujours plus élevé que 0.715. Les blancs associés aux eaux de rivières sont en outre les plus élevés et il est possible qu'une partie non négligeable provienne des échantillons par contamination croisée. En général, plus le temps d'évaporation est important, plus les blancs sont élevés. De plus, les blancs de colonnes (qui ne font pas intervenir des temps importants d'évaporation) sont toujours restés faibles (<150 pg). Enfin, les blancs totaux effectués sur les mêmes colonnes, en utilisant les acides purifiés sur les mêmes distillateurs mais dans une autre salle blanche, sont largement plus faibles (300-500 pg de Sr, C. Spatz, communication personnelle). Ainsi, la source du blanc est l'évaporation, et la teneur plus importante en fonction du type d'échantillon est à relier à la période nécessaire d'évaporation.

Table II-12 : Blancs de Sr en fonction du type d'analyse

	Silicate	±	lessivage	±	rivière	±	Pluie	±
Nbres	8		2		14		3	
Sr (pg)	657	217	600	117	1202	261	956	96
min	91		483		68		824	
max	1743		717		2705		1142	
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7109	0.0005	0.7109	0.0004	0.7162	0.0011	0.7122	0.0022

Il faut toutefois noter que le blanc le plus élevé pour les eaux de rivières a une influence de moins de 500×10^{-6} sur la composition isotopique mesurée au vu des quantités d'eau mise à évaporer. En revanche, les quantités d'eau de pluies sont bien

moindres (10 à 910 ng de Sr), mais ces évaporations ont été réalisées en prenant certaines précautions (travail seul en salle blanche et le week-end), qui ont permis de réduire significativement les blancs (Table II-12), malgré une durée d'évaporation au moins double. De plus, un blanc a systématiquement été mis à évaporer parmi les échantillons. La teneur, ainsi que la composition isotopique de ce blanc, ont été soustraites aux valeurs mesurées et une propagation d'erreur permet d'affirmer que les compositions isotopiques d'eau de pluies sont correctes, au moins au pour mille près.

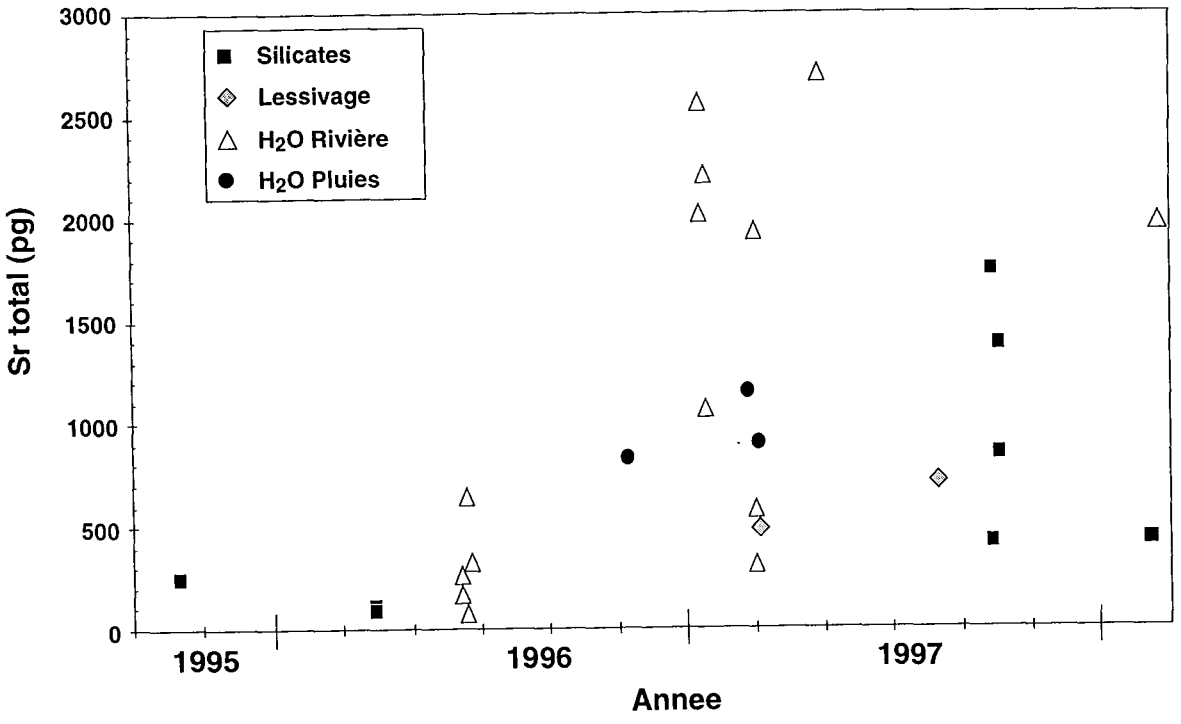


Figure II-14 : Evolution temporelle de la teneur de blanc de Sr.

Un test de la correction du blanc a été effectué sur des quantités déterminées par dilution isotopique du standard isotopique NBS 987. Pour cela, une faible quantité de standard est rajoutée à de l'eau distillée et évaporée en même temps qu'un blanc. La correction de blanc est effectuée tant sur la quantité que sur la composition isotopique et les résultats sont présentés dans la figure II-15. L'échantillon d'eau de pluie BGP 2 a été mesuré lors de deux périodes différentes (avec des blancs différents). Aucune différence de composition isotopique significative n'a été trouvée sur le NBS 987 pour des quantités supérieures à 20 ng. La correction de blanc sur le duplicata introduit une plus large

incertitude de la mesure, mais la valeur moyenne du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est similaire à moins de 100×10^{-6} près.

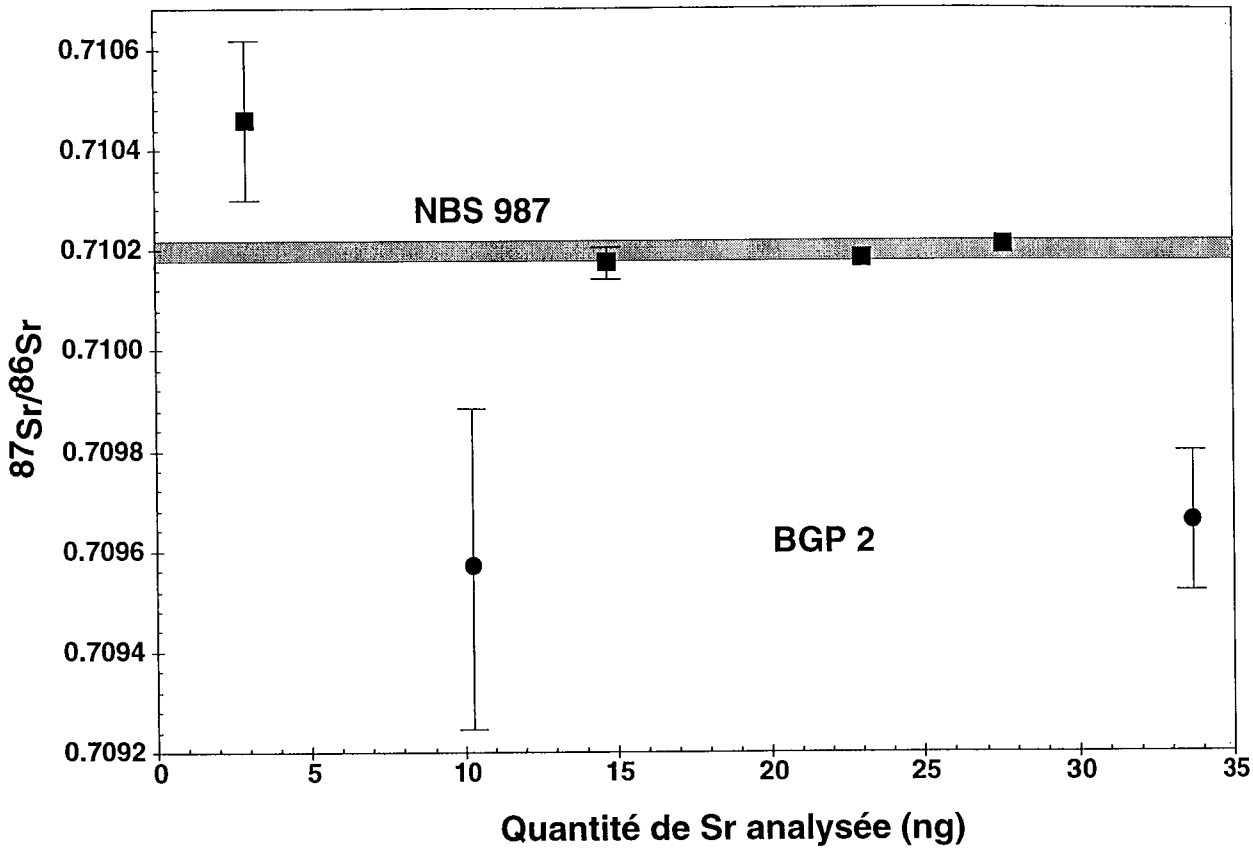


Figure II-15 : Variation de la composition isotopique du Sr d'une eau de pluie (BGP 2) et d'une eau de pluie « synthétique » (NBS 987) en fonction de la quantité de Sr analysée.

II-4-4-3) Vérification des séparations lors des analyses au TIMS.

Pour les mesures de composition isotopique de Sr, la présence de Rb est regardée sur la masse 85 et une correction de la contribution isobarique du Rb sur le ^{87}Sr est effectuée. Cette correction est faite, tant sur le standard que sur les échantillons, en considérant que le Rb a une composition isotopique naturelle. Le faible niveau de Rb résiduel (dans l'activateur, les filaments et la source) rendent cette correction insignifiante pour le standard (voir paragraphe II-3-5-1). Certains échantillons ont montré une contribution significative de Rb en début d'analyse, ce qui signifie que la séparation par les résines n'était pas parfaite. Comme ces échantillons sont spikés en ^{85}Rb, la correction surestime fortement la proportion de ^{87}Rb. Ainsi, chaque fois que la contribution de Rb était de plus de 0.01%, les mesures ont été rejetées.

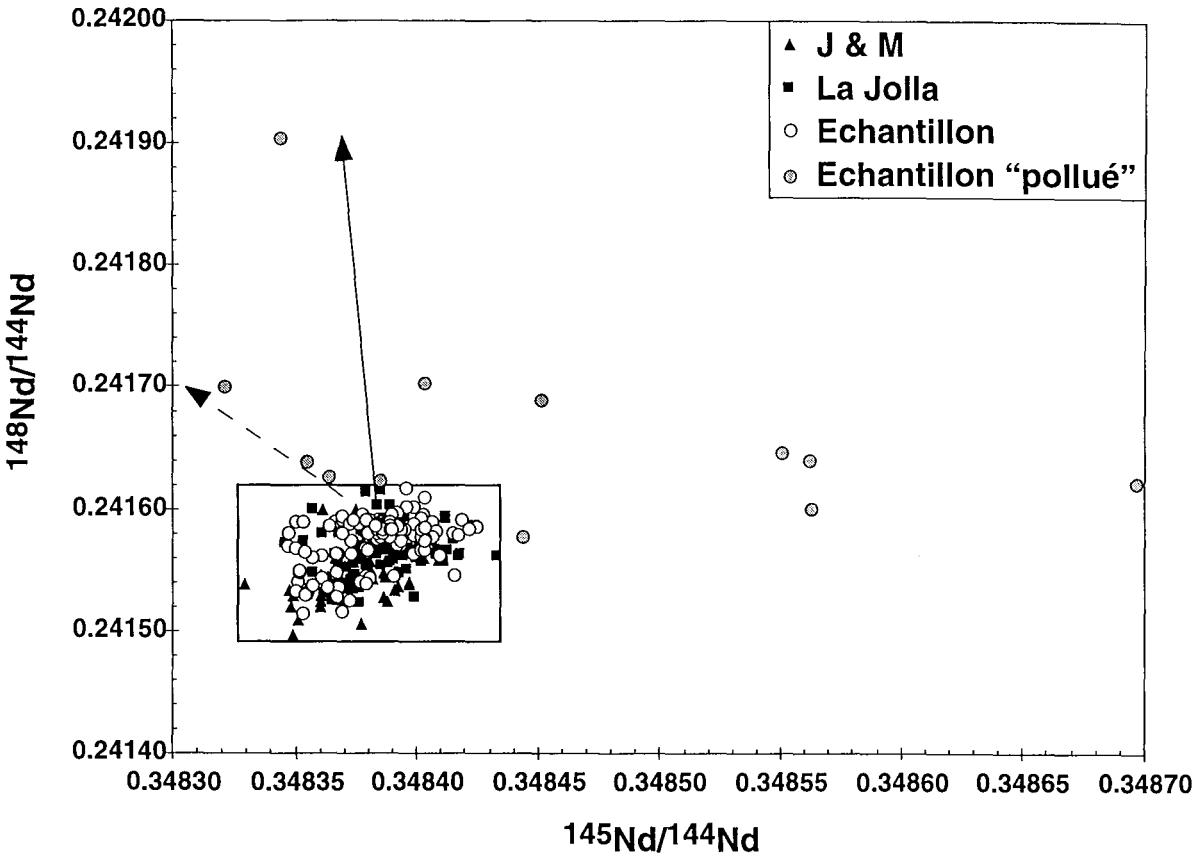


Figure II-16 : Co-variation des rapports $^{145}Nd/^{144}Nd$ et $^{148}Nd/^{144}Nd$ pour les standards et les échantillons. Les mesures notées « polluées » ont été rejetées. Le rectangle correspond à l'ensemble des compositions mesurées des standards. La flèche en pointillé indique une pollution sur la masse 144 et celle en trait plein simule une pollution en Sm.

Pour les terres rares, des solutions standard sont séparées sur les colonnes et sont analysées par ICP-MS. En outre, lors de la mesure par thermo-ionisation des compositions isotopiques de Sm et Nd, un balayage en masse est réalisé et les intensités sur les masses caractéristiques des autres terres rares permettent d'estimer leur séparation et l'évolution des colonnes de séparation. Généralement, peu de Sm a été détecté sur les dépôts, mais une faible intensité suffit à changer de façon significative la composition isotopique en Nd. Les rapports $^{145}Nd/^{144}Nd$ et $^{148}Nd/^{144}Nd$, qui sont constants, ont permis de déterminer les principales causes de pollution des dépôts et de rejeter certaines analyses (Figure II-16).

La masse 144 est utilisée pour le calcul de la discrimination de masse, et une pollution, tant de la masse 144 seule que par du Sm (sur les masses 144 et 148), entraîne des tendances (symbolisées par des flèches sur la figure) qui ne sont, en fait, suivies que par peu d'échantillons pollués. Pour les autres échantillons manifestement pollués en 145, il faut envisager une contribution d'une ou plusieurs molécules poly-atomiques. C'est

aussi le cas pour une pollution de la masse 144 seule. Il est plus que vraisemblable que cela soit le résultat de matière organique, soit résiduelle dans la source du spectromètre, soit provenant d'un entraînement partiel des résines lors de l'élution.

II-4-5) Nature des minéraux lessivés par attaque ménagée.

De nombreux protocoles d'attaques ménagées ont été suivis dans le but d'effectuer une séparation de la source de l'élément considéré (Chaudhuri et Brookins, 1979 ; Kralik, 1984 ; Ohr *et al.*, 1994 ; Schaltegger *et al.*, 1994 ; Stille et Clauer, 1994). Cela peut être l'extraction sélective d'éléments adsorbés ou bien la récupération d'une fraction d'élément se trouvant dans une position structurale particulière. Notre principal intérêt pour effectuer des attaques ménagées était d'éliminer le Sr adsorbé sur les minéraux argileux et de mettre en solution les carbonates dans les sables. En effet dans le premier cas, le Sr dissous peut changer de façon significative la composition de l'argile. Dans le deuxième cas, la composition en Rb/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$ des sables est en premier lieu contrôlée par la proportion totale de carbonate dans le sable et donc masque les variations des compositions du pôle silicaté. Ces effets minéralogiques sur les traceurs isotopiques rendent leur utilisation plus délicate pour une interprétation en terme de source.

Le test d'une deuxième attaque ménagée sur une argile nous a permis de vérifier qu'il ne restait plus de façon significative de Sr échangeable. La perte en poids, résultant de l'attaque ménagée par acide acétique est globalement corrélée avec la teneur massique en carbonate total de la roche ou du sable, déterminée par volumétrie gazeuse (voir paragraphe II-4-7). En revanche, pour les faibles teneurs en carbonate, la mise en solution d'autres éléments que des carbonates devient significative (figure I-17). Sur la base des spectres de terres rares obtenus sur des attaques ménagées réalisées grâce à de l'acide acétique, Ohr et al. (1994) ont proposé que les phosphates soient la principale source de ces autres éléments. Ces auteurs ont aussi montré que, lorsque la roche ainsi traitée contenait des carbonates, la composition isotopique du Sr était celle des carbonates (calcite + dolomite). Le faible rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ mesuré sur nos attaques ménagées (entre 0.004 et 0.103) confirment ces résultats et nous permettent d'utiliser la teneur en Sr (recalculée sur la masse manquante après attaque ménagée) et le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ comme étant celui de la fraction carbonatée de la roche ou du sable ainsi traité.

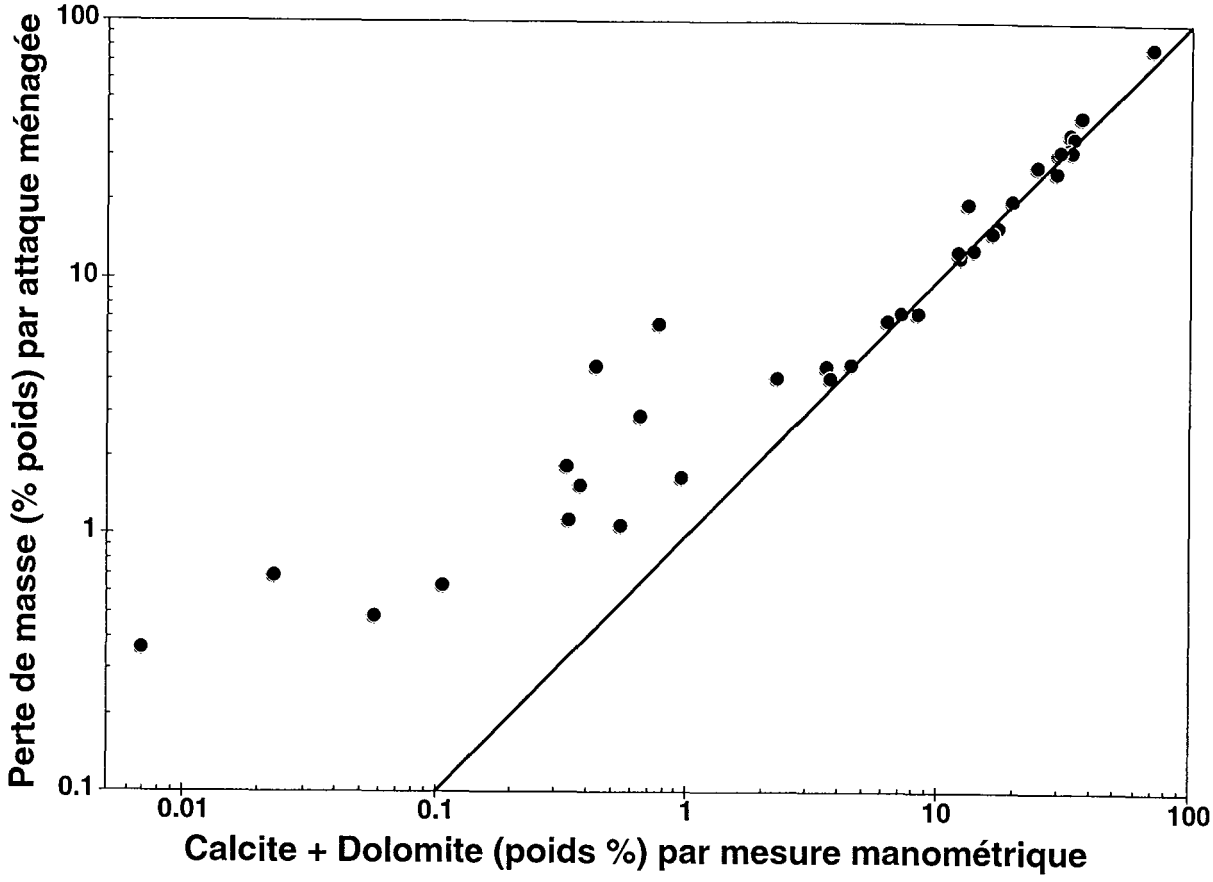


Figure II-17 : corrélation entre la teneur en carbonate et la perte massique lors des attaques ménagées.

Nos lessivages n'ont pas été analysés pour l'ensemble des éléments, mais la coloration des solutions en jaune en milieu chlorhydrique, déjà remarquée par Henry (1994) témoigne d'une mise en solution partielle d'oxydes en plus de phosphate. Certaines attaques ménagées montrent des teneurs en Sm et Nd (recalculées sur la masse manquante après attaque) plus élevées que celles du résidu (dominé par les minéraux silicatées). Ainsi les carbonates ne peuvent pas être la source principale des terres rares mises en solution lors des attaques ménagées. La contribution des phosphates est certainement significative, mais est loin d'être suffisante, car pour certains échantillons, il faudrait qu'au moins 40% du phosphore dans le sable soit porté par du xénotime, en considérant les compositions moyennes de ce minéral en Himalaya (Brouand, 1989). Or, le principal phosphate est l'apatite, dont les teneurs en terres rares sont trop faibles pour expliquer celles mesurées dans les attaques ménagées. Ainsi, le rapport Sm/Nd plus élevé de 20% environ (Figure II-18) dans les phases solubles lors de l'attaque ménagée est seulement en partie le résultat d'un plus fort rapport Sm/Nd dans les phosphates et les phases oxydes doivent aussi avoir un rapport Sm/Nd plus élevé que la moyenne des

silicates du sable correspondant. Une augmentation du rapport Sm/Nd dans les phases oxydes, résultant d'une altération en Himalaya avait déjà été proposée au vue de la composition des vermiculites trouvées dans les sédiments de Cône du Bengale (Galy, 1992).

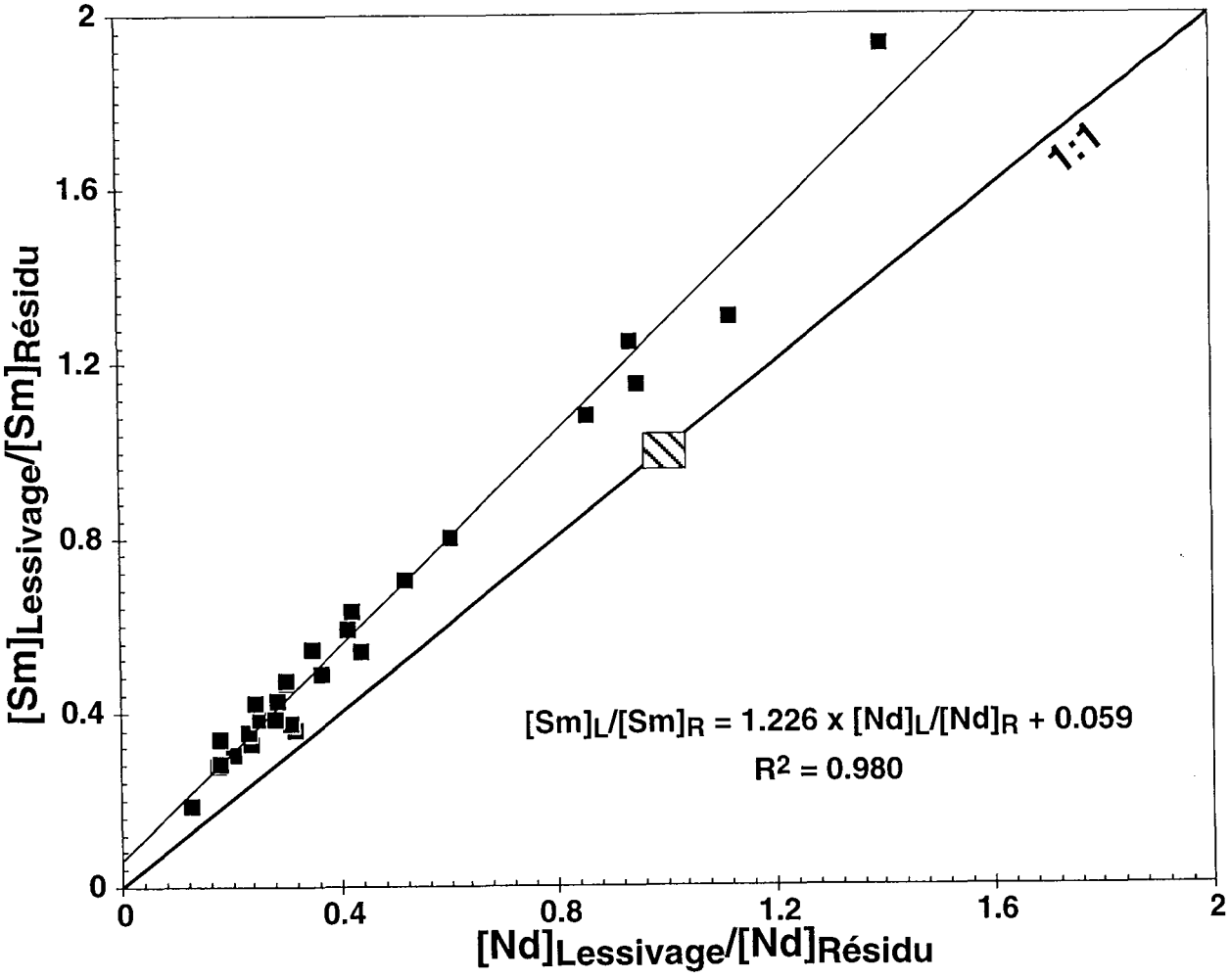


Figure II-18 : Enrichissement relatif en Nd et Sm dans les phases solubles lors de l'attaque ménagée par rapport aux phases insolubles. Le carré hachuré indique une teneur similaire entre la phase soluble et les phases insolubles pour les deux éléments.

II-4-6) Mesure des compositions isotopiques en H, C et O des eaux

La méthode de production de dihydrogène à partir d'eau est celle de la réduction par l'uranium à 800°C (Bigeleisen *et al.*, 1952). L'eau est introduite dans un capillaire en verre, scellé ensuite aux deux extrémités. Ce capillaire est ensuite cassé, sous vide, et l'eau passe à travers un tube de quartz contenant de l'uranium porté à 800°C. L'H_2 produit est totalement transféré dans une ampoule grâce à une pompe de Tœpler (voir schéma dans

France-Lanord, 1987). Cette ampoule permet de transférer le gaz au spectromètre de masse. Un test de la méthode de production de H_2 est difficile à réaliser indépendamment du calibrage des mesures au spectromètre, étant donné que les deux standards sont des eaux et donc incluent l'extraction. Néanmoins, la moyenne de 23 extractions de V-SMOW, toutes corrections liées au spectromètre faites, est de +0.49 ± 0.91‰. Cette valeur est tout à fait correcte, au regard de la reproductibilité de ± 2 ‰, généralement admise pour ce type d'extraction. De plus, aucune différence significative n'a été observée sur des eaux réanalysées, parfois plus de deux ans après leur première analyse (Figure II-19)

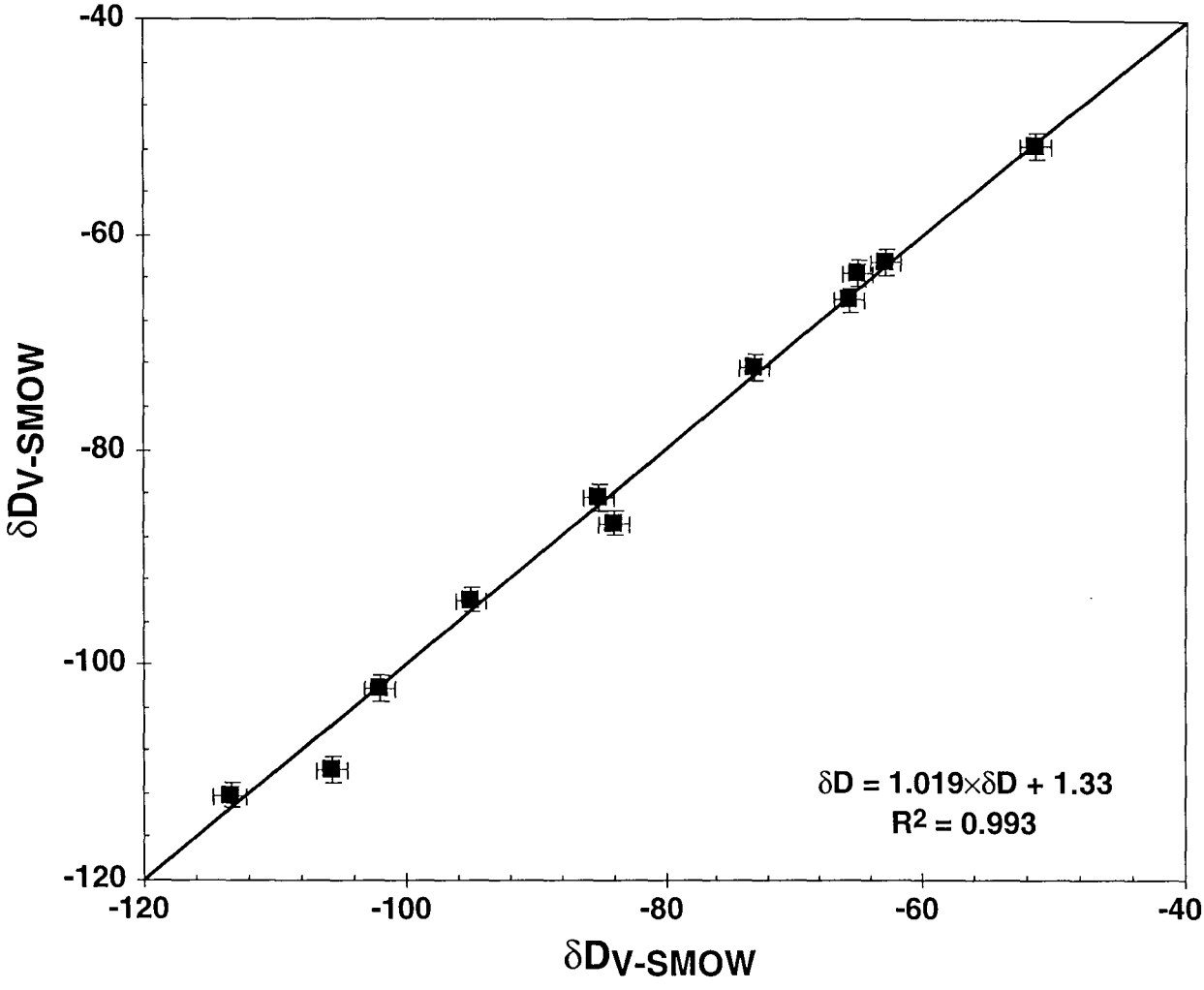


Figure II-19 : Duplicata d'analyse de δD des eaux.

La composition isotopique de l'oxygène de l'eau a été mesurée grâce à la méthode d'échange isotopique entre l'eau et le CO_2 (Epstein et Mayeda, 1953). Un aliquote de CO_2 est mesuré avant et après chaque série d'une vingtaine d'échantillons. La quantité d'eau utilisée est de 2 ml. Le standard interne d'eau distillée utilisé a une composition isotopique

de -9.0 ± 0.36 ‰ pour 16 mesures et le V-SMOW a une composition de 0.28 ± 0.07 ‰ sur 3 mesures. En outre, la reproductibilité moyenne sur 15 duplicata est de 0.37‰, similaire à celle obtenue sur notre standard. Les teneurs en éléments dissous dans ces eaux étant faibles, aucune correction de salinité n'a été nécessaire.

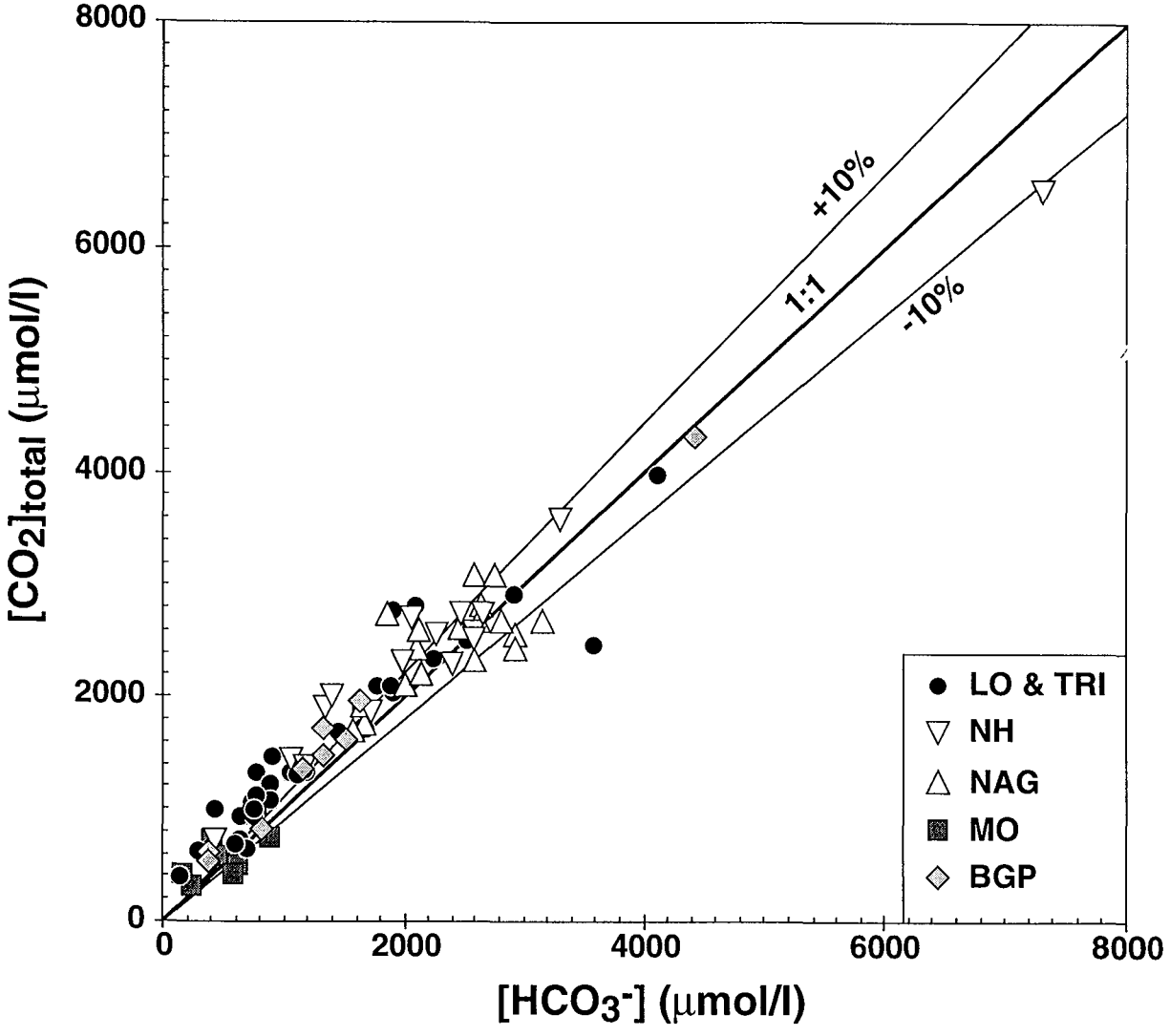


Figure II-20 : Corrélation entre CO_2 extrait par acidification et par chromatographie ionique.

La mesure de la composition isotopique de carbone inorganique dissous a été réalisée par ajout de H_3PO_4, sous vide, à une quantité de 15 à 30 ml d'eau. L'eau est transférée dans un ballon à col long, muni d'un rodage et d'un doigt, à partir de bouteilles non préalablement ouvertes et dans une boîte à gant sous flux d'azote (pour éviter toute pollution par l'atmosphère du laboratoire, en surpression par rapport aux échantillons), le doigt avait été préalablement été rempli d'H_3PO_4. L'eau est tout d'abord refroidie à

temprérature de l'azote liquide et la vapeur d'azote dans le tube est evacuée par pompage. Le tube est ensuite fermé et retourné pour permettre le mélange entre l'acide et l'eau. Le CO_2, ainsi dégazé, est séparé de l'eau par cryogénie (formation de glace à -80°C dans le tube à réaction et formation de carbo-glace dans un doigt froid à température de l'azote liquide à la pression atmosphérique). Le CO_2 ainsi transféré dans un volume connu est ensuite réchauffé, et la pression mesurée par un capteur à membrane permet de quantifier la quantité de gaz extraite. Le CO_2 extrait des eaux de surface par cette méthode correspond aux espèces ioniques (HCO_3^- et éventuellement CO_3^{2-}) ainsi qu'au CO_2 dissous. Ainsi, la majorité des eaux montrent un excès de CO_2 extrait par cette méthode, par rapport aux espèces ioniques déterminées par chromatographie ionique (Figure II-20). Cet excès de gaz dissous est largement supérieur à la concentration de CO_2 atmosphérique en équilibre avec les eaux et est attribué à un état de déséquilibre des eaux par rapport à l'atmosphère du lieu d'échantillonnage. Ce déséquilibre montre que la composition chimique des eaux acquise dans les sols (où la pCO_2 est plus élevée) n'est pas modifiée lors du transport et ce jusqu'à l'embouchure pendant la période de mousson car le Gange est sursaturé en CO_2 à cette période.

II-4-7) Mesure des compositions isotopiques en C et O des carbonates

La méthode utilisée est celle développée par McCrea (1950). Le CO_2 produit est séparé par cryogénie, et sa quantité est déterminée suivant le même protocole que pour le carbone inorganique dissous (voir paragraphe précédent). Le fractionnement isotopique en oxygène entre le CO_3 de la calcite et le CO_2 libéré à 25°C est de 10.25‰ (Friedman et O'Neil, 1977). Celui pour la dolomite à 50°C a été recalculé suivant la relation de Rosenbaum et Sheppard (1986). La cinétique de la réaction entre l'H_3PO_4 et les différents carbonates permet une séparation entre le gaz produit par réaction de la calcite et celui produit par la dissolution de la dolomite (Sheppard et Schwarcz, 1970; Rosenbaum et Sheppard, 1986) et la pesée de l'échantillon avant réaction permet de déterminer les quantités de ces deux carbonates dans la roche. Pour éliminer les effets liés à la taille des minéraux (Al-Aasm *et al.*, 1990), les échantillons ont été porphyrisés suivant le même protocole. Un mélange de calcite et de dolomite, existant naturellement dans un sédiment, nous a permis de mettre au point notre protocole expérimental pour analyser sélectivement ces deux minéraux. Une extraction a été réalisée, par palier, et montre l'augmentation progressive de la production de CO_2 (Figure II-21).

La composition isotopique du gaz évolue au cours du temps, passant d'un $\delta^{13}C$ de -7.05‰ et un $\delta^{18}O$ de 16.52‰ (pour la calcite) après une heure de réaction à un $\delta^{13}C$ de -1.42‰ et un $\delta^{18}O$ de 22.54‰ pour la dernière extraction. La modification significative des compositions isotopiques est sensible à partir de 4 heures de réaction à 25°C (Figure II-

22). Une calcite standard, porphyrisée, a été additionnée, en quantité connue, à un échantillon ne contenant pas de carbonate. La réaction à 25°C de cet échantillon synthétique montre que l'extraction de la calcite est complète après trois heures de réaction. Aussi, nous avons effectué une extraction du gaz produit après 3 heures de réaction à 25°C, correspondant à la calcite. La réaction a été poursuivie à 50°C pendant au moins 4 jours pour l'obtention de la teneur et composition isotopique de la dolomite. Un calcul de mélange nous permet ainsi de recalculer la composition isotopique de la fraction totale de carbonate de la roche.

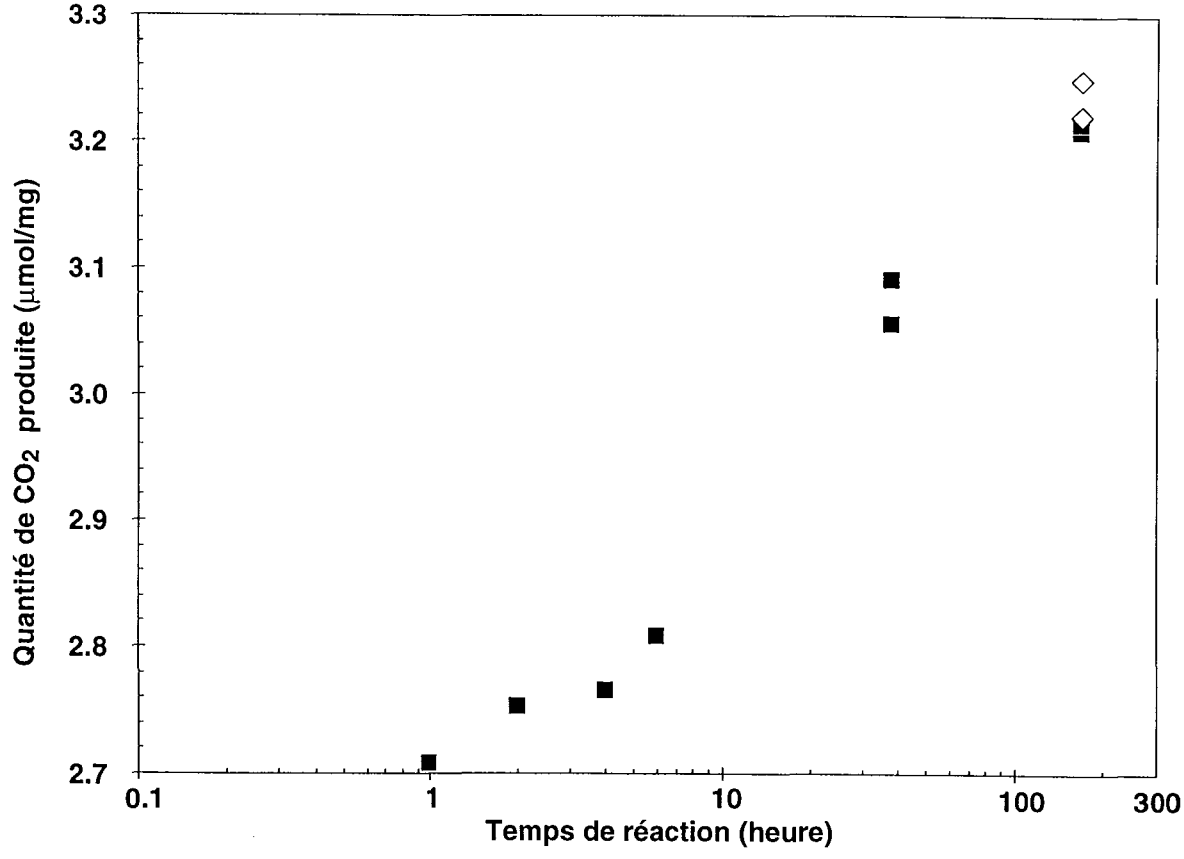


Figure II-21 : Evolution temporelle de la quantité de CO_2 produite par réaction de l'H_3PO_4 sur des carbonates. Les symboles en noir correspondent à une réaction à 25°C alors que ceux en blanc ont été réalisés à 50°C.

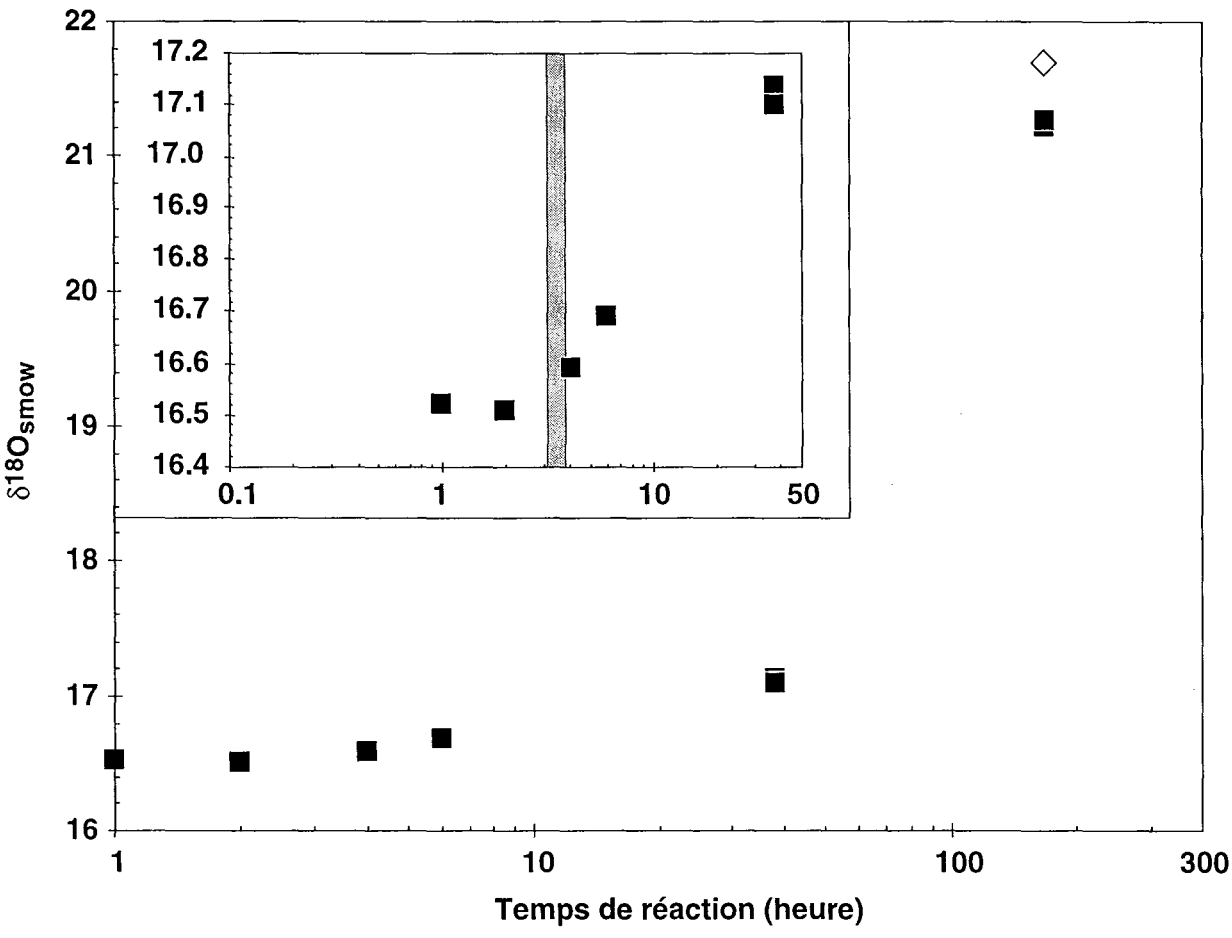


Figure II-22 : Evolution temporelle du $\delta^{18}O$ total du carbonate par réaction avec de l' H_3PO_4. Les symboles en noir correspondent à une réaction à 25°C alors que ceux en blanc ont été réalisés à 50°C. La bande grisée correspond au temps d'extraction utilisé sur les échantillons.

II-4-8) Mesure des compositions isotopiques en H et O des silicates

Ces compositions isotopiques ont été déterminées pour des minéraux argileux. Les carbonates des fractions granulométriques (<2μm et <0.1μm) ont été dissous par attaque ménagée avec de l'acide acétique (voir paragraphe II-4-4). Ces fractions granulométriques peuvent contenir une quantité significative de matière organique (de 1% poids à plus de 8% pour les fractions <0.1μm, E. F. Rose, communication personnelle). Celle-ci a été éliminée grâce à un plasma froid d'oxygène (Taieb, 1990 ; Hogg et al., 1993).

L'extraction de l'hydrogène des minéraux hydratés a été réalisée par chauffage sous vide d'une quantité connue de matériau. Elle utilise principalement la même réaction de réduction que pour les eaux et a été réalisée sur la même ligne. Le chauffage est réalisé grâce à un chalumeau et la température maximale atteinte est celle de la fusion du verre de silice, qui contient l'échantillon. Les échantillons ont préalablement été chauffés à 120°C pendant au moins 12h pour éliminer toute l'eau adsorbée. L'ensemble des gaz produit lors du chauffage est soit piégé à température de l'azote liquide soit entraîné sur le four à

uranium par le pompage réalisé grâce à la pompe de Tœpler. Ainsi les espèces de l'hydrogène non condensables et produites lors du chauffage (H_2 et HF principalement) sont converties en di-hydrogène et récupérées. L'eau est réduite sur l'uranium. Un volume calibré permet de quantifier la teneur totale en hydrogène extraite. C'est ainsi que la teneur en eau des minéraux argileux a été précisément déterminée. Le blanc a été mesuré en utilisant du quartz décrépité comme échantillon et est de 0.1-0.2 µmole, ce qui est négligeable, vu les quantités extraites (55 µmoles pour la plus faible).

Table II-13 : Compositions isotopiques en oxygène des standards de silicate

Échantillon	Phase	Rendement µmol/mg	$\delta^{18}O$ smow	Nb		$\delta^{18}O$ smow
NBS 30	**Biot**	13.63	**5.28**	5	**Certifié :**	**5.10**
1σ		0.97	0.37			
β 114	Biot	14.22	**7.89**	4	**Recommandé :**	**8.1**
1σ		0.39	0.27			
D 65	Musc	14.85	**10.95**	5		
1σ		0.34	0.41			
NBS 28	**Qtz**	17.75	**9.59**	3	**Certifié :**	**9.64**
1σ		0.04	0.07			
NL 615	Qtz	17.71	**18.19**	21	**Recommandé :**	**18.3**
1σ		0.47	0.19			
QZCWRU	Qtz	16.62	**24.84**	3	**Recommandé :**	**24.52**
1σ		1.30	0.01			

L'oxygène des silicates est extrait par oxydation grâce à du BrF_5 (Clayton et Mayeda, 1963). Cette méthode produit du di-oxygène qui est réduit sur un four à graphite et ainsi converti en CO_2 transférable et mesurable par le spectromètre à source gazeuse utilisé. La réaction est effectuée à chaud dans des tubes de nickel. Le nickel réagit partiellement, formant des fluorures. Les blancs obtenus par cette méthode sont assez importants (3.3 µmoles en moyenne sur 18 analyses) et très variables (de 0.2 à plus de 10 µmoles avec un $\delta^{18}O$ de 0.5‰ à +9.5‰). La réaction laisse des résidus solides dans le tube ainsi qu'un état de surface très détérioré par la réaction partielle du nickel. Ainsi la vapeur d'eau s'adsorbant lors du chargement des tubes et des résidus réfractaires oxygénés pouvant rester dans les tubes sont deux facteurs pouvant expliquer la variabilité du blanc. Une méthode pour diminuer les problèmes liés au chargement est la préfluorination des échantillons. Cette phase consiste à démarrer la réaction à une température assez faible et

à éliminer les gaz ainsi produits. Cela a été réalisé pour les minéraux tels que le quartz mais pas sur les minéraux argileux qui peuvent être oxydés par le BrF_5 même à très basse température. Cette méthode est très fréquemment testée par des standards (Table II-13).

La reproductibilité sur le quartz est de ± 0.2‰, similaire aux reproductibilités communément obtenues par cette méthode. Pour les minéraux plus réfractaires tels que les micas, cette reproductibilité est plus élevée (0.3 - 0.4‰). La reproductibilité obtenue sur les fractions argileuses est de 0.2‰ (1σ, voir annexe II). L'élimination de la matière organique par le four à plasma froid a, pour ces minéraux, grandement augmenté la reproductibilité (qui pouvait être supérieure à 1‰, Bouquillon et al, 1990 ; Derry et France-Lanord, 1996). En effet la présence de carbone entraîne la formation de molécules contenant de l'oxygène ($C_xO_yF_z$), ce qui fractionne la composition isotopique de l'oxygène.

CHAPITRE III : L'ÉTAT INITIAL

Introduction

L'approche de bilan d'érosion que nous avons décidée de suivre s'appuie sur la meilleure connaissance possible des constituants à l'origine des flux des rivières, que cela soit les roches ou les précipitations. Dans ce chapitre, nous présenterons les caractéristiques spatiales minéralogiques et chimiques des roches soumises à l'érosion. Cette caractérisation nous servira ensuite de base dans l'analyse des processus de mise en solution des éléments (Chapitre IV). Nous essayerons aussi de faire le lien entre la structure actuelle de la chaîne, la lithologie des principales formations, leur minéralogie et leur composition isotopique en mettant en exergue les différences entre formations, en vue du traçage des particules transportées dans les rivières.

Dans la dernière partie de ce chapitre, nous présenterons une synthèse des données chimiques et isotopiques des précipitations, complétée par notre propre échantillonnage. Nous examinerons en détail la répartition dans le bassin des compositions isotopiques de l'eau de pluie (oxygène et hydrogène). L'apport chimique aux rivières par l'atmosphère sera estimé par la moyenne des données disponibles. L'étude des éléments dissous (majeurs et métaux traces), ainsi que la composition isotopique du Sr de nos échantillons servira à déterminer certains facteurs contrôlant la chimie atmosphérique dans le bassin du Gange-Brahmapoutre.

La migration de la plaque Indienne vers le Nord et la collision avec le continent eurasiatique qui en a résulté a profondément structuré la croûte terrestre sur plus de 3000 km d'Est en Ouest et 3000 km du Nord au Sud (Figure III-1). À l'Ouest se situe la chaîne à double vergence du Pamir, les failles dextres du Karakoram et d'Herat, et les arcs du Kohistan et du Ladakh. Au Nord et à l'Est, le plateau du Tibet, proprement dit, est lui aussi constitué par un assemblage de différents micros continents s'étant tout d'abord agrégés avant de glisser globalement vers l'Est. Ainsi, tant pour le bassin versant de l'Indus à l'Ouest que pour les cours supérieurs du Salween, Mékong et Yangtze, la structure y est assez complexe. Il existe ainsi des contrastes de compositions entre les différents terrains qui permettraient d'en effectuer le traçage lors de l'érosion, mais la faible connaissance de la géologie régionale en limite l'approche géochimique. En revanche, bien que complexe dans le détail, la structure de la chaîne himalayenne sur les bassins versants du Gange-Brahmapoutre est remarquablement constante d'Est en Ouest. Seule la terminaison orientale du bassin du Brahmapoutre est plus variable quoique très mal connue. Les chaînes du Transhimalaya et de l'Himalaya *s.s.*, entités géographiques définies au chapitre I, correspondent à 2 unités géologiques différentes et séparées par la zone de suture ophiolitique (Figure III-1). Ces ophiolites correspondent à une partie du plancher océanique de la Téthys. Dans le bassin du Gange-Brahmapoutre, seul le

Brahmapoutre draine actuellement le Transhimalaya et la zone de suture ophiolitique. Les affluents de la rive droite du Gange drainent, quant à eux, le bouclier indien, d'âge Archéen à Protérozoïque ainsi que les traps du Deccan. Nous développerons d'abord la géologie du Transhimalaya et du complexe ophiolitique, avant de traiter de celle de l'Himalaya *s.s.*

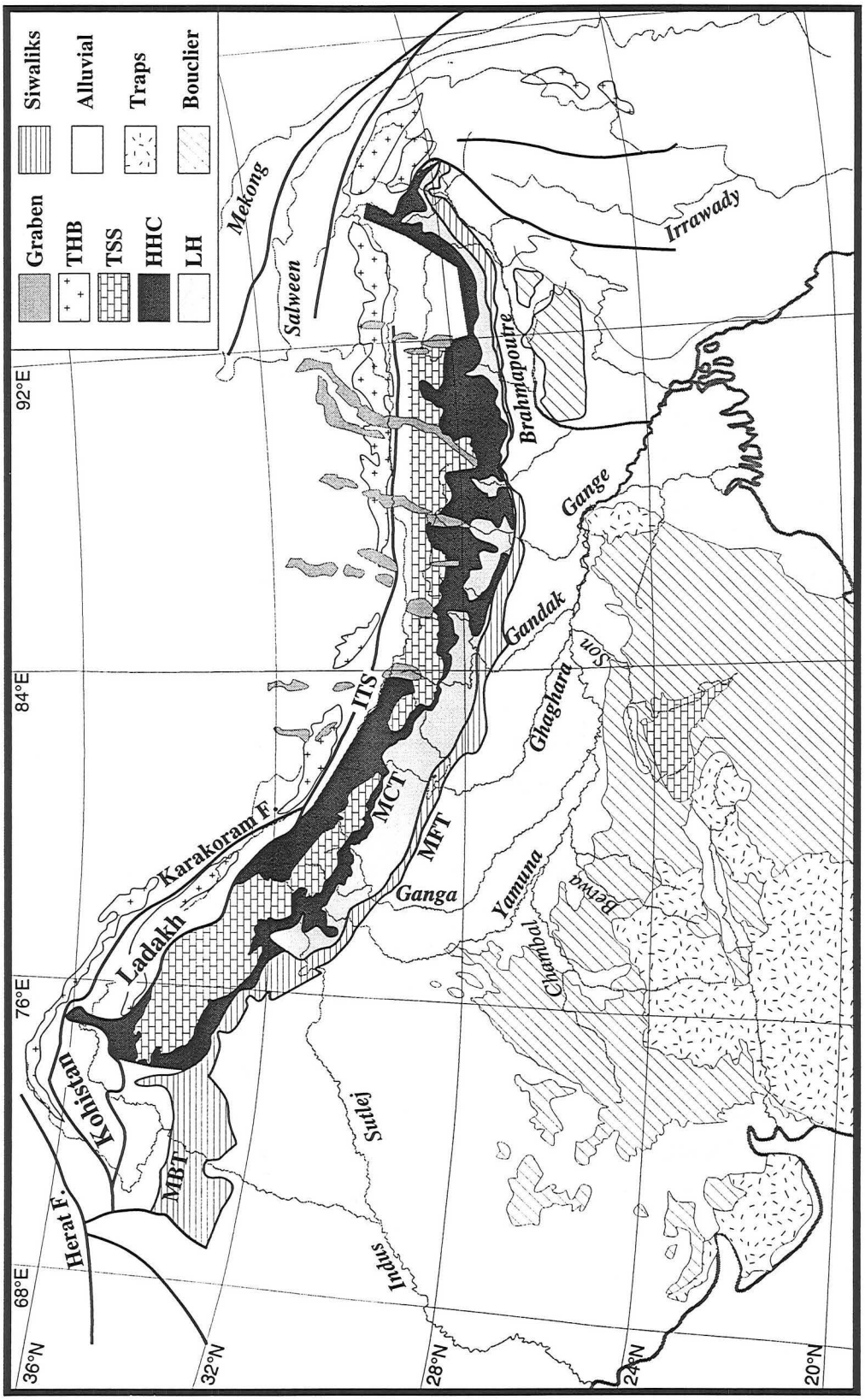


Figure III-1 : Carte Géologique simplifiée de la chaîne himalayenne et de la partie Nord du sous continent indien (d'après Gansser, 1983 ; Le Fort, 1989 ; Harrison *et al.*, 1992). THB : batholite du Trans-Himalaya et du Karakoram. TSS : Séries Sédimentaires Téthysiennes. HHC : formations du haut Himalaya cristallin. LH : formations du Moyen Pays. ITS : Ophiolite de la zone de Indus-Tsangpo. MCT : chevauchement central himalayen, MBT : chevauchement basal himalayen et MFT : chevauchement frontal himalayen.

III-1) Le Transhimalaya et la zone de suture

III-1-1) Contexte général

La chaîne du Transhimalaya est constituée par un ensemble de batholites calco-alcalins (THB dans les figures III-1 et III-3), résultant de la subduction, au Secondaire, de la croûte océanique de la Téthys sous la bordure Sud du continent asiatique. Des témoins de la croûte océanique proprement dite constituent la suture ophiolitique de l'Indus-Tsangpo. Les analyses de ce massif ophiolitique montrent que cette croûte océanique provient de la fusion partielle au niveau de la zone de propagation d'une ride (Göpel *et al.*, 1984), caractérisée par un faible taux d'expansion (Nicolas *et al.*, 1981). L'histoire de la subduction du plancher océanique n'est pas similaire tout le long de la chaîne. À l'ouest, les arcs du Kohistan et surtout du Ladakh constituent les premiers témoins de cette subduction et correspondent à des arcs volcaniques Crétacé (Honegger *et al.*, 1982 ; Schärer *et al.*, 1984). A l'Est, sur l'actuel bassin du Tsangpo, il y a peu d'arcs volcaniques, ce qui réduit les terrains purement mantelliques à la suture ophiolitique, large de quelques kilomètres seulement. La composition des plutons calco-alcalins (Nd, Sr, Pb, $\delta^{18}O$) montrent l'incorporation de ce matériel mantellique (Allègre et Ben Othman, 1980 ; Gariépy *et al.*, 1985 ; Debon *et al.*, 1986 ; Harris *et al.*, 1988).

La chimie et la minéralogie de ce batholite composite varient, en fonction du taux de fusion partielle, du taux d'incorporation de matériel crustal et de la différentiation magmatique par cristallisation fractionnée. L'assimilation de matériel crustal est estimée à 30% en moyenne (Harris *et al.*, 1988). Les enrichissements en terres rares légères ont été interprétés par la présence du grenat dans le matériel mantellique, ayant subi une fusion partielle (Harris *et al.*, 1988) ainsi que l'assimilation de matériel crustal (Debon *et al.*, 1986) ; mais des interactions entre la croûte océanique subductée et le manteau sous-continental ne peuvent pas être exclues (Honegger *et al.*, 1982). Ces différents processus introduisent une incertitude sur la proportion de croûte continentale assimilée dans les batholites, de même que la composition du pôle crustal qui peut être assez variable.

En effet, la plaque Eurasiatique au niveau du sud du Tibet est constituée par plusieurs micro-plaques accrétées. Le batholite du Transhimalaya s'est mis en place dans le bloc de Lhassa. Cette micro-plaque correspond à la partie septentrionale de la marge Nord du continent Indien (e. g. Allègre *et al.*, 1984), qui en a été séparée par une ouverture océanique au Trias (e. g. Liu et Einsele, 1994 ; Figure III-2). Les terrains du bloc de Lhassa sont constitués de sédiments détritiques et chimiques de plate-forme et de talus (de molasses à des flyschs en passant par des carbonates) qui sont assez similaires aux Séries Sédimentaires Téthysiennes décrites plus au sud (voir paragraphe III-2-1-1).

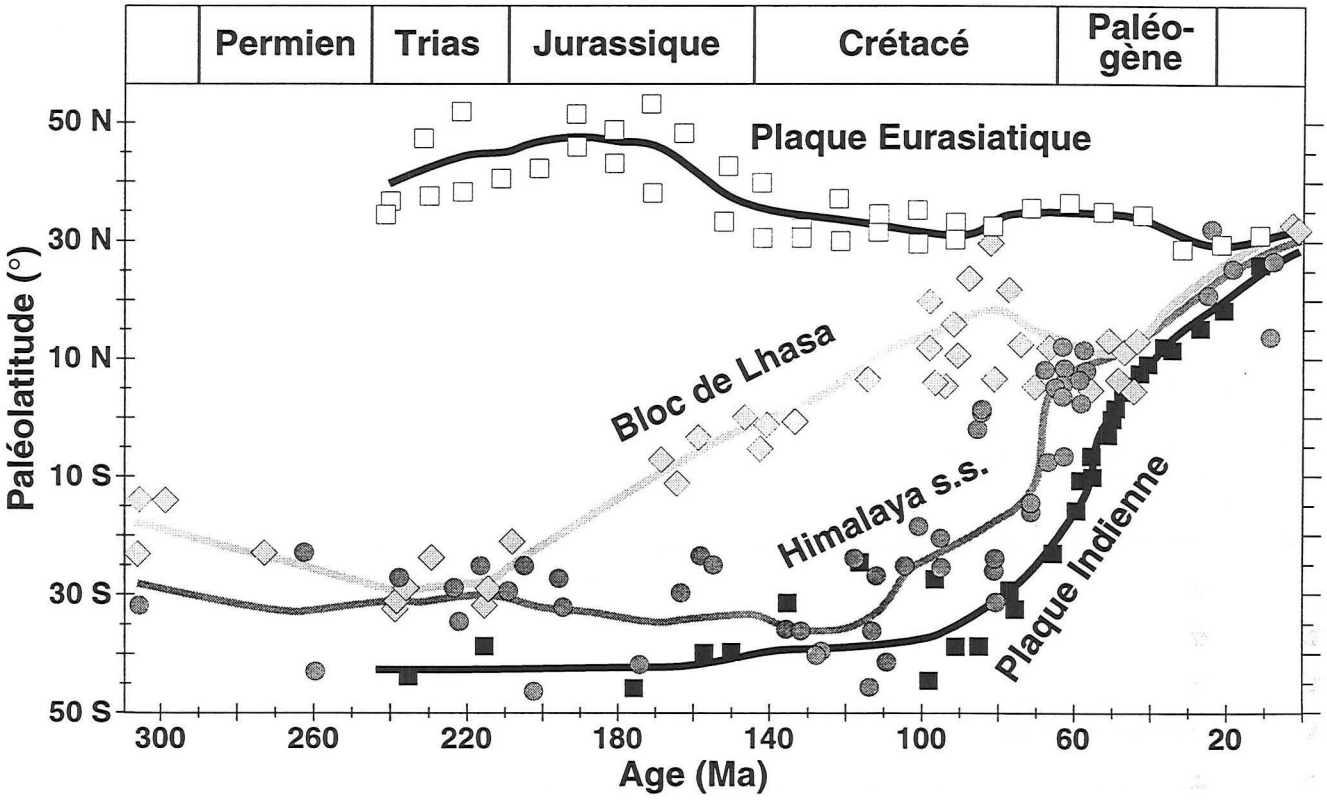


Figure III-2 : Paléolatitude de la plaque indienne (carrés noirs), des terrains himalayens (ronds), du bloc de Lhassa (losanges) et de la marge sud de la plaque eurasiatique. Synthèse d'après Liu et Einsele, (1994).

Entre le batholite Trans-Himalayen et la suture ophiolitique, le complexe de subduction constitue un ensemble de terrains assez homogènes d'Est en Ouest et d'assez faible importance. Ils sont constitués par des sédiments chimiques (radiolarites, cherts et des calcaires à Orbitoline) intercalés par des tufs volcaniques d'âge Mésozoïque (Burg, 1983 ; Bassoullet *et al.*, 1984). Cet ensemble est nettement plus développé au Ladakh, où il est constitué par des séries d'arrière-arc.

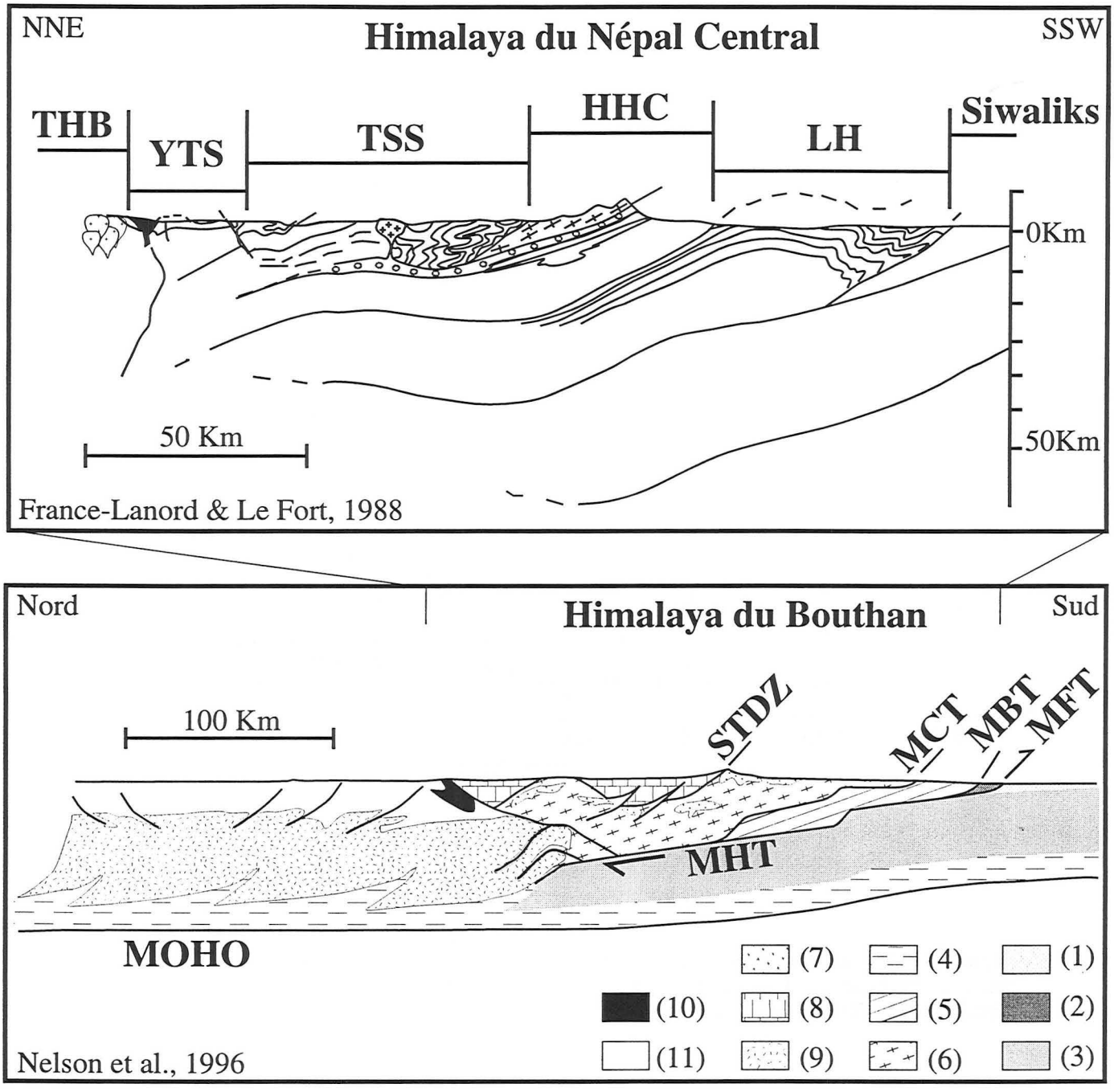


Figure III-3 : Coupe synthétique de la chaîne himalayenne, d'après la cartographie (France-Lanord et Le Fort, 1988) et les profils sismiques (Nelson *et al.*, 1996). THB : batholite du Trans-Himalaya; ITS : Ophiolite de la zone de Indus-Tsangpo; TSS : Séries Sédimentaires Téthysiennes; HHC : formations du Haut Himalaya Cristallin. LH : formations du Moyen Pays. Siwaliks : Sédiments Néogène du bassin d'avant chaîne. STDZ : détachement sud tibétain; MHT : chevauchement principal himalayen; MCT : chevauchement central himalayen; MBT : chevauchement basal himalayen et MFT : chevauchement frontal himalayen. (1) : Sédiments Holocène de la plaine du Gange. (2) : Siwaliks. (3) : Croûte indienne. (4) Croûte inférieure litée. (5) : LH. (6) : HHC. (7) : Leucogranite himalayen. (8) : TSS. (9) : zone de la croûte partiellement fondue. (10) THB+ITS. (11) : Croûte du bloc de Lhassa.

III-1-2) Structuration

L'évolution tectonique du Transhimalaya et de la zone de suture est polyphasée. Le pendage général des différentes structures est Nord et la cinématique est celle de chevauchements crustaux (Figure III-3). Ainsi, le batholite est allochtone sur la zone de suture. De même, l'ensemble de la zone de suture est charrié vers le sud. Des rétro-charriages sont aussi décrits dans les séries de la zone de suture (Burg et Chen, 1984 ; Yin *et al.*, 1994 ; Quidelleur *et al.*, 1997). Les grands accidents intra-lithosphériques ont toujours une composante tangentielle importante qui peut être contemporaine du chevauchement ou tardive. Elle traduit l'extrusion des terrains tibétains globalement vers l'Est (e. g. Tapponnier et Molnar, 1977). L'ensemble des structures est recoupé par des fossés d'effondrements actifs (e. g. Armijo *et al.*, 1986) et des bassins extensifs en pull-apart d'orientation générale Nord-Sud (Figure III-1).

Ce polyphasage tectonique affecte les accidents lithosphériques, ce qui rend l'analyse cinématique assez délicate, avec des réouvertures partielles des géochronomètres isotopiques (e. g. Copeland *et al.*, 1987 ; Harrison *et al.*, 1992 ; Yin *et al.*, 1994 ; Quidelleur *et al.*, 1997). Néanmoins, certaines contraintes temporelles ont pu être apportées. La mise en place du batholite, liée à la subduction, date de l'Eocène (synthèse dans Debon *et al.*, 1986). L'exhumation est polyphasée depuis l'Oligocène (e.g. Copeland *et al.*, 1987) jusqu'au Miocène Supérieur (Quidelleur *et al.*, 1997). La datation de l'initiation de l'extension, liée aux fossés d'effondrement, est assez mal documentée, mais est Miocène Supérieur ou Moyen (e. g. Harrison *et al.*, 1992 ; Pan et Kidd, 1992). En considérant le volcanisme potassique au Tibet comme un marqueur de l'extension, les âges Eocène Supérieur et Oligocène dans la partie Est du plateau sembleraient indiquer une initiation nettement plus ancienne (Chung *et al.*, 1998). La chronologie de la surrection et de l'extension du Plateau du Tibet reste un paramètre très mal contraint.

III-2) La Chaîne Himalayenne *s.s.*

Les différentes communautés scientifiques (européennes, indiennes, chinoises et anglo-américaines) qui ont travaillé sur la géologie de la chaîne himalayenne ont utilisé leur propre terminologie. Un consensus commence à voir le jour et c'est la raison pour laquelle nous utiliserons les acronymes anglo-saxons les plus largement utilisés.

La chaîne himalayenne proprement dite se situe au Sud de la zone de suture. Elle est donc seulement formée par des terrains de la plaque Indienne. Celle-ci est structurée par différents accidents intra-lithosphériques ayant un pendage général vers le Nord (Figure III-3). Les contacts majeurs sont du Nord au Sud (e. g. Gansser, 1964 ; Burg et Chen, 1984 ; Pêcher, 1991) :

- Le Détachement Sud tibétain (STDZ)
- Le Main Central Thrust (MCT)
- Le Main Boundary Thrust (MBT)
- Le Main Frontal Thrust (MFT)

Le STDZ est un système de failles normales, généralement situé au Nord de la haute chaîne. Le MCT se situe au pied de la haute chaîne alors que le MBT et BFT encadrent la chaîne de piémont dans le Sub Himalaya. Ces chevauchements mettent en contact des formations différentes qui sont du Nord au Sud (Figures III-1 et III-3):

- Les Séries Sédimentaires Téthysiennes (TSS)
- Le Haut Himalaya cristallin ou Dalle du Tibet (HHC)
- Le Moyen Pays (LH pour Lesser Himalaya)
- Les Siwaliks
- Les sédiments de la plaine Indo-Gangétique.

Une des caractéristiques notable de la chaîne himalayenne est l'affleurement des granites crustaux syntectoniques. Ils sont regroupés en deux ceintures : les leucogranites nord himalayens et les leucogranites du Haut Himalaya. Elles sont intrusives dans les TSS pour la première et de part et d'autre du STDZ pour la seconde. Bien que ces granites aient une signification importante sur les processus tectono-métamorphiques et leur cinématique, ils ne représentent qu'une faible surface (4000 km^2 et 8000 km^2, respectivement ; Harrison *et al.*, 1997a).

III-2-1) Compositions des différentes unités structurales

La description de ces unités est principalement fondée sur les données de Colchen et al, (1986) au Népal Central. Elle est assez similaire d'Est en Ouest sur tout l'arc himalayen (Le Fort, 1989).

III-2-1-1) L'Himalaya téthysien ou Himalaya du Tibet (TSS)

L'Himalaya du Tibet est formé d'une importante couverture sédimentaire allant du Cambrien à l'Eocène inférieur sans pratiquement aucune discontinuité. La tectonique en plis et charriages dysharmoniques y est complexe. Ces formations correspondent aux sédiments de la marge Sud de la Téthys au Nord de l'Inde. Ainsi, tout le Paléozoïque est similaire à celui du bloc de Lhassa et correspond à des dépôts de mer épicontinentale. Au Trias, la séparation du bloc de Lhassa, suite à une ouverture océanique a restructuré le bassin en marge passive et les séries Mésozoïques correspondent à des sédiments de plate-forme au Sud et de talus au Nord, proche de l'actuelle suture ophiolitique (Bassoullet *et al.*, 1984 ; Liu et Einsele, 1994). Une coupe assez complète du Paléozoïque a été dressée

au Népal Central (Bordet *et al.*, 1971 ; Colchen *et al.*, 1986). Les caractéristiques importantes sont :

- La forte proportion de carbonates (49 %)
- Le faible pourcentage de dolomite parmi les carbonates (11 %)
- La présence de schistes noirs.

Les formations Mésozoïques ont une variabilité plus importante (Liu et Einsele, 1994). Elles présentent tout de même une gradation, actuellement Nord-Sud, correspondant à la morphologie de la marge de la Téthys. Ainsi, les sédiments Mésozoïques Téthysiens au Sud ont un caractère assez proximal et déposé sous une faible épaisseur d'eau (grès, calcaires) alors que plus au Nord, ils s'apparentent plutôt à des dépôts de talus (argilites, flysch). Au Népal Central, les coupes sont assez caractéristiques des milieux les plus proximaux (Bordet *et al.*, 1971 ; Colchen *et al.*, 1986 ; Liu et Einsele, 1994). Les caractéristiques importantes sont :

- La proportion de carbonates (33 %)
- Le très faible pourcentage de dolomite parmi les carbonates (≅5 %)
- La présence importante de schistes noirs (≅20 %)
- La présence de pyrites associées aux schistes noirs
- La présence de séries volcano-détritiques

Il faut noter que les schistes noirs Mésozoïques sont encore plus développés à l'Ouest (dans le bassin de l'Indus-Sutlej) où ils forment la puissante formation de Spiti. Un équivalent des formations de Spiti a été décrit au Tibet, au Nord du Népal dans les formations Jurassique (Burg, 1983). La présence de pyrites associées aux schistes noirs a aussi été notée dans le Paléozoïque en Inde (Scaillet, 1990). A notre connaissance, dans l'ensemble de ces séries sédimentaires marines Paléozoïques ou Mésozoïques, aucune formation évaporitique n'ont à ce jour été décrite.

III-2-1-2) Le Haut Himalaya Cristallin ou Dalle du Tibet (HHC)

C'est une formation de haut degré métamorphique. Son sommet est un peu flou et correspond à la zone de mise en place de la ceinture de leucogranite du Haut Himalaya et il est parfois difficile de situer exactement le STDZ. Sa composition est assez constante bien que les puissances observées varient grandement. En montant dans la série, on observe au Népal Central :

- Formation I : gneiss à deux micas, migmatites, quartzites et de faibles niveaux de marbres
- Formation II : gneiss à minéraux calciques, cipolins, marbres
- Formation III : orthogneiss œillés, anciens granites cambrien

Ces formations très métamorphisées correspondent à des sédiments de type flysch (France-Lanord *et al.*, 1988) d'âge assez mal déterminé mais pourraient correspondre aux séries Protérozoïques et Cambriennes, sous jacentes des TSS (Colchen *et al.*, 1986 ; Le Fort, 1989). Cette continuité sédimentaire explique en partie le passage parfois progressif entre les HHC et les TSS. La Formation I a été identifiée comme étant la source des leucogranites himalayens (e. g. Vidal *et al.*, 1982 ; Deniel *et al.*, 1986 ; France-Lanord et Le Fort, 1988). Des carbonates en traces (Blum *et al.*, 1998) ou formant des bancs métriques (Colchen *et al.*, 1986) ont été décrits dans la formation I. La principale localisation des carbonates dans la HHC reste la formation II. Les marbres y sont surtout calciques, mais leur proportion moyenne est difficilement estimable. Sur la base des analyses chimiques (Table III-1), la calcite représente environ 30% poids de la F II au Népal Central. Les descriptions de la HHC en Inde ou au Bhutan (e. g. Gansser, 1964 ; Gansser, 1983 ; Scaillet, 1990) sont assez similaires à celle du Népal Central si ce n'est dans la proportion des différentes formations.

III-2-1-3) Le Moyen Pays (LH)

Cette formation est principalement constituée de terrains sédimentaires à dominante gréso-pélitique faiblement métamorphisée. L'âge de ces terrains est assez difficile à déterminer à cause du manque de fossiles. Seules les intrusions plutoniques ou effusives et les minéralisations ont donné des indications chronologiques (e. g. Le Fort, 1989). Ainsi les formations du Moyen Pays couvrent l'ensemble du Protérozoïque, du Protérozoïque inférieur (e. g. Le Fort, 1989) au Vendien (Sharma *et al.*, 1992). De plus, de nombreuses nappes tectoniques sont décrites dans le LH dans lesquelles des formations fossilifères datant de l'Ordovicien ont été reconnues (e. g. Le Fort, 1989). Sur une aussi longue période, les milieux de dépôts sont variables, mais les formations semblent indiquer peu de dépôts très profonds. Ainsi, les principales formations correspondent à des sédiments détritiques et carbonatés. Certaines délimitations sédimentaires ont été proposées comme entre le Moyen Pays inférieur et supérieur au Népal central (Pêcher, 1978 ; Colchen *et al.*, 1986), mais correspondent à des séparations tectoniques dans la zone du MCT au Népal (Harrison *et al.*, 1997b) ou au Garhwal (Heim et Gansser, 1939). Les caractéristiques lithologiques du LH qui le singularisent sont (e. g. Pêcher, 1978 ; France-Lanord, 1987) :

La présence de phosphorites et d'évaporites,

La présence de carbonates à stromatolites et dolomitisés,

La présence de schistes noirs pyriteux,

La présence d'amphibolites

III-2-1-4) Les Siwaliks

Ces formations correspondent aux dépôts continentaux du bassin d'avant chaîne (e. g. Pilgrim, 1910 ; De Terra et Teilhard de Chardin, 1936). Elles sont d'âge Miocène et Pliocène. L'ensemble du Sub-Himalaya comprend en outre d'autres formations plus anciennes comme les Murrees dont l'épaisseur est cependant faible par rapport à celle des Siwaliks (> 6000 m, Burbank, 1992). Ainsi, dans la suite, le terme Siwaliks désignera indifféremment les formations Siwaliks aussi bien que l'ensemble des sédiments continentaux du bassin d'avant chaîne. La structure générale est en plis faillés et les déformations, par glissement banc à banc, sont localisées aux niveaux des chevauchements (e. g. Delcaillau, 1992). La lithologie de cette formation est exclusivement constituée par des sédiments assez immatures et à granulométrie variable (des argilites à des conglomérats). De nombreux débris lithiques et polycristallins sont présents dans l'ensemble de la série (e. g. Delcaillau, 1992 ; DeCelles *et al.*, 1998). Des paléosols sont aussi décrits et les types de dépôts correspondent à des chenaux de rivières et des plaines d'inondation. L'ensemble de ces dépôts est partiellement cimenté par des carbonates, des excroissances de quartz et localement des argiles. Le matériel détritique correspond au recyclage des autres formations himalayennes (TSS, HHC et LH). Les carbonates détritiques semblent en majorité dériver du LH alors que les silicates pourraient provenir de la HHC (Quade *et al.*, 1997 ; DeCelles *et al.*, 1998).

III-2-2) Structuration de la chaîne himalayenne

Le fonctionnement général des chevauchements (MCT, MBT et MFT) s'apparente à une propagation vers le Sud de la localisation de la déformation au sein de la croûte continentale Indienne. De récents profils sismiques montrent en effet une convergence de ces chevauchements pour n'en former plus qu'un, le Main Himalayan Thrust (MHT) au Sud du Tibet et à une profondeur supérieure à 40 km (Nelson *et al.*, 1996). Le MCT est le chevauchement le plus ancien et il exhume des roches de haut degré métamorphique depuis au moins le début du Miocène (e. g. Deniel *et al.*, 1987 ; Copeland *et al.*, 1988 ; Hubbard et Harrison, 1989 ; Copeland *et al.*, 1990 ; Harrison *et al.*, 1992 ; Harrison *et al.*, 1995 ; Galy *et al.*, 1996). La HHC acquiert son litage et sa fusion partielle dans la partie ductile de la croûte sous le plateau du Tibet (e. g. Molnar *et al.*, 1993 ; Burg *et al.*, 1994 ; Nelson *et al.*, 1996). Le fonctionnement du STDZ est contemporain de celui du MCT et est interprété comme un décollement gravitaire induite par la surrection de la HHC le long du MCT (Burg, 1983 ; Pêcher, 1991 ; Quidelleur *et al.*, 1997). Il est localement accentué par l'intrusion des leucogranites du Haut Himalaya (Nelson *et al.*, 1996). La flèche du MCT est de l'ordre de 200 km (synthèse dans Einsele *et al.*, 1996) alors que celles du

MBT et du MFT sont à peu près comparables et de plus faible importance (20-40 km, d'après Schelling, 1992 ; Mugnier *et al.*, soumis). L'initiation du MBT est plus récente (Miocène supérieur) que celle du MCT est assez mal contrainte (Meigs *et al.*, 1995). Celle du MFT est supposée encore plus récente (Plio-Pleistocene, Mugnier *et al.*, soumis). Ainsi, la propagation vers le Sud des chevauchements intra-lithosphériques dans la croûte indienne n'est pas aussi simple qu'il n'y parait et le fonctionnement des chevauchements internes à chaque formation complique encore la cinématique de la chaîne. Par exemple, la surrection du Moyen Pays supérieur post-date l'initiation du fonctionnement du MBT (Harrison *et al.*, 1997b).

Actuellement, des réseaux de surveillance sismique (e. g. Pandey *et al.*, 1995 ; Lavé, 1997) ainsi que géodésique (e. g. Bilham *et al.*, 1997) permettent de connaître la répartition et le relâchement des contraintes au sein des différentes unités structurales (Figure III-4). Du point de vue de la microsismicité, la déformation cassante est localisée suivant une bande d'environ 10 km de large, au niveau de l'affleurement du MCT, au Sud de la Haute Chaîne (Pandey *et al.*, 1995 ; Lavé, 1997). La répartition spatiale correspond à une rupture localisée au niveau d'une rampe crustale du MFT, entre 5 et 25 km de profondeur et observée en sismique (Figure III-4). Ainsi, c'est le MFT qui est actuellement le principal chevauchement enregistrant une déformation cassante en surface. La rupture, dans sa partie plus superficielle pourrait correspondre aux évènements sismiques de très grande magnitude (Pandey *et al.*, 1995). Ainsi, l'accommodation de la convergence N-S se traduit par le jeu actuel du MFT. La localisation d'une rampe active au niveau de la Haute Chaîne transforme une large part du raccourcissement horizontal en surrection verticale. Les déformations observées entre 1991 et 1995 sur l'ensemble d'un réseau GPS couvrant le Népal indique une convergence horizontale de 20 mm/an (Bilham *et al.*, 1997). La surrection est fortement localisée au niveau de la haute chaîne où elle atteint 7±3 mm/an. Ainsi, les interprétations géométriques des profils sismiques, la microsismisité et les modifications topographiques impliquent une surrection localisée en flanc sud de la Haute Chaîne, au niveau des déséquilibres des profils de rivières (voir chapitre I).

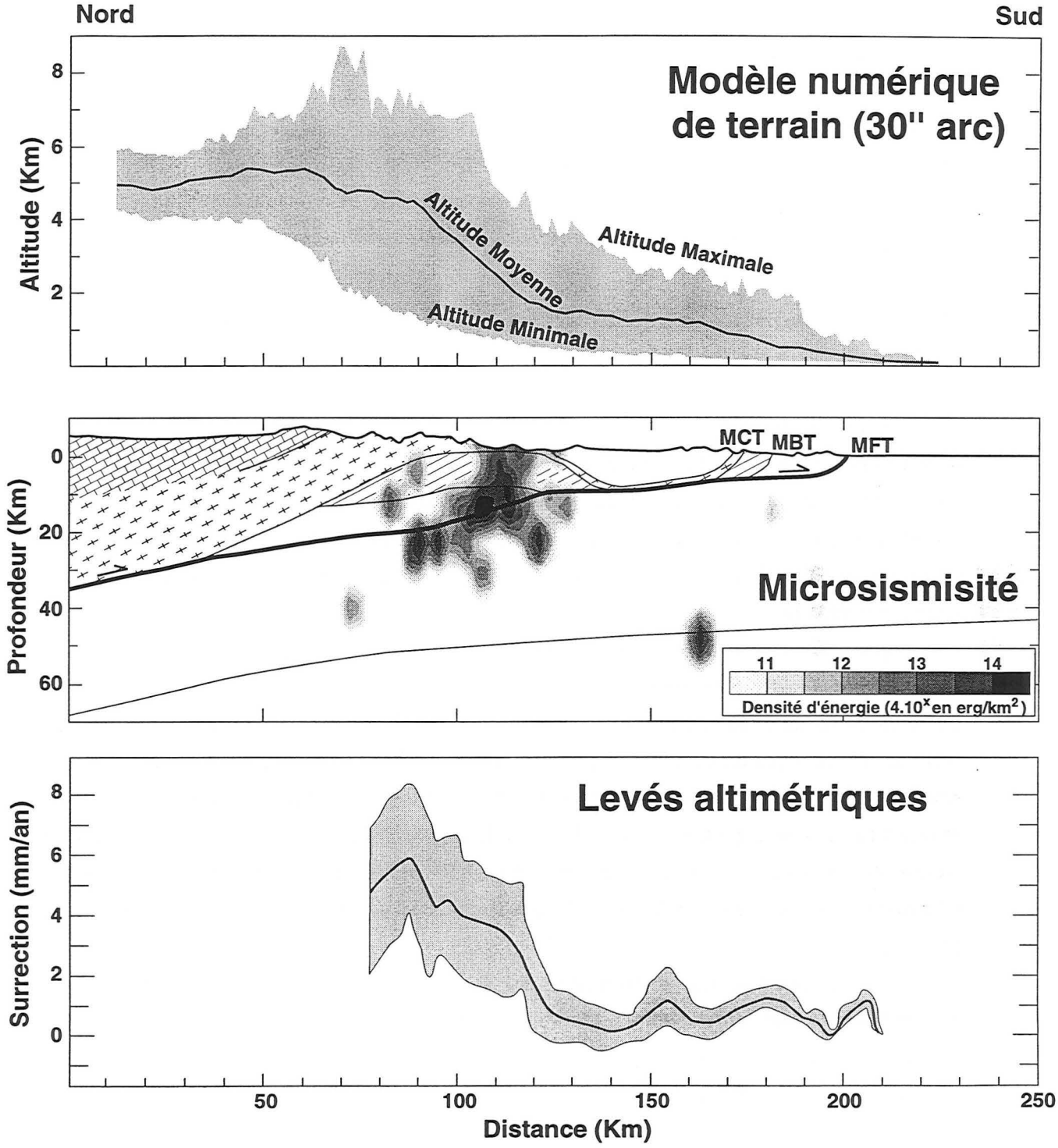


Figure III-4 : (A) Profil topographique le long d'une coupe N-S de la chaîne à l'aplomb de Kathmandou (d'après Lavé, 1997); (B) localisation verticale de la microsismisité sur cette coupe (Lavé, 1997) et (C) surrection verticale actuelle de la chaîne d'après des levés topographiques (Bilham *et al.*, 1997).

III-2-3) Distribution du métamorphisme dans la chaîne himalayenne

La base des TSS est métamorphique. L'isograde de la biotite est atteint dans le Paléozoïque et l'apparition du grenat est décrite par endroits à sa base (Bordet *et al.*, 1971). Les températures de l'ordre de 400 à 600°C (Schneider et Masch, 1993) expliquent les compositions relativement faibles des $\delta^{18}O$ des carbonates (France-Lanord *et al.*, 1988) ainsi que le rajeunissement des âges K-Ar sur micas (Bordet *et al.*, 1971). Le métamorphisme de contact, lié à la mise en place des leucogranites du Haut Himalaya, est très faiblement associé à la mise en place de cellules de convection thermiques et à des circulations de fluides. Les rares circulations suggèrent que les fluides sont d'origine météorique (e. g. France-Lanord *et al.*, 1988 ; Guillot, 1993) et ont localement entraîné des recristallisations de phyllites (chlorite, muscovite) et de carbonates (voir paragraphes III-5 et III-6).

La HHC est partiellement migmatitique et présente un degré de métamorphisme un peu plus élevé à sa base (présence de rutile et disthène) qu'à son sommet (e. g. Le Fort, 1989). Les pressions plus basses déduites des inclusions fluides, les textures de recuits, la présence de sillimanite se développant à partir du disthène tapissant des joints et fractures de cisaillement tardifs, sont autant d'indices qui montrent que la température a dû rester élevée pendant la majeure partie de l'évolution thermodynamique de la zone du M.C.T., juste après la baisse de pression. Les pressions et températures maximales sont respectivement entre 8 et 10 kbar et entre 680 et 720 °C (synthèse dans Guillot, 1993). Les conditions de la fusion partielle observée dans la HHC ne sont pas similaires à celles formant les leucogranites du Haut Himalaya (Brouand, 1989 ; Barbey *et al.*, 1995 ; Barbey *et al.*, 1996). Les rapports Sm/Nd sont nettement plus élevés dans les leucosomes et les granites car la fusion partielle a lieu alors que la monazite est stable, ce qui a pour effet de fortement fractionner le spectre de terres rares (Barbey *et al.*, 1995). Cela entraîne un important vieillissement des âges modèles Nd calculés sur les roches issues d'une fusion partielle.

Le LH présente une distribution inverse du métamorphisme, avec les terrains les plus métamorphisés structurellement au-dessus des terrains les moins métamorphiques (e. g. Gansser, 1964 ; Le Fort, 1989). Ce métamorphisme inverse, caractéristique de la chaîne himalayenne, est très faible à la base du LH, puisque là encore, les isothermes de réouverture de l'argon n'ont pas été atteintes (e. g. Bordet *et al.*, 1971 ; Copeland *et al.*, 1991). Près du MCT, des paragenèses à biotite, grenat, staurotide et disthène sont décrites (Pêcher, 1978), et l'isograde du corindon est localement atteint (Harrison *et al.*, 1997b). Cette zone a atteint des températures suffisamment élevées pour que les compositions isotopiques en oxygène des carbonates soient rééquilibrées autour de valeurs plus basses (+ 15‰, France-Lanord, 1987). Ce métamorphisme inverse est le résultat d'un apport de

chaleur, par le dessus, lié au chevauchement par des niveaux structuraux plus profonds soit de la HHC (Le Fort, 1975), soit l'écaillage de la partie supérieure du LH (Harrison *et al.*, 1997b).

Les formations des Siwaliks ne sont pas métamorphisées et les conditions thermiques atteintes à la base de ces formations (environ 150°C, d'après Mugnier *et al.*, 1995) n'ont pas significativement modifié les signatures isotopiques des minéraux comme les feldspaths potassiques (Harrison *et al.*, 1993). En revanche, de telles températures, associées à des circulations de fluides peuvent avoir entraîné la recristallisation partielle ou totale des carbonates et ainsi provoqué une modification de leur composition isotopique en oxygène (Quade *et al.*, 1995).

III-3) Géochimie comparée des formations himalayennes.

La principale différence minéralogique entre les formations himalayennes est la proportion de carbonate. Ainsi, la HHC et le Transhimalaya sont faiblement carbonatés, les TSS sont riches en carbonate (environ 40 % pour l'ensemble de la série au Népal Central) alors que pour le LH, la proportion est plus difficile à déterminer. Mais une caractéristique des carbonates du LH est la très forte proportion de dolomite (e. g. Pêcher, 1978 ; Singh *et al.*, 1998).

Pour les silicates, les différences sont faibles entre les différentes formations, mise à part la distribution des minéraux index du métamorphisme. Mais leur localisation est très restreinte et ils subissent un tri minéralogique lors du transport (e. g. Copeland, 1993) ce qui limite leur intérêt. Seuls le Transhimalaya et la zone de suture possèdent une proportion d'amphibole suffisamment importante et répartie sur une grande surface, ce qui pourrait en faire un caractère distinctif. Cependant, des réactions métamorphiques dans la HHC entraînent la cristallisation de hornblende verte (e. g. Colchen *et al.*, 1986). Les amphiboles sont donc ambiguës pour les utiliser comme marqueurs des batholites du Transhimalaya et une étude assez détaillée de ces minéraux est nécessaire.

La géochimie des roches silicatées est assez différente entre le Transhimalaya, la zone de suture et les autres formations (e. g. Honegger *et al.*, 1982 ; Debon *et al.*, 1986). Il faut toutefois noter l'absence de données représentatives pour les TSS. Les quelques données de Colchen et al. (1986) ne permettent pas de connaître la composition et la variabilité des silicates de cette formation. Pour le Transhimalaya, la HHC et le LH, des analyses de roches silicatées sont disponibles dans la littérature. Pour les Siwaliks, une coupe, assez représentative, a été levée par Jean-Louis Mugnier le long de la Surai khola. La composition minéralogique des carbonates a été déterminée par attaque acide (voir Chapitre II). Les proportions ainsi déterminées de calcite et dolomite ont permis de calculer la part de CaO, MgO et pertes au feu mesurées sur les roches totales et provenant

des carbonates. Nous avons donc recalculé les compositions chimiques en éléments majeurs des silicates (Table III-1) en soustrayant la contribution des carbonates à l'analyse des roches totales.

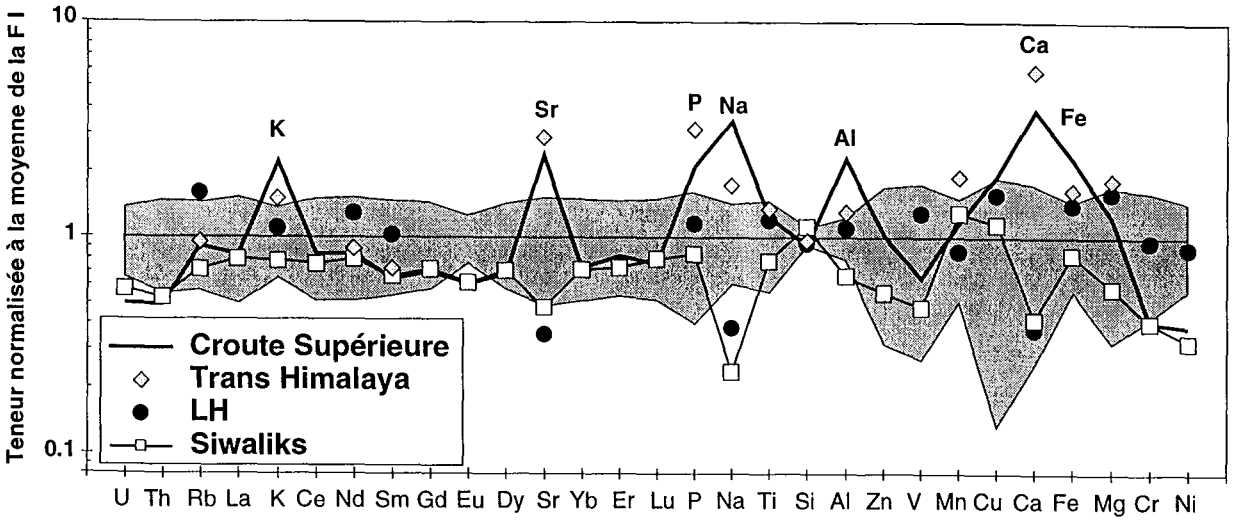


Figure III-5 : composition chimique moyenne des silicates himalayens normalisés à la composition moyenne de la Formation I de la HHC. La bande grisée représente la variabilité de cette formation.

La synthèse des analyses disponibles ou effectuées lors de ce travail (Table III-1 et Figure III-5) montre clairement deux tendances. Premièrement, les silicates du Transhimalaya sont plus riches en alcalino-terreux que les autres formations, caractéristique liée à l'importance de matériel juvénile. Deuxièmement, les silicates du LH, de la HHC et surtout des Siwaliks sont appauvris en éléments mobiles lors de l'altération (Na, K, Ca et Sr) par rapport à la croûte supérieure (Taylor et McLennan, 1995). Cette seconde caractéristique implique que les formations actuellement à l'érosion en Himalaya correspondent à une croûte recyclée. Un tel recyclage de croûte doit aussi être une caractéristique des TSS, en particulier pour leur partie sud. Cette perte d'éléments mobiles lors de l'altération est aussi accompagnée d'un tri minéralogique (appauvrissement relatif en argile et perte de l'aluminium) notamment bien marqué pour les Siwaliks. Ainsi les compositions des formations constituant le flanc sud de la chaîne sont significativement différentes de la moyenne de la croûte continentale, mais relativement similaires entre elles, à l'exeption des Siwaliks.

Ainsi, mise à part les formations du Transhimalaya et de la zone de suture, la géochimie des silicates des formations himalayennes n'est pas significativement différente. Les variations chimiques du matériel particulaire silicaté érodé reflèteront donc plus les

processus secondaires liés à l'altération et au transport que des différences de sources. En revanche, la proportion de carbonate est un facteur discriminant.

Comme pour la minéralogie, les très faibles différences dans la chimie des silicates ne permettent pas de distinguer les différentes formations du flanc sud de la chaîne (TSS, HHC, LH et Siwaliks). Pour un traçage de l'origine des particules (tant dans les sables, les sols, que dans les formations d'avant chaîne) une analyse plus fine est nécessaire, c'est l'objet du paragraphe suivant.

Table III-1: Composition moyenne des silicates.

	THB	±	F I	±	F II	±	LH	±	Siw	±
Nombre	120		98		30		104		35	
SiO_2	64.0	6.11	71.9	6.62	43.6	24.1	67.3	13.2	79.8	8.82
Al_2O_3	15.8	1.39	13.1	2.97	9.20	5.03	14.4	5.87	8.64	4.19
Fe_2O_3	4.95	2.22	4.36	1.92	3.57	2.85	6.15	3.87	3.64	1.67
MnO	0.10	0.03	0.07	0.03	0.07	0.09	0.06	0.04	0.09	0.1
MgO	1.98	1.22	1.76	1.19	2.65	2.34	2.82	3.16	1.02	0.58
CaO	4.19	2.07	1.07	0.81	21.3	17.1	0.40	0.71	0.44	0.45
Na_2O	3.68	0.28	2.26	0.9	1.61	1.34	0.86	1.01	0.53	0.37
K_2O	3.46	1.11	3.03	1.06	2.15	1.52	3.33	1.88	2.32	1.25
TiO_2	0.60	0.24	0.62	0.28	0.47	0.33	0.73	0.52	0.48	0.18
P_2O_5	0.25	0.20	0.14	0.09	0.08	0.08	0.16	0.08	0.12	0.06
Pf	0.68	0.16	1.26	1.01	14.7	14.7	3.52	3.14	2.92	1.65
Ba	565	186	503	392	342	226	450	309	305	164
Ce	nd		75.8	37.3	nd		nd	-	56.8	20.5
Co	nd		113	56.6	nd		55	31.1	5.61	2.64
Cr	nd		85.5	50.2	77.3	29.1	86.3	59.8	34.6	19.3
Cu	nd		13	11.3	nd		20.4	32.5	14.7	13.6
Dy	nd		5.17	2.2	nd		nd	-	3.57	1.12
Er	nd		2.76	1.28	nd		nd	-	1.98	0.59
Eu	nd		1.45	0.36	nd		nd	-	0.88	0.29
Gd	nd		5.49	2.35	nd		nd	-	3.87	1.27
La	nd		36	18.4	nd		nd	-	28.5	9.51
Lu	nd		0.43	0.21	nd		nd	-	0.33	0.1
Nd	27.4	12.3	30.6	15.2	nd		39.2	5.2	23.9	7.84
Ni	nd		52	22.6	36.3	25.7	49.2	33.7	17	8.29
Rb	117	99	122	53.3	105	171	215	82.9	85.7	48.4
Sm	5.06	2.77	7.01	3.25	nd		7.16	1.06	4.65	1.51
Sr	432	235	148	77.1	468	345	51	47.3	69.1	46.5
Th	nd		22	10	nd		nd	-	11.5	4.41
U	nd		5.6	2	nd		nd	-	3.21	2.11
V	nd		93.5	68.6	85.6	50.1	133	102	43.7	22.7
Yb	nd		3.01	1.48	nd		nd	-	2.11	0.61
Zn	nd		69.5	47.4	70.1	60.7	nd	-	38.2	21.5

Les données sont d'après Brouand, 1989 ; France-Lanord et Derry, 1997 pour la F I ; d'après Le Fort, données non publiées, pour la FII ; d'après Pêcher, 1978 pour le LH ; d'après Debon *et al.*, 1986 pour le batholite du Transhimalaya (THB) et ce travail pour les Siwaliks. nd : non déterminé.

III-4) Géochimie isotopique des différentes formations himalayennes

Les différences de composition isotopique entre chaque subdivision dans le bassin du Gange-Brahmapoutre ont déjà été soulignées et utilisées pour le traçage des sources des sédiments du Cône du Bengale (e. g. Bouquillon *et al.*, 1990 ; France-Lanord *et al.*, 1993). Ce sont principalement les compositions liées à la décroissance du ^{147}Sm en ^{143}Nd et celle du ^{87}Rb en ^{87}Sr qui ont été utilisées. Ces deux systèmes isotopiques ont été choisis, car ce sont ceux qui ont été les plus étudiés sur les roches himalayennes. De plus, ces éléments sont présents à l'état de trace dans l'ensemble des roches et la gamme de variation des teneurs est relativement faible, ce qui limite les effets pépites.

Les faibles fractionnements élémentaires des terres rares lors de l'altération, ainsi que la grande demi-vie du ^{147}Sm par rapport à l'âge récent des processus magmatiques impliquent que la composition isotopique en Nd est largement contrôlée par la proportion de matériel mantellique récent ainsi que par l'âge de la formation de la croûte continentale. Les âges modèles ont été calculés en utilisant un manteau appauvri ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513114$ et $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.213$) et une croissance crustale linéaire (utilisation du modèle de Albarède et Brouxel, 1987). Étant donné que le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ est notablement modifié pour certaines roches himalayennes lors de la fusion partielle (voir paragraphe III-2-3), les âges modèles n'ont pas une grande signification (e. g. Deniel, 1985) et nous préfèreront utiliser l' ε_{Nd} comme traceur.

Les coefficients de partage du Rb et du Sr entre les phases minéralogiques majeures des principales roches pour le Rb et le Sr sont en revanche très différents. Le couple Rb/Sr est donc fortement sensible à la minéralogie et à tous processus (magmatisme, altération) entraînant un changement de phase minéralogique. Ces différences minéralogiques peuvent être initiales, liées au type même de roches (carbonates marins, sédiments pélagiques, grès, ...) auxquelles se surimposent les modifications métamorphiques.

III-4-1) Composition isotopique du Trans-himalaya et de la suture ophiolitique

Les données regroupées dans le tableau III-2, sont d'après Allègre et Ben Othman, (1980), Debon *et al.*, (1982), Schärer *et al.*, (1984), Xu *et al.*, (1985), Debon *et al.*, (1986), Harris *et al.*, (1988) et Mahoney *et al.*, (1998). La signature isotopique des ophiolites est très constante (Mahoney *et al.*, 1998) pour ce qui concerne des roches fraîches. Mais l'altération de cette croûte océanique est importante (recristallisation des feldspaths et serpentinisation), ce qui doit augmenter l'hétérogénéité pour le système Rb/Sr.

La moyenne totale prend en compte l'ensemble des données, mais ne tient pas compte de la faible proportion d'ophiolite à l'affleurement. Ainsi, une moyenne triée a été

calculée. Les données sur les ophiolites sont écartées ainsi qu'une donnée correspondant à une pegmatite ayant un rapport $^{87}Rb/^{87}Sr$ très élevé (>30) et non représentative. Le Transhimalaya apparaît assez homogène en $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Figure III-6) alors que le faible nombre de donnée en Sm et Nd ne permet pas de dire si ce batholite est fortement hétérogène en ε_{Nd} ou si les valeurs basses sont des compositions extrêmes (figure III-7). La composante mantellique est bien visible, et les compositions isotopiques en oxygène des roches ($\delta^{18}O$ = 7.7, 1σ = 0.6, n = 14) sont aussi significativement plus basses que celles des roches purement crustales (Debon *et al.*, 1986).

Table III-2 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd du Transhimalaya et des Ophiolites (ITS)

		Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM}
ITS	Moyenne	6.53	119	0.15	0.704	2.37	6.63	0.51308	0.229	8.6	
n = 6	σ	2.68	10.4	0.06	0.000	0.69	2.17	0.00002	0.010	0.3	
	Médiane	6.05	118	0.15	0.704	2.53	7.08	0.51308	0.227	8.5	
	E.M.	3.08	12.0	0.06	0.000	0.79	2.49	0.00002	0.011	0.3	
	M#				0.704					8.5	
Total	Moyenne	117	358	2.22	0.707	3.44	14.94	0.51282	0.182	3.6	0.04
	σ	92.3	230	4.87	0.004	2.18	12.97	0.00031	0.063	6.1	0.95
	Médiane	120	335	0.83	0.706	2.82	8.69	0.51293	0.220	5.6	-0.1
	E.M.	23.6	58.0	1.26	0.001	1.64	9.77	0.00021	0.047	4.0	0.71
	M#				0.706					-0.7	
	Nombre	60	62	61	62	10	10	12	10	12	10
Total	Moyenne	129	390	1.86	0.707	5.06	27.40	0.51257	0.112	-1.4	0.95
Trié	σ	90	224	2.61	0.003	2.77	12.30	0.00024	0.026	4.7	0.57
	Médiane	134	377	1.04	0.706	5.23	28.65	0.51265	0.119	0.1	0.9
	E.M.	24.6	60.1	1.26	0.001	5.09	22.6	0.00028	0.048	5.4	1.05
	M#				0.706					-4.0	
	Nombre	53	55	54	55	4	4	6	4	6	4

: moyenne pondérée par la teneur. E.M. : intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5 % pour une distribution de Student. Trié : Transhimalaya sans ITS et échantillons avec Rb/Sr>30

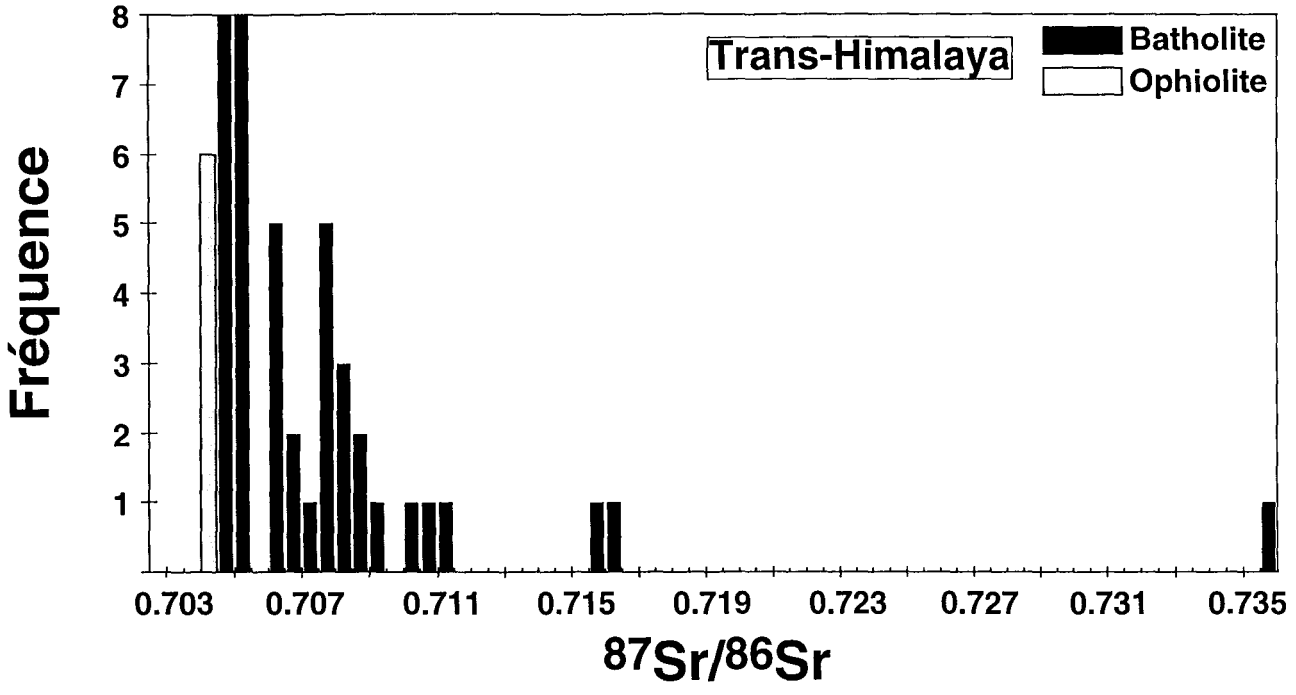


Figure III-6 : Composition isotopique du Sr des batholites du Trans-himalaya et des ophiolites de la zone de suture du Tsangpo.

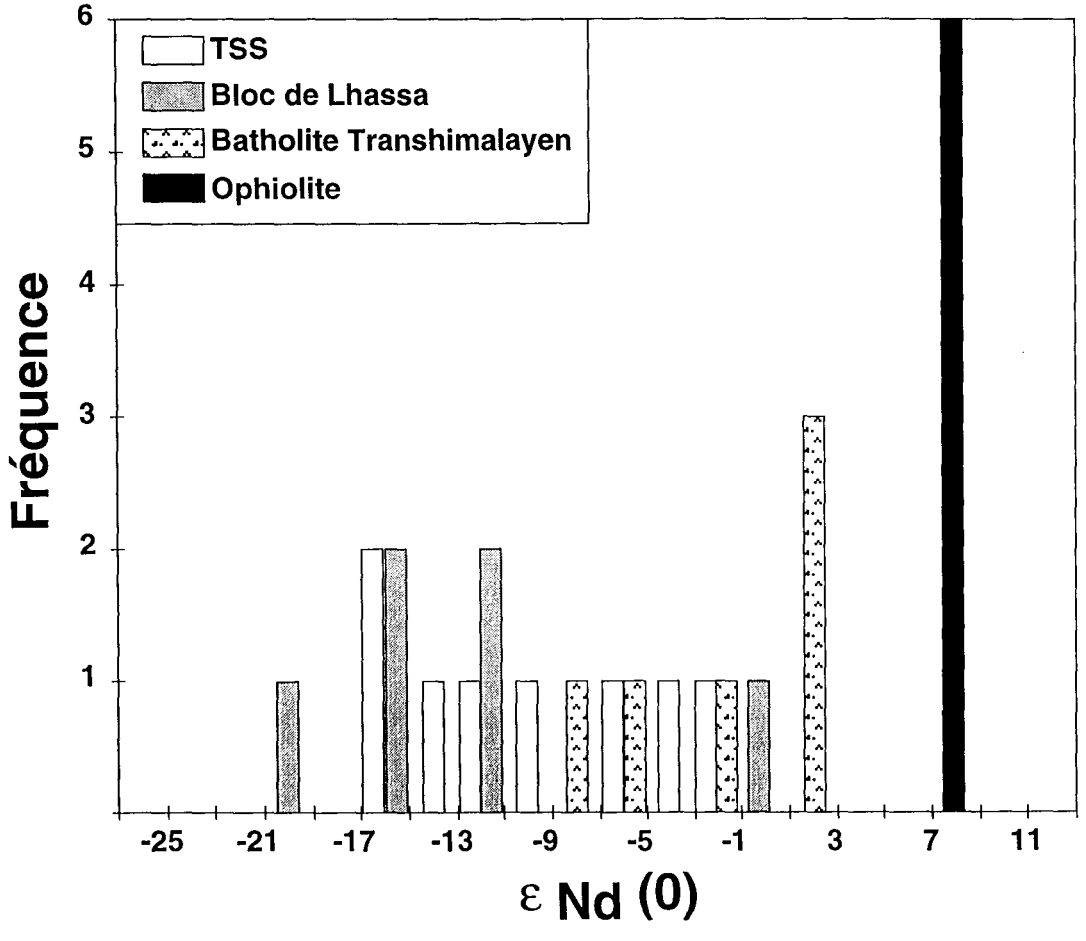


Figure III-7 : Composition isotopique du Nd dans les roches au Nord de la Haute Chaîne

III-4-2) Composition isotopique des TSS

La signature isotopique des TSS est assez variable. Les terrains de part et d'autre de la suture ophiolitique ne semblent pas avoir des compositions très différentes (Table III-3 et Figure III-7). Cela confirme la paléogéographie anté-Trias, associant le bloc de Lhassa à la marge nord-indienne (e. g. Liu et Einsele, 1994). L'ensemble des terrains sédimentaires de part et d'autre de la suture ont été pris en compte pour l'estimation de la composition moyenne de cette formation.

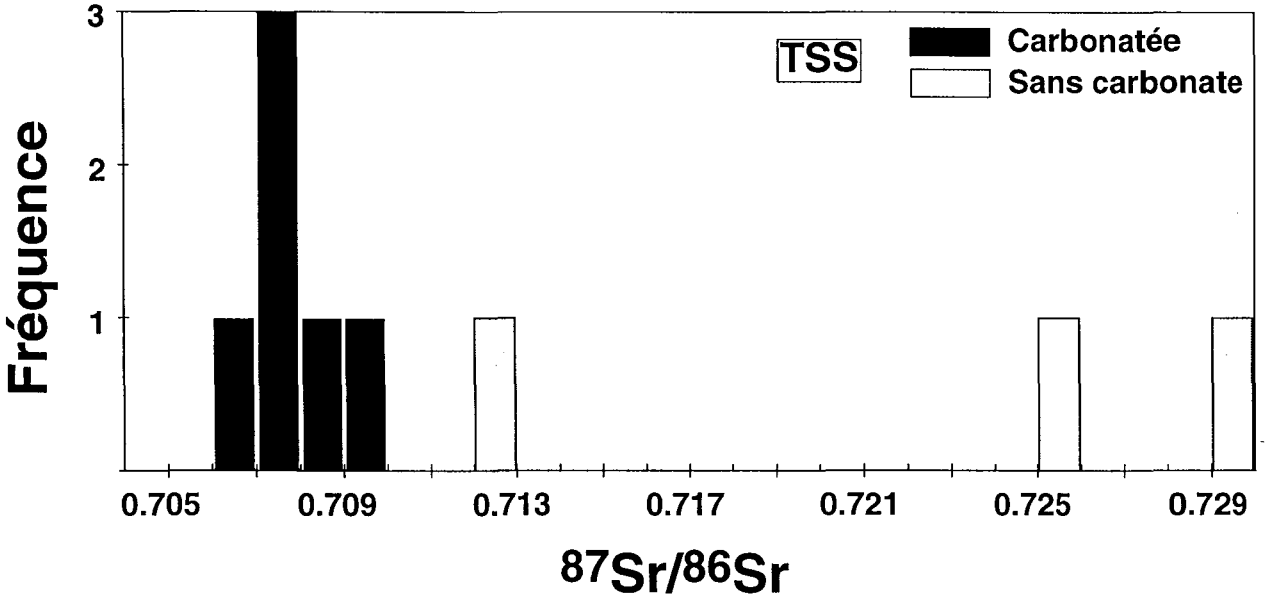


Figure III-8 : Composition isotopique du Sr des roches des TSS.

Plusieurs caractéristiques importantes permettent d'expliquer l'hétérogénéité des données existantes (Galy, 1992). Pour ce qui est du Nd, les terrains postérieurs au Trias ont des compositions très variables alors que ceux plus anciens semblent avoir une signature isotopique plus homogène (ε_{Nd} entre -15 et -20). L'augmentation de l'hétérogénéité des compositions en Nd est liée à l'augmentation de l'ε_{Nd} ce qui signifie l'ajout d'un pôle relativement juvénile. Cette composante mantellique peut être détritique, résultat de l'érosion de complexes volcaniques comme les grès verts du Néocomien et Aptien inférieur au Népal (e. g. Bordet *et al.*, 1971, ε_{Nd} = -4.5 dans la table III-3) ou suite au démantèlement du batholite du Transhimalaya, comme les molasses Oligocène du Kailas (e. g. Harrison *et al.*, 1993, ε_{Nd} = -0.4 dans la table III-3). Les sédiments chimiques de la Téthys, sans apport détritique associés au complexe ophiolitique, peuvent aussi expliquer les ε_{Nd} autour de -8 à -5 (e. g. Henry *et al.*, 1997).

Table III-3 : Compositions Rb-Sr et Sm-Nd des TSS et assimilées dans le bassin G-B

Type	Rb	Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM}	réf
TIBET, NORD DE LA SUTURE											
Néogène					6.11	31.1	0.51207	0.125	-11.1	1.80	1
Tertiaire	108	10.3	0.72555	29.8	5.7	26.1	0.51262	0.139	-0.4	1.02	2
Crétacé					5.58	25.8	0.51206	0.137	-11.3	2.11	1
Carbonif.					6.32	33.3	0.51183	0.120	-15.8	2.11	1
Carbonif.					2.09	11.6	0.51161	0.114	-20.1	2.31	1
Carbonif.					5.75	30.2	0.51185	0.121	-15.4	2.08	1
TIBET											
Ladakh	6.48	662	0.70762	0.03	1.70	7.03	0.51231	0.153	-6.3	2.03	3
Ladakh	44.0	258	0.70606	0.48	3.17	15.2	0.51258	0.132	-1.1	1.01	3
talus/gla	11.1	299	0.70981	0.11	6.31	36.4	0.51188	0.110	-14.7	1.82	3
talus/gla	96.4	50.2	0.72903	5.44	5.33	25.4	0.51205	0.133	-11.5	2.03	3
NÉPAL											
Crétacé	42.2	61.0	0.71266	1.95	9.69	49.8	0.51209	0.123	-10.6	1.73	3
Crétacé	64.9	239	0.70794	0.77	12.6	59.0	0.51241	0.136	-4.5	1.39	3
Jurassique	49.5	1600	0.70793	0.09	4.00	20.3	0.51180	0.125	-16.4	2.27	3
Trias	19.2	45.0	0.70899	1.20	3.79	20.4	0.51182	0.118	-15.9	2.06	3
Moyenne	49.1	358	0.713	4.42	5.58	28.0	0.51207	0.128	-11.1	1.84	
σ	35.8	508	0.008	9.65	2.86	14.0	0.00031	0.011	6.0	0.42	
Médiane	44	239	0.709	0.77	5.64	26.0	0.51205	0.125	-11.4	2.03	
E.M.	29.2	415	0.007	7.88	1.71	8.4	0.00018	0.007	3.6	0.25	
M#			0.708						-10.8		

1 : Harris *et al.*, 1988, 2 : Harrison *et al.*, 1993, 3 : Galy, 1992; # : moyenne pondérée par la teneur. E.M. : intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5 % pour une distribution de Student.

Pour le système Rb/Sr, la présence de carbonate restreint fortement les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ autour de 0.7075 (Figure III-8). Seules 3 roches non carbonatées ont été analysées et montrent des compositions assez dispersées. Cette dispersion est liée à des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ très différents ainsi qu'à une variabilité de la proportion de matériel mantellique (exprimée par l' ε_{Nd}). Ainsi, la proportion importante de carbonates dans la minéralogie des TSS (Paragraphe III-2-1-1) est le facteur qui contrôle le plus la composition isotopique du Sr des roches.

III-4-3) Composition isotopique du HHC

Cette formation a été étudiée en détail au Népal Central et Est ainsi qu'en Inde. Les données utilisées sont celles de Vidal *et al.*, (1982), Deniel, (1985), Deniel *et al.*, (1986) et Brouand, (1989) pour le bassin de la Narayani, de Kai, (1981), Ferrara *et al.*, (1983) et Deniel, (1985) pour le bassin de la Sapt kosi (Est Népal) et de Mehta, (1977) en Inde. La similitude de composition isotopique entre la HHC et les leucogranites himalayens ont permis de déterminer la source de ces granites (e. g. Vidal *et al.*, 1982 ; France-Lanord *et al.*, 1988). Nous n'avons pourtant pas retenu les nombreuses analyses isotopiques effectuées sur les granites dans les moyennes du tableau III-4, car les teneurs

en Rb, Sr, Nd et Sm correspondantes sont fonction des processus magmatiques et ne correspondent donc pas à la HHC. De plus, les hétérogénéités isotopiques des granites et de la HHC sont similaires, ce qui fait que l'augmentation du nombre de mesures ne diminuera que très peu la variabilité (estimée, soit par l'écart type, soit par l'intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5 % pour une distribution de Student). Enfin, la surface des leucogranites est relativement faible en comparaison de celle des HHC. Par exemple, sur le bassin de la Narayani, au Népal Central, les batholites du Mustang, Mugu-Dolpo, Manaslu et Shisha Pangma représentent moins de 12 % de la surface de la HHC.

Table III-4 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd de la HHC dans le bassin G-B

		Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM}
Narayani	Moyenne	167	142	6.12	0.753	5.81	30.2	0.51185	0.126	-15.4	2.21
	σ	91.7	73.8	8.78	0.019	1.61	8.90	0.00007	0.006	1.4	0.22
	Médiane	155	148	3.51	0.748	6.00	30.2	0.51185	0.126	-15.4	2.16
	E.M.	25.8	20.0	2.47	0.005	1.00	5.07	0.00004	0.004	0.8	0.13
	M#				0.746					-14.9	
	Nombre	52	52	52	52	13	15	16	13	16	13
Total	Moyenne	191	134	6.86	0.765	5.92	30.3	0.51186	0.127	-15.2	2.23
	σ	101	71.2	8.19	0.036	1.65	8.93	0.00008	0.007	1.6	0.20
	Médiane	178	128	4.12	0.752	6.00	30.2	0.51186	0.126	-15.3	2.17
	E.M.	23.5	16.1	1.90	0.008	0.94	4.71	0.00004	0.004	0.8	0.12
	M#				0.753					-15.1	
	Nombre	75	79	75	79	15	17	21	15	21	15

: moyenne pondérée par la teneur. E.M. : intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5 % pour une distribution de Student

La répartition des compositions isotopiques en Nd est unimodale, et la moyenne similaire à la médiane, ce qui implique une répartition proche d'une gaussienne et suggère une représentativité assez correcte de l'ensemble de la HHC. En effet, la variation de l'ε_{Nd} dans la HHC est liée à la présence de 2 pôles sédimentaires (métapélite et métagrauwake), avant la migmatisation (France-Lanord *et al.*, 1988). Ainsi l'échantillonnage utilisé n'est pas dominé par un de ces deux pôles. De plus, les quelques analyses de la HHC dans la région du Namche Barwa, à l'Est de la chaîne (Burg *et al.*, 1998) ou des leucogranites en Inde et au Bhutan (Deniel, 1985) suggèrent que la composition isotopique en Nd de la HHC est constante d'Est en Ouest.

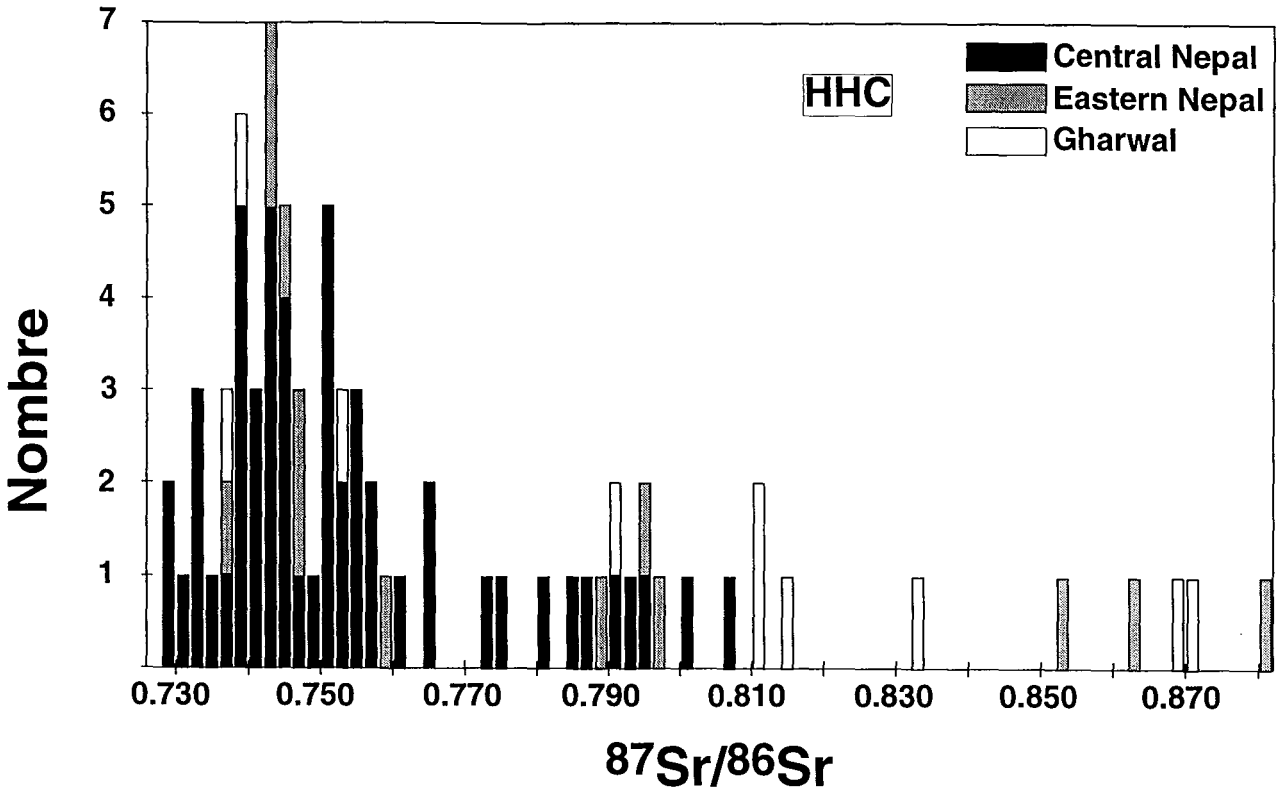


Figure III-9 : Compositions isotopiques du Sr des roches de la HHC.

La répartition des compositions isotopiques en Sr est nettement plus complexe (Figure III-9). Dans l'ensemble, elle est dissymétrique, avec une moyenne largement supérieure à la médiane. La présence de valeurs élevées du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est partiellement liée à des rapports Rb/Sr élevés dans certains échantillons. Étant donné que l'âge sédimentaire de cette formation est assez important (> 500 Ma), les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches totales sont en partie fonctions du rapport Rb/Sr. Cette variabilité du rapport Rb/Sr explique la dissymétrie de la répartition du $^{87}Sr/^{86}Sr$ vers des valeurs élevées (France-Lanord *et al.*, 1988). Au Népal Central, cette répartition est peu dissymétrique mais bimodale. Une bimodalité, similaire à celle observée dans les $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux du granite (Guillot, 1993), traduit la différence de composition entre les métapélites et les métagrauwakes. Les analyses de la HHC, en dehors du Népal Central, sont trop peu importantes pour dire si une hétérogénéité similaire se retrouve tout le long de la chaîne.

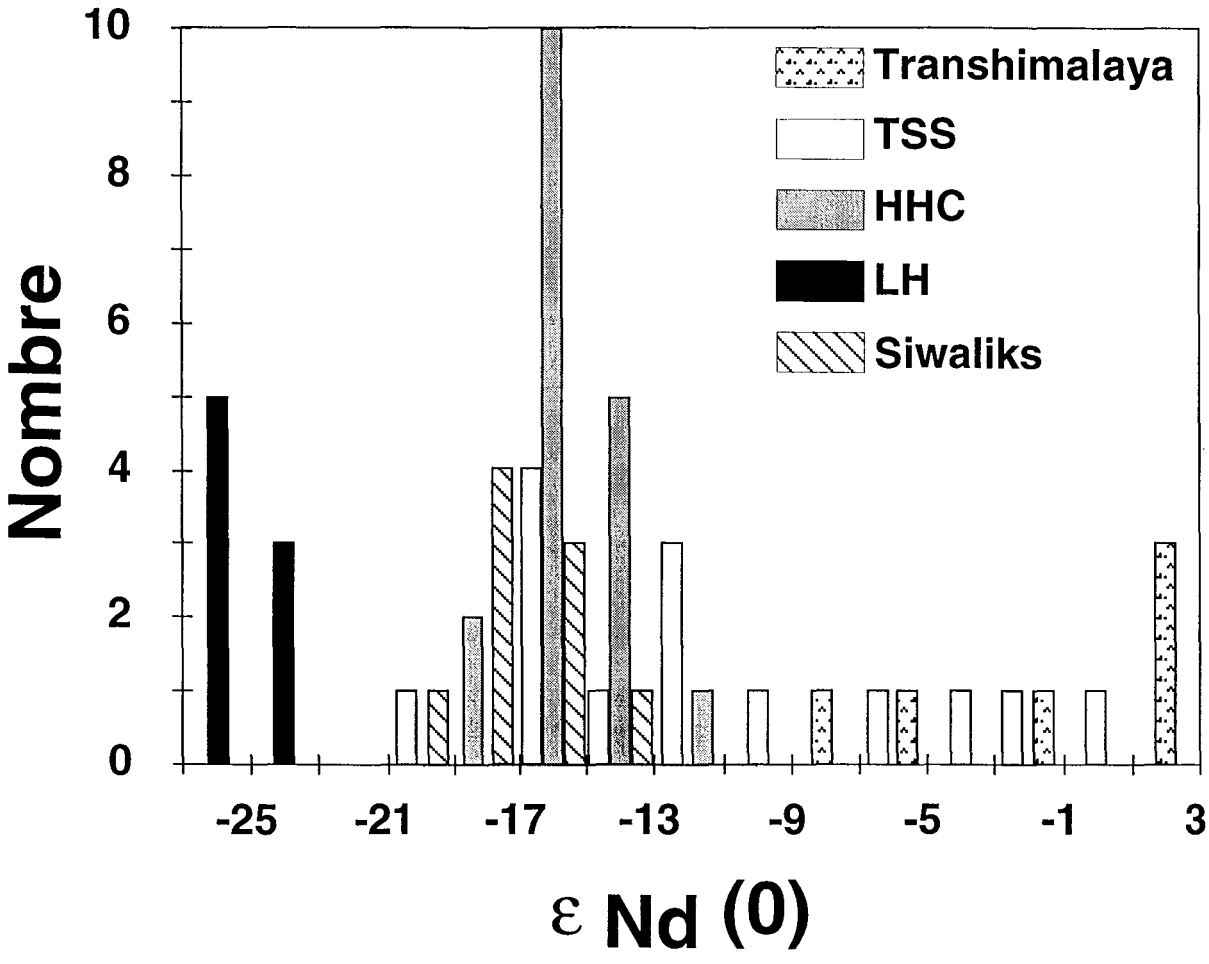


Figure III-10 : Répartition des compositions isotopiques de Nd des différentes formations de la chaîne himalayenne

III-4-4) Composition isotopique du LH

De nombreuses analyses isotopiques des formations du LH ont été réalisées sur l'ensemble de la chaîne, en majorité à des fins géochronologiques. Les données au Népal Central sont de Deniel, (1985) ; France-Lanord et Le Fort, (1988) ; Bouquillon *et al.*, (1990) ; Parrish et Hodges, (1996), au Gharwal, de Trivedi *et al.*, (1984) ; Sharma *et al.*, (1992) et au Bhutan de Sinha-Roy et Sen Gupta, (1986).

La composition isotopique du Nd y est très homogène (Figure III-10). Toutefois, peu de roches ont été analysées et un seul échantillon provient du Moyen Pays Inférieur. Certaines séries métavolcaniques ont été décrites sur le bassin de l'Indus et ayant des ε_{Nd} actuels entre -17 et +3 (Bhat et Le Fort, 1992). Les rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ élevés (0.14 à 0.20) de ces roches mantelliques, ainsi que leur âge archéen, expliquent l'augmentation de leur composition isotopique en Nd. De telles formations sont très peu présentes à l'affleurement et n'ont donc pas été prises en compte pour le calcul d'une composition moyenne.

Table III-5 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd du LH dans le bassin G-B

		Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM}
Central	Moyenne	194	46.4	16.1	1.046	7.16	39.23	0.51136	0.116	-24.9	2.72
	σ	112	27.6	12	0.282	1.06	5.23	0.00005	0.002	0.9	0.02
	Médiane	143	55.5	13.2	0.939	6.88	38.41	0.51135	0.116	-25.1	2.73
	E.M.	73.4	18.1	7.9	0.185	0.95	4.67	0.00004	0.002	0.8	0.02
	M#				0.967					-24.8	
	Nombre	12	12	12	12	8	8	8	8	8	8
Gharwal	Moyenne	255	127	28.6	1.399						
	σ	176	121	52.1	1.271						
	Médiane	243	119	5.2	0.851						
	E.M.	59.3	40.8	14.7	0.428						
	M#				0.868						
	Nombre	36	36	36	36						
Bhutan	Moyenne	367	60.2	20.3	1.037						
	σ	48	23.9	7.9	0.128						
	Médiane	390	51.0	22.1	0.976						
	E.M.	62	23.4	7.8	0.137						
	M#				1.000						
	Nombre	5	5	5	5						
Total	Moyenne	274	103	27.4	1.305	7.16	39.23	0.51136	0.116	-24.9	2.72
	σ	219	107	49.8	1.069	1.06	5.23	0.00005	0.002	0.9	0.02
	Médiane	250	80	8.3	0.900	6.88	38.41	0.51135	0.116	-25.1	2.73
	E.M.	61.2	29.7	13.9	0.298	0.95	4.67	0.00004	0.002	0.8	0.02
	M#				0.904					-24.8	
	Nombre	53	53	53	53	8	8	8	8	8	8
Total	Moyenne	215	115	10.3	0.940	7.16	39.23	0.51136	0.116	-24.9	2.72
Trié	σ	108	109	9.94	0.237	1.06	5.23	0.00005	0.002	0.9	0.02
	Médiane	241	83	6.52	0.867	6.88	38.41	0.51135	0.116	-25.1	2.73
	E.M.	32.5	32.8	2.99	0.072	0.95	4.67	0.00004	0.002	0.8	0.02
	M#				0.834					-24.8	
	Nombre	46	46	46	46	8	8	8	8	8	8

: moyenne pondérée par la teneur. E.M. : intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5 % pour une distribution de Student.

De la même façon que pour la HHC, la présence de valeurs très élevées du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est liée à des rapports Rb/Sr élevés dans certains échantillons. Ces échantillons sont parfois des pegmatites ou des restites dans des orthogneiss et ont des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ allant jusqu'à 180. Ainsi, les échantillons ayant un rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ supérieur à 50 ont été exclus dans la moyenne triée (Tableau III-5). Malgré cela, la répartition des compositions isotopiques en Sr est fortement dissymétrique (Figure III-11). De plus, la répartition est pluri-modale, avec des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ autour de 0.73 et correspondant à des sédiments chimiques d'âge Vendien et affleurant sous forme de klippe en Inde (Sharma *et al.*, 1992) alors qu'un autre mode, moins bien défini existe autour de 0.85.

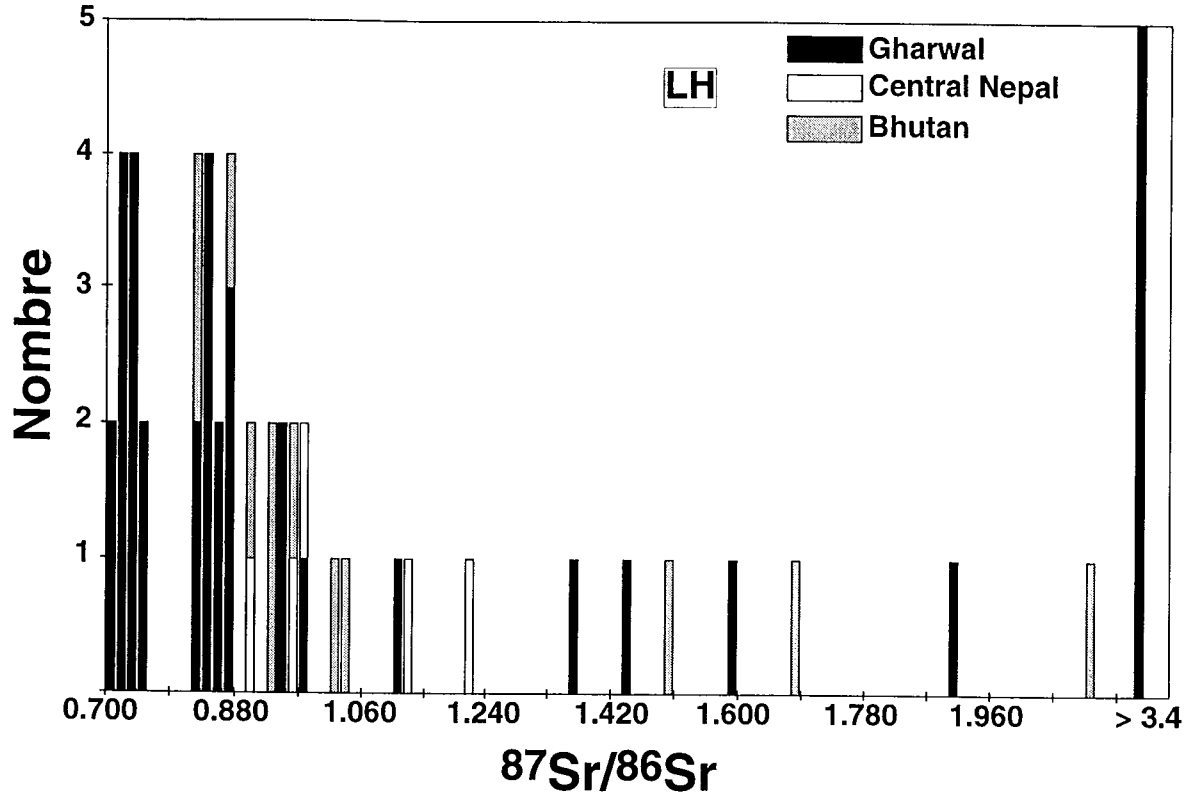


Figure III-11 : Composition isotopique du Sr des roches du LH.

III-4-5) Composition isotopique des Siwaliks

Table III-6 : Compositions Rb-Sr et Sm-Nd des Siwaliks dans la coupe de la Surai Khola

Ech.	Âge (Ma)	Rb	Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM}
94-04	11.4	177	58.3	0.73887	8.57	7.2	38.3	0.511882±9	0.119	-14.7	1.99
94-27	7.4	69.7	150	0.73254	1.31	2.7	12.8	0.511799±10	0.134	-16.4	2.54
94-29	6.8	146	171	0.72981	2.41	5.3	27.3	0.511798±9	0.124	-16.4	2.24
94-45	3.7	219	54.6	0.77013	11.4	6.5	34.0	0.511656±12	0.122	-19.2	2.43
94-47	3.3	30.0	10.4	0.75181	8.21	4.0	20.3	0.511724±9	0.124	-17.8	2.36
94-48	3.2	29.1	18.3	0.75197	4.52	2.7	13.5	0.511721±9	0.128	-17.9	2.48
94-50	2.8	25.8	15.1	0.73178	4.82	2.5	12.9	0.511833±8	0.121	-15.7	2.12
94-59 A	0.9	42.3	4.7	0.79149	25.4	2.2	11.2	0.511672±10	0.122	-18.8	2.41
94-59 C	0.9	30.5	15.1	0.72404	5.70	2.1	10.0	0.511729±9	0.135	-17.7	2.68
Moyenne		85.5	55.3	0.747	8.04	3.91	20.0	0.51176	0.125	-17.2	2.36
σ		74.8	62.9	0.022	7.24	1.97	10.7	0.00008	0.006	1.5	0.21
Médiane		42.3	18.3	0.739	5.70	2.71	13.5	0.51173	0.124	-17.7	2.41
E.M.		61.1	51.4	0.018	5.92	1.61	8.70	0.00006	0.005	1.2	0.17
M#				0.738						-17.0	

Analyses sur roches totales après décarbonatation. # : moyenne pondérée par la teneur. E.M. : intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5 % pour une distribution de Student. Les âges stratigraphiques sont d'après Appel *et al.*, 1991 ; Mugnier *et al.*, soumis.

Les analyses isotopiques du Nd de 9 échantillons de la coupe de la Surai khola sont assez similaires à celles de sédiments du même âge dans le Cône du (Tableau III-6 et

France-Lanord *et al.*, 1993). Ces résultats impliquent que la HHC constitue la source majeure des sédiments des Siwaliks, avec une proportion de l'ordre de 20 % de LH. La répartition des compositions isotopiques de Sr est compatible avec une telle source mais est aussi contrôlée par 1) la variabilité du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ (échantillon 94-59) et 2) la proportion variable de carbonates, bien qu'ils aient une faible teneur en Sr (voir paragraphe III-5-2-1). De plus, la diminution de la teneur en Sr dans les Siwaliks par rapport à celles des sources HHC et LH (Fig III-5) implique soit une altération significative de ces sédiments, soit un tri minéralogique ; deux processus qui ont pu modifier la composition isotopique du Sr par rapport à celui des roches sources.

III-5) Bilan isotopique d'un mélange de formations himalayennes

Idéalement, 4 traceurs sont nécessaires pour déterminer les proportions des 5 formations précédemment individualisées dans la chaîne dans un mélange. Il faut alors utiliser 4 équations du type :

$$\sum_{i=1}^{5} x_i \times [E]_i \times R_i = [E]_m \times R_m$$

où [E] et R sont respectivement la concentration et le rapport isotopique de l'élément considéré et x_i les proportions des différentes formations dans le mélange et l'équation de conservation de la matière : $\sum_{i=1}^{5} x_i = 1$. Il faut aussi que les compositions des pôles de mélanges soient suffisamment contrastées. La faible dispersion des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ entre les différentes formations implique qu'un quelconque rapport élémentaire de terres rares n'est pas utilisable pour faire une distinction entre les 5 pôles individualisés. Nous ne disposons donc que de 3 traceurs : $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{87}Rb/^{86}Sr$ et ε_{Nd} (Figures III-12 et III-13). Nous avons vu que le rapport Rb/Sr est dépendant de la minéralogie qui peut être hérité de la roche et qui dépend également des processus de transport dans la rivière. Il convient donc utiliser les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{87}Rb/^{86}Sr$ avec précaution.

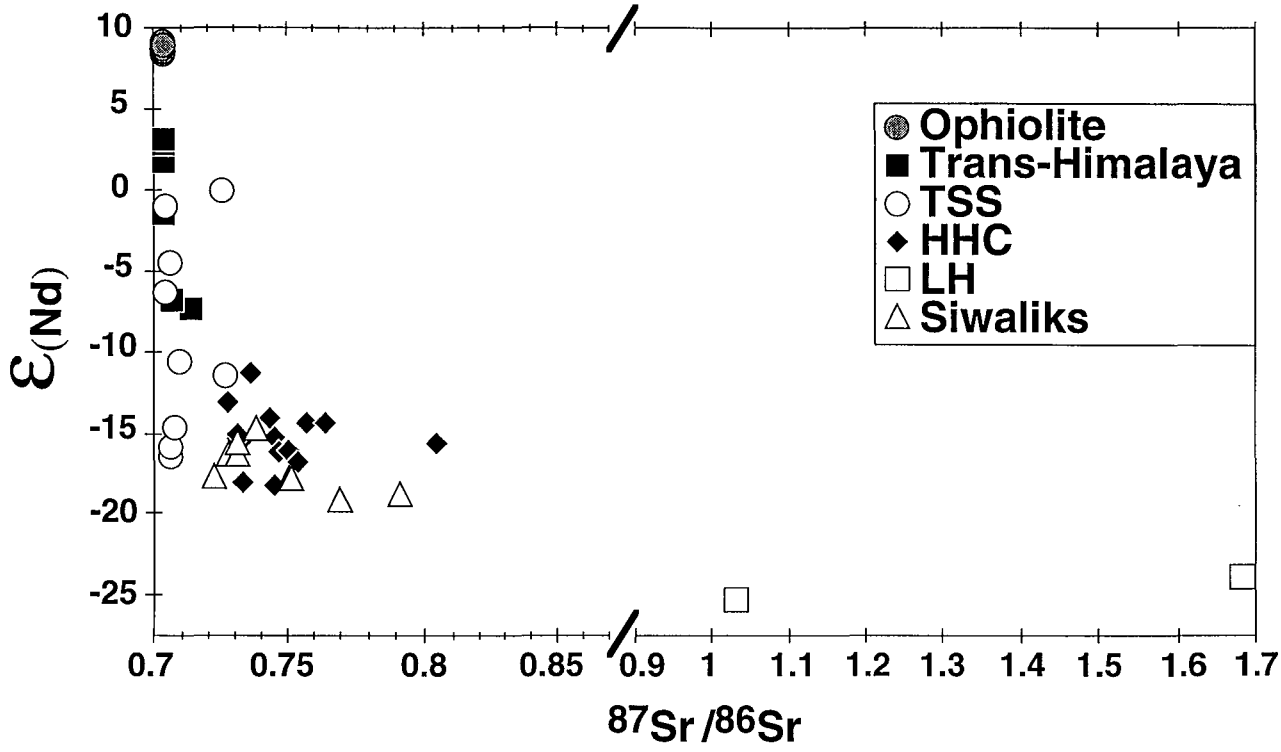


Figure III-12 : Analyses isotopiques en Sr et Nd de roches des différentes formations individualisées dans le bassin du Gange-Brahmapoutre.

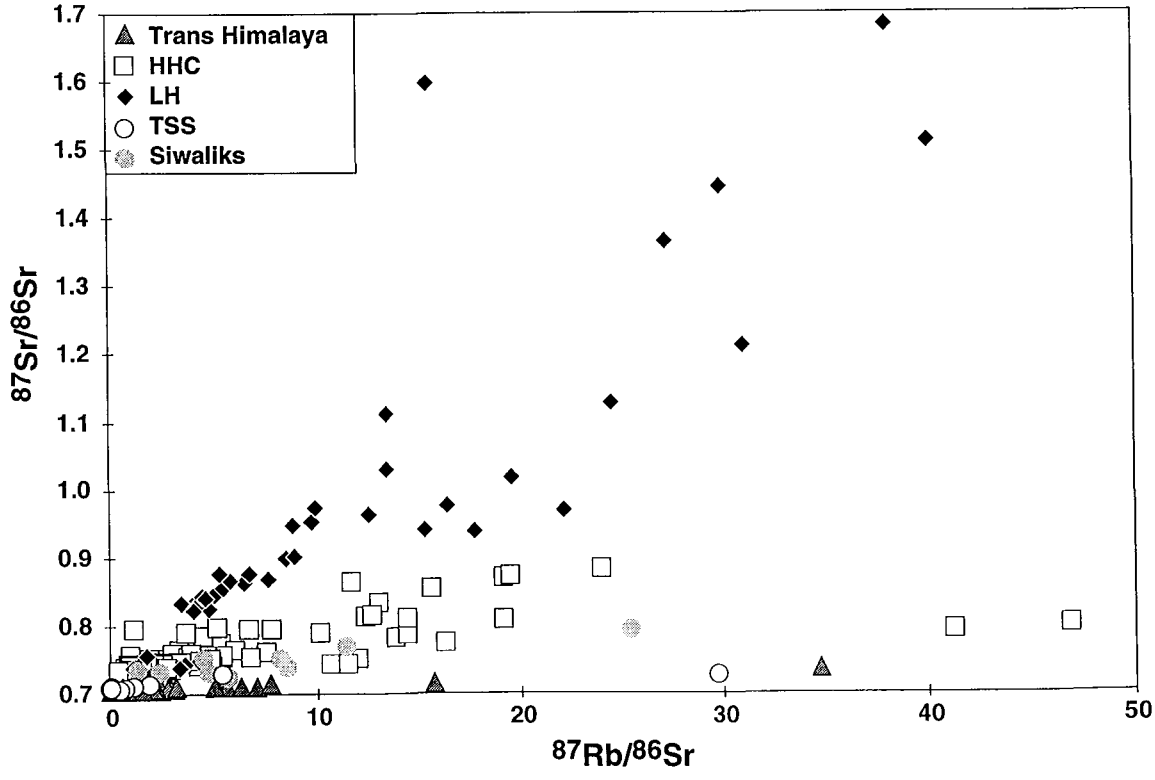


Figure III-13 : Diagramme isochrone pour le couple Rb-Sr pour les roches des différentes formations individualisées dans le bassin du Gange-Brahmapoutre.

Le LH est bien individualisé des autres formations, tant en $^{87}Sr/^{86}Sr$ qu'en ε_{Nd}. En revanche, l'âge important de cette formation entraîne une dispersion des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$. Nous avons opté pour une moyenne triée, éliminant les échantillons de roches non représentatives à l'échelle des bassins versants étudiés.

Le Trans-himalaya est également bien individualisé en $^{87}Sr/^{86}Sr$, en ε_{Nd}, mais aussi en $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$. Cette formation n'est potentiellement présente que sur le bassin du Brahmapoutre.

Pour HHC, TSS et Siwaliks les différences sont ténues. La HHC et les Siwaliks sont quasiment identiques sur la base seule des compositions isotopiques en Sr et Nd (figure III-12). Certaines différences existent cependant entre ces formations :

- Contrairement aux TSS et HHC, les Siwaliks ont une répartition unimodale de leurs compositions isotopiques de Nd et de Sr qui est vraisemblablement la conséquence d'une uniformisation des répartitions de chaque formation sources par un mélange mécanique lors de l'érosion (Fig. III-14) ;

- Les roches des TSS ont une gamme de rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus faible que celle de la HHC. Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches de la HHC n'est jamais inférieur à 0.73 contrairement aux rapports obtenues sur des roches des TSS (Figure III-14). Les faibles rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ mesurés dans les roches des TSS résultent de présence en proportion importante de carbonate marin. Cette caractéristique minéralogique se traduit aussi par des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ plus faibles (Figure III-13).

- La pente de la pseudo-isochrone définie par la HHC dans un diagramme isochrone est distincte de celle que forment les roches des TSS (Figure III-13).

Pour établir la proportion des différentes sources dans les sédiments de rivières il sera nécessaire d'utiliser des compositions moyennes des différentes formations. Le mélange mécanique lié à l'érosion provoque une certaine homogénéisation isotopique qui est illustrée par la plus faible variabilité des formations sédimentaires produites que ce soit les Siwaliks ou le Cône du Bengale (Figure III-14). Nous considèrerons donc que ce brassage mécanique transforme donc les répartitions pluri-modales observées sur les formations himalayennes en répartitions gaussiennes. Les compositions moyennes pondérées des concentrations des différentes formations sont présentées dans le Tableau III-7.

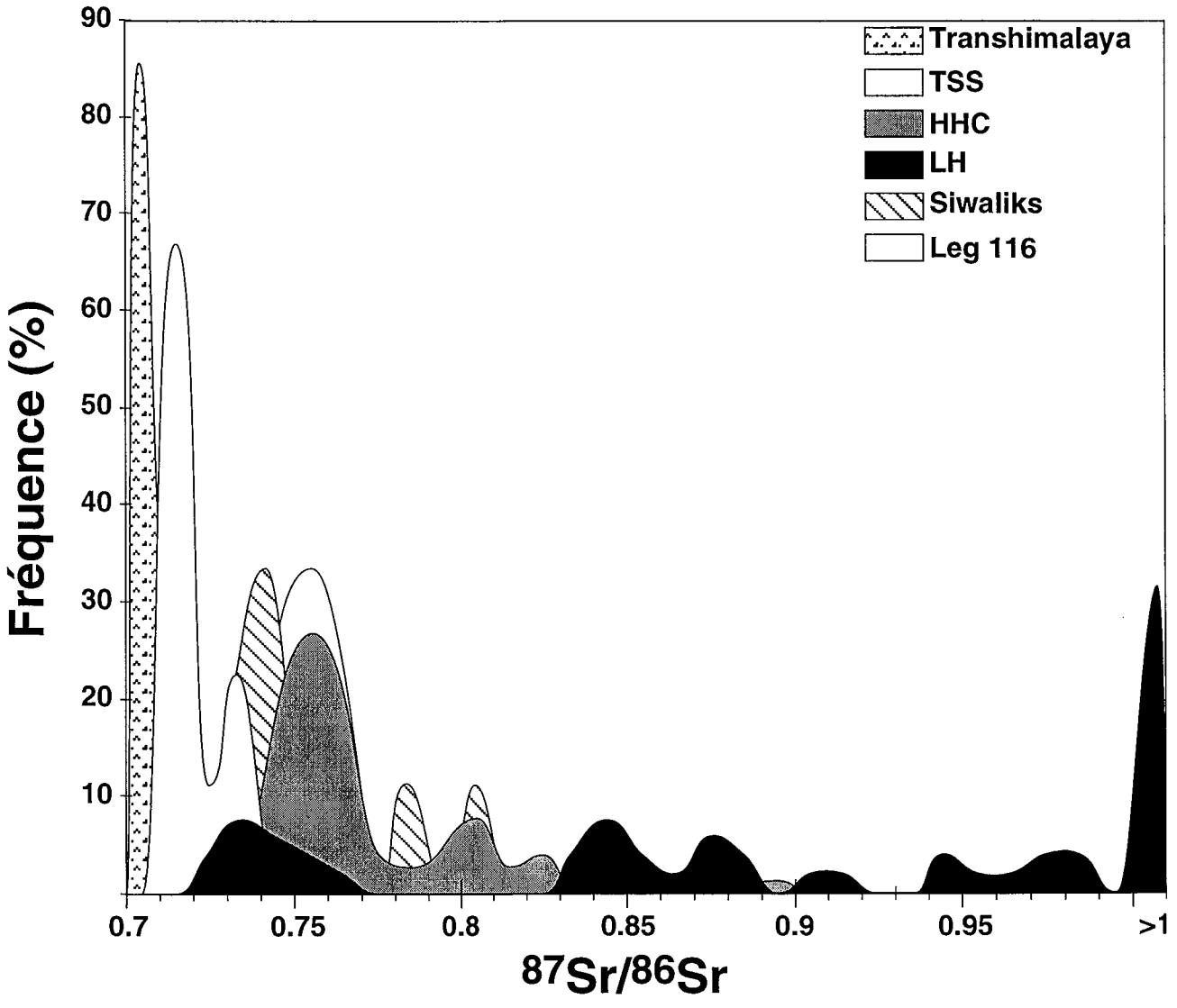


Figure III-14 : Répartition en fréquence des compositions isotopiques du Sr des formations himalayennes et des sédiments du cône du Bengale (Leg 116).

Table III-7 : Compositions moyenne Rb-Sr et Sm-Nd des 5 entités géologiques du bassin G-B

Source	nb	Rb	Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ε_{Nd}
THB	55,6	129	390	0.706	1.04	5.06	27.4	0.51243	0.119	-4.0
±		24.6	60.1	0.001	1.26	5.09	22.6	0.00028	0.048	5.4
TSS	9,14	49	358	0.713	4.42	5.58	28.0	0.51208	0.125	-10.8
±		29	415	0.006	7.88	1.71	8.4	0.00018	0.007	3.6
HHC	79,21	191	134	0.753	4.12	5.92	30.3	0.51186	0.127	-15.1
±		23.5	16.1	0.008	1.90	0.94	4.7	0.00004	0.004	0.8
LH	56,8	215	115	0.867	10.3	7.16	39.2	0.51136	0.116	-24.9
±		32.5	32.8	0.072	3.0	0.95	4.7	0.00004	0.002	0.8
Siwaliks	9,9	86	55	0.738	5.7	3.91	20.0	0.51176	0.125	-17.2
±		61	51	0.018	5.9	1.61	8.7	0.00006	0.005	1.2

III-6) Traçage isotopique des carbonates

Trois systèmes isotopiques permettent de distinguer les carbonates des formations himalayennes. Ce sont la composition isotopique en carbone et en oxygène ainsi que le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$, associée à la teneur en Sr.

III-6-1) Le Strontium

Table III-8 - Composition isotopique des Carbonates du Népal Central

	Ech#		Lithologie	Ct %	Dol %	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Sr/^{86}Sr$
	NL 181	Mésozoïque	Grès	2.84	0.09	-10.8	12.4¶			
	NL 178	Mésozoïque	Calcaire	62.0	10.9	0.8	1.9¶	49.5	1600§	0.7079
	DK 30 #	Paléozoïque	Calc-schiste					62	759§	0.7109
	DK 29 #	Paléozoïque	Calc-schiste					50.5	868§	0.7110
TSS	NL 449 #	Paléozoïque	Calcaire					46	773§	0.7119
	T 22	Paléozoïque	Marbre			-2.5	13.8		253	0.71494
	T 24	Paléozoïque	Marbre			-2.1	15.1		543	0.71279
	T 205	Paléozoïque	Marbre			-2.5	16.4		909	0.71365
	NL 623 #	F II	Marbre					5	773§	0.7141
HHC	T 255	F II	Marbre à Pyr			-3.0	14.6		832	0.71523
	F II	F II	Gneiss	0.76	0.02	-5.8	8.3¶		101	0.71777
	DA 15		Calcaire	68.9	1.49	-3.4	19.1¶		76.4	0.71747
	AP 74-207		Dolomie	12.7	47.0	-1.7	14.8		53.3	0.85722
LH	AP 75-811		Dolomie	31.5	31.0	-3.1	15.2		54.8	0.74639
	AP 75-865		Dolomie	12.5	58.0	-1.3	21.7		41.0	0.75872
	AP 75-867		Dolomie	17.0	65.0	-0.9	21.1		28.0	0.73950
Siwaliks	KAR		Calcite	94.2	nd	-9.1	12.6¶		551	0.72968

§ : roche totale, les autres sont des lessivages ménagés. # : D'après Deniel, 1985. Le $\delta^{18}O$ des carbonates sont d'après France-Lanord, 1987; France-Lanord et al., 1988 et ceux indiqués par ¶, ce travail.

Nous avons déjà vu que la composition minéralogique des carbonates était dominée par la calcite pour les TSS alors que les carbonates du LH sont surtout constitués de dolomite. La teneur en Sr est aussi un caractère distinctif entre les carbonates de ces deux formations. Alors que les carbonates du LH sont relativement pauvres en Sr (22-363 ppm d'après Singh *et al.*, 1998 et Table III-8), les quelques teneurs en Sr des carbonates des TSS sont proches d'une composition assez classique (500-1000 ppm) de carbonates (e. g. Turekian et Kulp, 1956).

La corrélation positive entre la teneur en carbonates et la teneur en Sr observée dans les sables de rivière (Figure III-15) confirme la teneur en Sr élevée (>600 ppm) des carbonates des TSS. L'absence de corrélation observée entre ces 2 paramètres dans les Siwaliks implique que les carbonates de cette formation contiennent peu de Sr. Sachant que les carbonates détritiques sont dominés par ceux du LH (Quade *et al.*, 1997 ; DeCelles *et al.*, 1998), nos analyses suggèrent que les carbonates pédogéniques et diagénétiques sont aussi pauvres en Sr ou qu'ils sont volumétriquement peu importants.

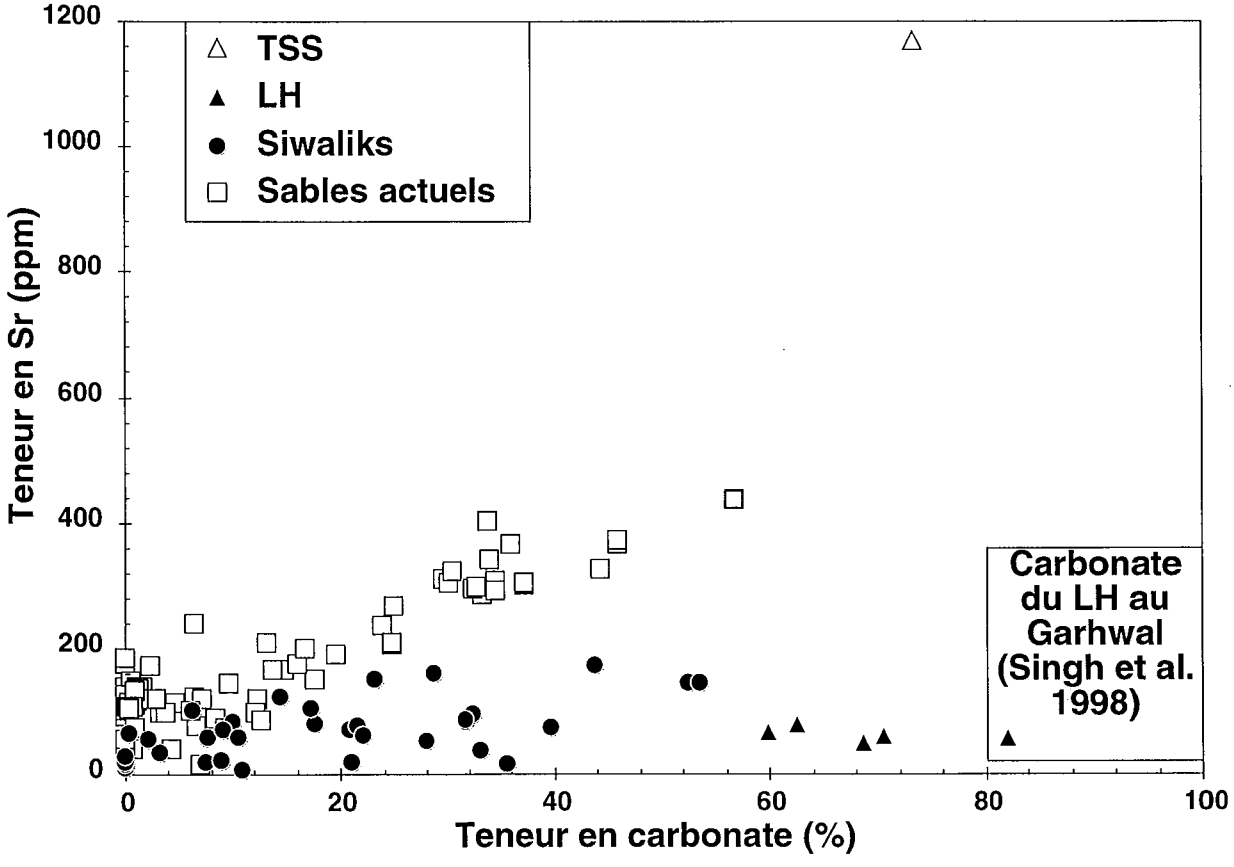


Figure III-15 : Teneur en Sr des carbonates des formations himalayennes (LH, TSS, Siwaliks) et des sables de rivières.

Les faibles teneurs en Sr mesurées pour le LH, alors que l'origine des sédiments est marine, indique une perte très importante de Sr par réactions métamorphiques. De plus, les compositions isotopiques ne sont que faiblement corrélées avec la teneur (Figure III-16), ce qui implique une réaction relativement tamponnée par la composition locale de la roche. Un résultat similaire avait été mis en évidence par l'étude des isotopes stables (France-Lanord, 1987). Ceci explique la forte variabilité des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ qui seront

d'autant plus élevés que la formation carbonatée sera fine par rapport à son encaissant silicaté.

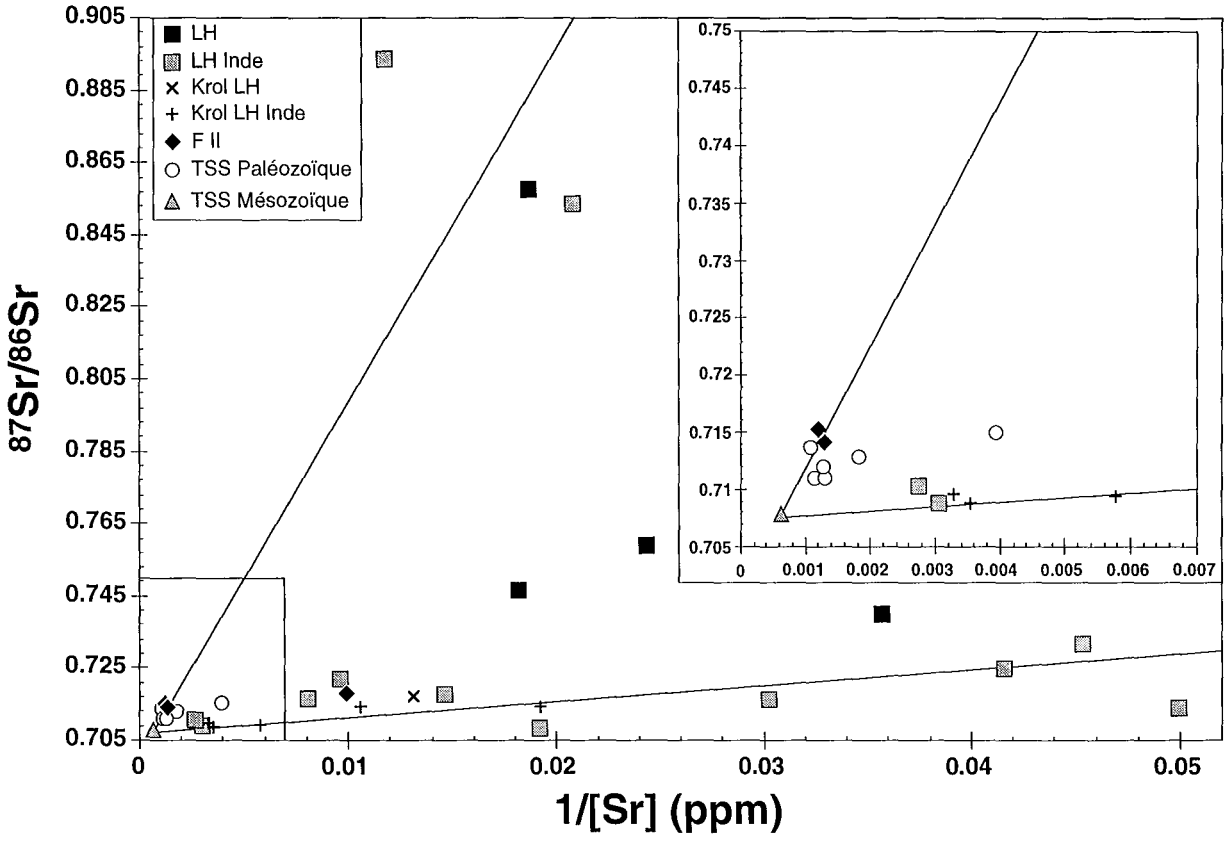


Figure III-16 : Composition isotopique du Sr en fonction de 1/[Sr] dans les carbonates des différentes formations himalayennes. Les deux droites représentent un mélange entre un carbonate Mésozoïque des TSS et des carbonates du LH.

Les carbonates des TSS et HHC ont en moyenne des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ légèrement plus radiogéniques que des carbonates marins. Dans ces formations, et en particuliers à la base des TSS, les conditions de métamorphisme ont entraîné le rééquilibrage isotopique de l'argon dans des minéraux tels que la muscovite (e. g. Bordet *et al.*, 1971) et donc celui du Sr pour bon nombre de minéraux. Le $^{87}Sr/^{86}Sr$ des silicates de ces deux formations est plus faible que pour les silicates du LH. Ainsi, pour un même taux d'échange entre carbonate et silicate, les carbonates des TSS et des HHC seront moins radiogéniques que ceux du LH. En revanche, la diminution des teneurs en Sr lors des réactions métamorphiques est faible, voire inexistante pour les TSS.

Les carbonates des Siwaliks ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ compris entre 0.7147 et 0.7531 pour les carbonates pédogéniques (Quade *et al.*, 1997) et compris entre 0.715 et

0.733 pour les carbonates détritiques (DeCelles *et al.*, 1998). L'analyse de calcites précipitées dans des fentes de tensions (échantillon KAR, Table III-8) suggère que les ciments carbonatés, liés à des fluides diagénétiques ou à des circulations dans le bassin d'avant chaîne, ont des compositions isotopiques similaires à celles des carbonates pédogéniques et détritiques. La teneur élevée pour cet échantillon, alors que l'ensemble des carbonates doit avoir entre 50 et 300 ppm de Sr (Figure III-15), n'est, en revanche, pas représentative de l'ensemble des ciments carbonatés des Siwaliks. Une meilleure caractérisation de ces ciments reste à faire.

III-6-2) Les isotopes stables ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$)

Les compositions isotopiques en carbone et oxygène des carbonates du LH et TSS sont caractéristiques de carbonates métamorphiques, avec un $\delta^{18}O$ d'autant plus bas que la température est élevée (France-Lanord, 1987).

Pour les zones plus faiblement métamorphisées du LH, comme les nappes Krol en Inde, la légère diminution des compositions isotopiques en oxygène par rapport à un carbonate marin peut résulter de la recristallisation lors de la diagenèse. La composition isotopique du carbone est aussi partiellement contrôlée par les conditions métamorphiques. La diminution simultanée du $\delta^{13}C$ et du $\delta^{18}O$ (Figure III-17) dans cette formation est reliée à des échanges isotopiques avec du C organique via les fluides métamorphiques riches en CO_2 (France-Lanord, 1987). Certains carbonates, des dépôts de phosphorites de la formation Tal en Inde, montrent des compositions isotopiques en carbone assez basses (Figure III-17, d'après Mazumdar et Banerjee, 1998). Ces carbonates montrent une diminution des $\delta^{13}C$ corrélée à une diminution de l'écart entre la composition isotopique en carbone des carbonates et de la matière organique. Cette évolution est interprétée comme étant de la diagenèse précoce. Ces niveaux de phosphorites sont tout de même peu représentatifs des carbonates du LH et n'ont pas été reconnus dans le bassin du Népal Central (e. g. Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986).

Les $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des carbonates des TSS sont globalement plus bas que ceux du LH, probablement liés à des températures métamorphiques plus élevées (400 à 500°C d'après Schneider et Masch, 1993). Les compositions moyennes de ces deux formations sont tout de même assez voisines, surtout si la partie sommitale des TSS, non analysée, mais qui possède des carbonates marins, est plus faiblement métamorphisée, ayant donc des compositions isotopiques plus élevées.

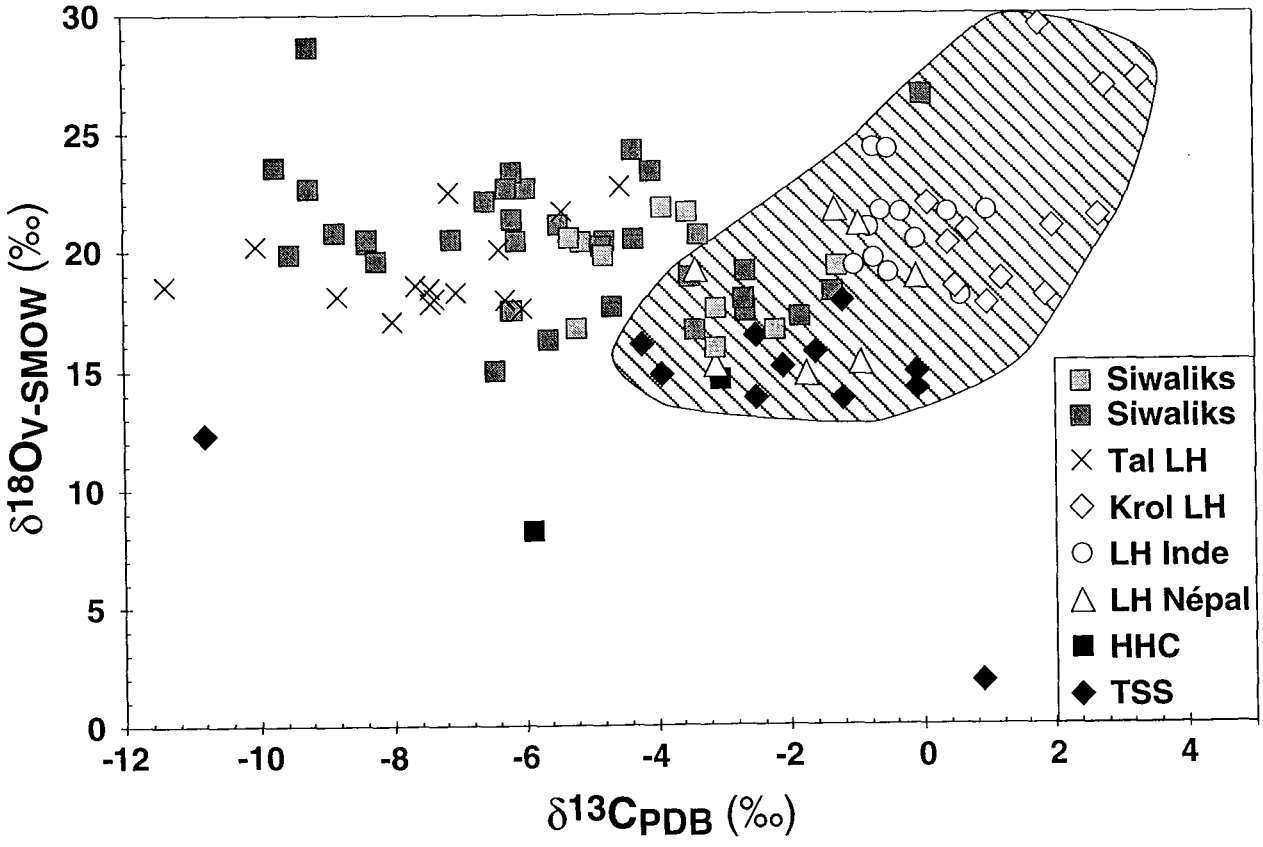


Figure III-17 : Compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates des différentes formations. Les données pour les TSS et la HHC et pour le LH du Népal sont d'après France-Lanord, 1987 ; France-Lanord *et al.*, 1988 et Table III-8. Les données pour le LH et la formation Krol en Inde sont d'après Singh *et al.*, 1998. La formation Tal a été analysée par Mazumdar et Banerjee, 1998. Les données de roche totale pour le Siwaliks en gris clair sont d'après Quade *et al.*, 1997 et en gris foncé, ce travail (Table III-9). La zone hachurée délimite les analyses des roches représentatives de l'ensemble des carbonates de la chaîne.

Les relations de mélange obtenues dans le diagramme $\delta^{13}C$ en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour les carbonates du LH permettent difficilement d'expliquer l'ensemble des données. Cette absence de corrélation implique que les échanges isotopiques entre le carbonate et la matière organique, d'une part, et entre le carbonate et le silicate, d'autre part, n'atteignent pas la même intensité quel que soit le degré de métamorphisme atteint. En revanche, plus le carbonate a interagi avec les matériaux environnants (silicates, bitumes), plus il a une composition isotopique différente de sa signature initiale. Ceci se traduit par une relation générale entre l'augmentation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ et la diminution du $\delta^{13}C$. Une telle relation se retrouve pour les carbonates de la base des TSS et du sommet de la HHC. Ce sont donc les conditions métamorphiques moyennes, ainsi que la

teneur et la composition isotopique de la matière organique qui déterminent le $\delta^{13}C$ des carbonates des différentes formations de la haute chaîne.

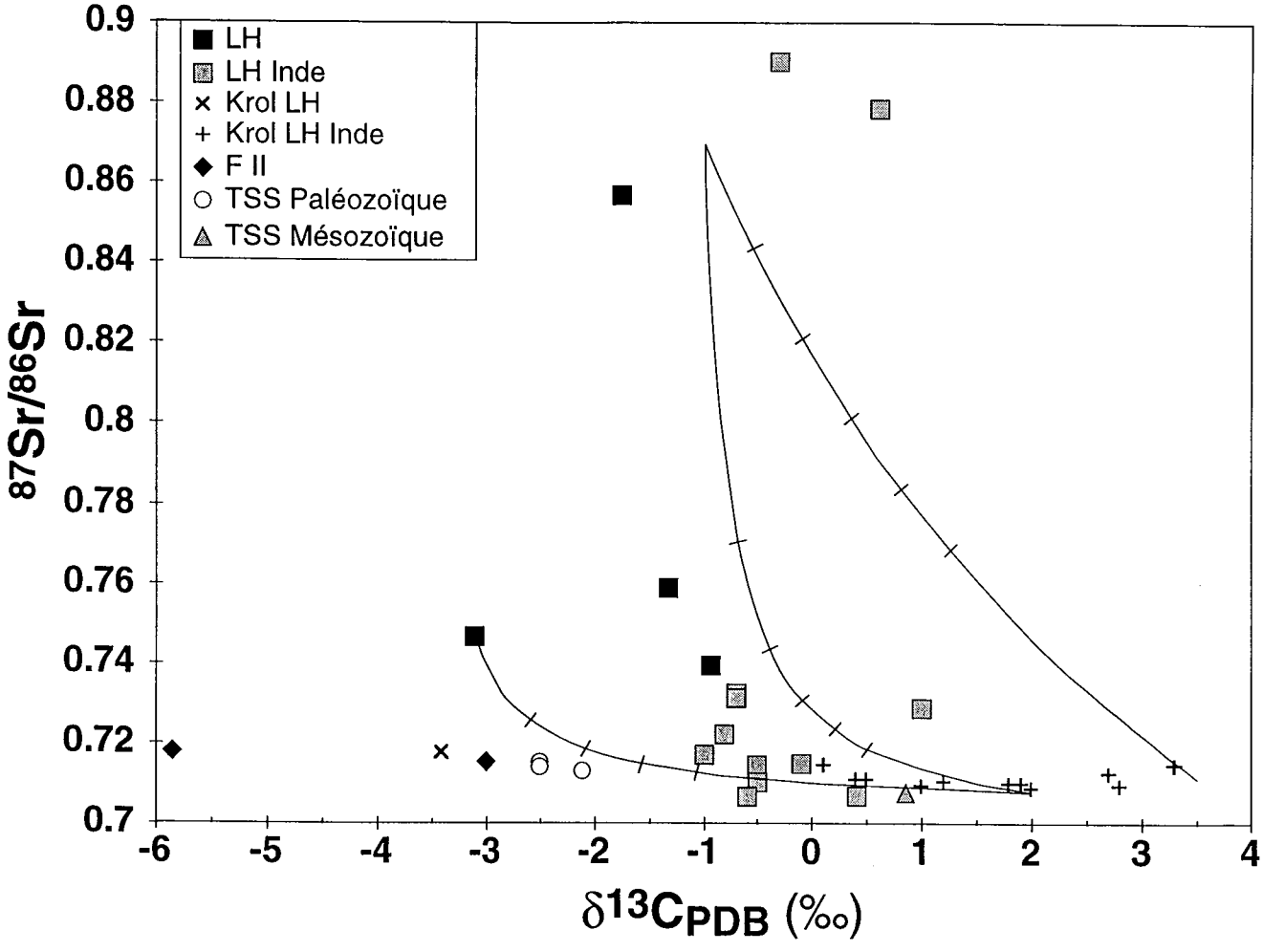


Figure III-18 : Covariations des compositions isotopiques en strontium et carbone des carbonates dans la chaîne himalayenne. Les différentes courbes de mélanges tiennent compte des fortes différences de teneur en Sr entre un carbonate purement sédimentaire et un carbonate métamorphisé.

De nombreuses compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates des Siwaliks ont été publiées (e. g. Quade *et al.*, 1989 ; Harrison *et al.*, 1993 ; Quade *et al.*, 1995 ; Quade *et al.*, 1997). La grande majorité des données proviennent de l'analyse de paléosols et Seules quelques analyses correspondent à des sédiments. Les paléosols ne représentent qu'une très faible proportion de roches des Siwaliks. L'échantillonnage analysé de la coupe de la Surai (Table III-9) est destiné à être plus représentatif de l'ensemble des roches constituant les Siwaliks.

Table III-9 : Compositions isotopiques des Carbonates des Siwaliks dans la coupe de la Surai Khola

Ech#	Âge	Ct	Dol	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Ech#	Âge	Ct	Dol	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
		%	%	‰	‰			%	%	‰	‰
94-04	11.4	7.16	0.46	-9.7	23.5	94-38	5.1	6.49	2.64	-1.8	17.2
94-07	11.0	30.7	1.01	-8.4	20.3	94-39	4.8	29.5	2.14	-4.8	20.2
94-08	10.9	27.7	4.69	-6.2	17.5	94-41	4.3	0.28	0.08	-9.2	28.5
94-11	10.3	2.37	0.78	-3.5	18.9	94-42	4.2	24.4	3.62	-4.3	20.5
94-16	9.7	0.03	0.02	-8.8	20.8	94-44	3.9	4.34	1.83	-1.3	18.2
94-17	9.4	50.9	1.52	-9.5	19.9	94-45	3.7	1.29	0.79	0.0	26.5
94-20	8.7	10.4	4.04	-2.2	19.1	94-46	3.4	0.00	0.03	-6.2	21.3
94-25	7.9	9.43	0.52	-8.2	19.6	94-47	3.3	0.00	0.01	-5.9	22.6
94-26	7.7	27.7	1.04	-6.4	14.9	94-48	3.2	7.29	0.23	-5.4	21.1
94-27	7.4	20.3	2.79	-5.6	16.3	94-50	2.8	0.00	0.01	-8.4	20.5
94-29	6.8	38.6	5.20	-2.6	17.4	94-53	2.2	0.00	0.02	-6.2	23.3
94-30	6.8	49.2	4.36	-7.1	20.5	94-54	1.8	20.6	0.40	-9.2	22.7
94-31	6.5	14.2	3.37	-4.6	17.6	94-57	1.1	9.98	0.52	-3.3	20.7
94-32	6.5	18.0	2.81	-6.1	20.4	94-59A	0.9	10.4	0.45	-4.3	24.2
94-33D	6.4	38.6	1.07	-4.8	20.4	94-59C	0.9	32.9	2.73	-4.0	23.3
94-33U	6.4	20.5	1.09	-6.2	17.5	94-60	0.8	32.3	0.83	-6.2	22.6
94-34	6.3	14.8	2.51	-3.4	16.6	94-64	0.7	8.39	0.59	-6.6	22.1
94-37	5.9	16.4	5.61	-2.7	18.0						

Les $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de cette coupe des Siwaliks montrent que la proportion de carbonates détritiques, provenant de l'érosion de carbonates des formations les plus internes de la chaîne (TSS, HHC et LH) est relativement faible (entre 10 et 25 % selon la composition des différents pôles choisies). Lles carbonates des Siwaliks, qui représentent une minéralogie importante de cette formation (18 % en moyenne), ont une composition isotopique significativement différente ($\delta^{13}C$ = -5.7‰ et 1‰ et $\delta^{18}O$ = 20.4‰ ± 1) de celle des carbonates des formations plus internes, et principalement pour le carbone (Figure III-17). Ainsi, il sera possible de tracer l'apport des Siwaliks dans les carbonates détritiques.

III-7) δD et $\delta^{18}O$ des phyllosilicates

Les compositions isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène dans les minéraux néoformés sont d'excellents traceurs des conditions d'altération et dépendent de la température et de la composition du fluide et du minéral néoformé. L'interprétation des données sur échantillons d'argiles naturels qui sont souvent des mélanges entre des argiles "primaires" et plusieurs types de minéraux secondaires sont donc souvent complexes. Dans le contexte de l'altération météorique, les δD et $\delta^{18}O$ de phases argileuses bien individualisées sur des profils d'altération dans des sols ont été utilisés pour reconstituer des variations climatiques (e. g. Lawrence et Taylor, 1971 ; Lawrence et Taylor, 1972 ; Giral-Kacmarcik *et al.*, 1998). Pour des minéraux argileux transportés par des rivières ou échantillonnés dans des formations sédimentaires, il faut être capable de faire la part entre

les minéraux néoformés et les minéraux argileux « détritiques », c'est-à-dire les argiles diagénétiques des formations sédimentaires érodées et les phyllosilicates métamorphiques et magmatiques finement broyés. Ainsi, la composition isotopique en oxygène et hydrogène des minéraux argileux transportés par les rivières intègre à la fois la proportion de minéraux néoformés et les conditions de cette néoformation. Nous avons potentiellement deux informations (degré et condition d'altération) à partir du moment où le pôle « détritique » est bien connu.

Table III-10 : Composition en isotope stable de minéraux liés à des circulations dans les TSS

Échantillon	Type	Minéral	$\delta^{18}O$ V-SMOW (‰)	δD V-SMOW (‰)	H_2O^+ poids %	réf
D 70		Muscovite	10.9	-119		1
D 70		Biotite	8.6	-145	3.56	1
D 71		Biotite		-77		1
DK 77		Muscovite	11.1			1
DK 77		Quartz	14.1			1
U 453		Muscovite	11.0	-85		1
U 453		Biotite	9.0	-108		1
XP 281		Muscovite	10.3	-73	3.87	2
XP 281		Biotite	8.7	-96	3.65	2
XG 3		Muscovite	10.4	-80	3.55	2
XG 3		Biotite	13.7	-115	3.91	2
NL14.1	Hydrothermale	Quartz	18.1			3
NL14.1	Hydrothermale	Chlorite	12.8	-96	10.93	3
MC 93-88	Mylonite	Muscovite	10.2	-66	4.79	3
MC 93-39	Hydrothermale	Muscovite	18.8	-54	4.53	3

1: France-Lanord *et al.*, (1988); 2 : Guillot, (1993) et 3 : ce travail. NL 14.1 correspond à un miroir de faille dans le graben du Mustang et les échantillons MC 93 sont décrits dans Coleman et Hodges, (1995).

Pour caractériser ce pôle, nous avons regroupé les données disponibles sur les phyllosilicates himalayens (France-Lanord, 1987 ; France-Lanord *et al.*, 1988 ; Scaillet *et al.*, 1990 ; Guillot, 1993). Quelques phyllosilicates de haut degré métamorphique et échantillonnés dans les TSS ont en outre été analysés (Table III-10). L'ensemble de ces données ne permet d'avoir qu'une idée très partielle des compositions des phyllosilicates himalayens. En effet, très peu de données existent en $\delta^{18}O$ et surtout les minéraux des leucogranites sont sur-représentés par rapport à leur importance surfacique, alors qu'il n'existe aucune analyse des phyllosilicates du LH et que ceux des TSS proviennent exclusivement de l'auréole de métamorphisme de contact des leucogranites et de circulations hydrothermales le long de failles (Table III-10). Une moyenne des δD, $\delta^{18}O$ et teneur en H_2O pour chaque minéral a été réalisée en individualisant leur formation hôte (Table III-11).

Table III-11 : δD et $\delta^{18}O$ des phyllosilicates Himalayens

		Muscovite			Biotite		
		δD	H_2O^+	$\delta^{18}O$	δD	H_2O^+	$\delta^{18}O$
LH#	Moyenne	-72					
	E.M.	3					
	Médiane	-74					
	nb.	43					
HHC	Moyenne	-57			-80		8.5
	E.M.	8			7		0.4
	Médiane	-57			-79		
	nb.	6			11		4
Granite	Moyenne	-81	4.12	10.6	-107	3.69	8.8
	E.M.	7	0.10	0.4	10	0.21	0.4
	Médiane	-79			-101		
	nb.	22		6	21		5
TSS	Moyenne	-98	4.29	11.6	-103	3.71	10.0
	E.M.	43	0.55	0.8	39	0.25	
	Médiane	-85			-108		
	nb	7		8	5		4

E.M. : intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5% pour une distribution de Student. # : les données du LH correspondent à des analyses de roches totales, porphyrisées et non à de la muscovite, d'après (France-Lanord, 1987 et données non publiées.

Les histogrammes de répartition pour la muscovite et la biotite montrent qu'il existe une différence entre les phyllosilicates de la HHC et ceux des leucogranites, alors que ceux en relation avec des circulations fluides dans les TSS sont très hétérogènes (figure III-19). Cette hétérogénéité est liée à la présence de compositions plus basses, aussi présentes dans les micas magmatiques, principalement dans les corps de plus faibles volumes, tels que le bras de Chokkang (France-Lanord *et al.*, 1988). Cette structure asymétrique vers les δD bas pour les deux micas a été interprétée comme étant le résultat combiné d'un dégazage magmatique et d'une altération à haute température ($T > 400°C$) pour quelques rares échantillons. Il est néanmoins peu probable que l'ensemble de la partie basale des TSS ait été affecté par le dégazage des formations sous jacentes (France-Lanord *et al.*, 1988).

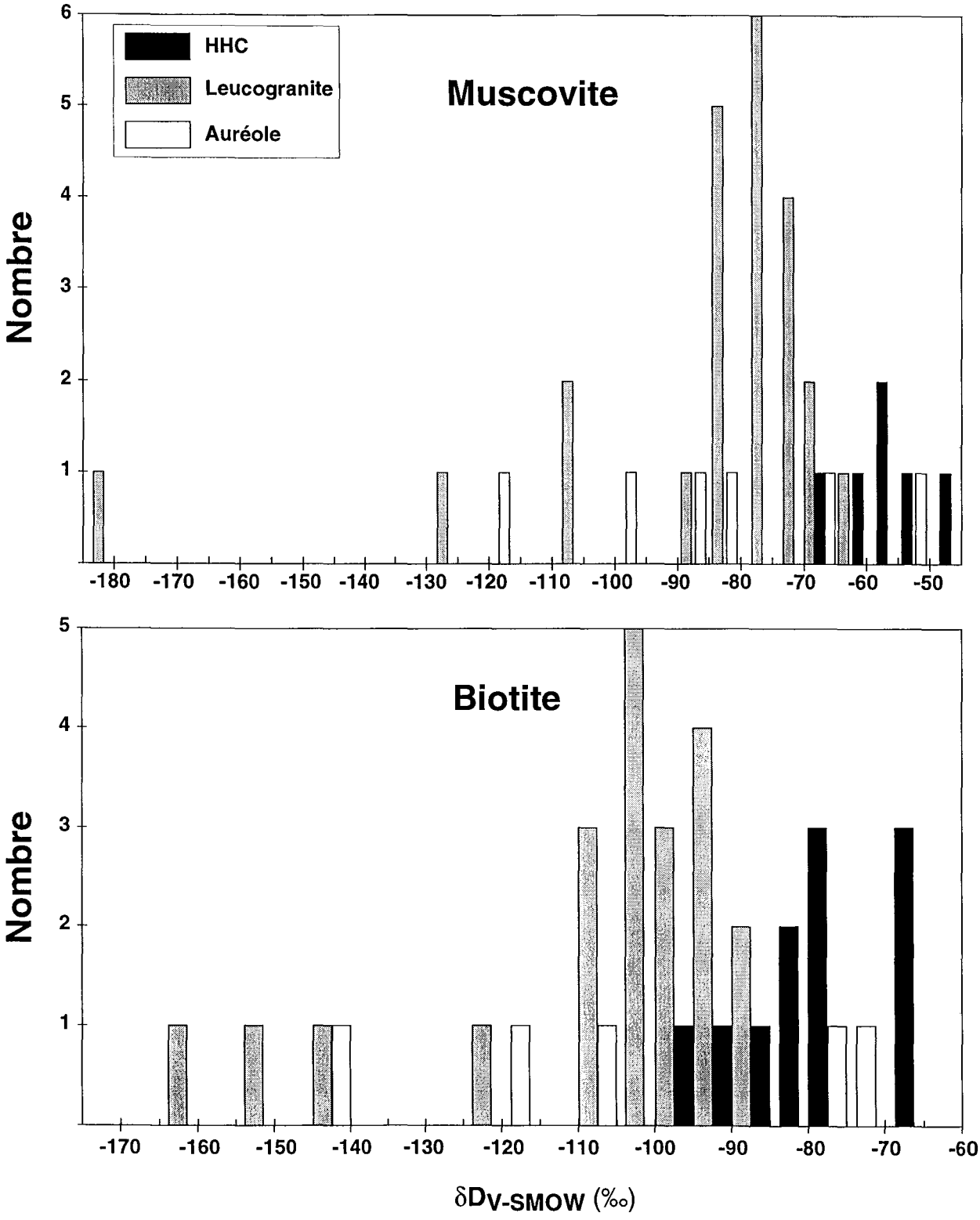


Figure III-19 : Répartition des compositions isotopiques de l'hydrogène des muscovites et des biotites de différentes formations de la chaîne himalayenne

Si nous considérons les 2 échantillons (DK 77 et NL 14.1) dont le quartz et un mica ont été analysés, une température et une composition isotopique de fluide peuvent être estimées, en supposant l'équilibre isotopique et en utilisant les relations entre le fractionnement isotopique minéral-fluide et la température pour le quartz d'après Clayton *et al.*, (1972), pour la muscovite d'après O'Neil et Taylor, (1969) et d'après Wenner et Taylor, (1971) pour la chlorite. Les températures sont respectivement de 360 et 410°C pour DK 77 et NL 14.1. Les fluides en équilibre auraient des $\delta^{18}O$ respectivement de +9.0 et +14.2‰. Ces compositions isotopiques en oxygène sont incompatibles avec une circulation météorique et sont trop élevées, au moins pour NL 14.1, pour des fluides magmatiques (e. g. Sheppard, 1986). Nous avons vu que les carbonates métamorphiques des TSS avaient subi une diminution de leur composition isotopique en oxygène. Ainsi, les $\delta^{18}O$ élevés des circulations hydrothermales dans les TSS pourraient correspondre à une contribution des carbonates et donc montrer un rapport fluide/roche assez faible et un contrôle local des fluides métamorphiques de la base des TSS. La composition très élevée en $\delta^{18}O$ des muscovites hydrothermales de l'échantillon MC 93-39 pourrait aussi correspondre à une interaction avec des carbonates. Si tel est le cas général pour l'ensemble des TSS, il est fort probable que la composition isotopique en oxygène des phyllosilicates de cette formation est un peu plus élevée que celle du granite ou de la HHC. Néanmoins, en tenant compte de la faible importance volumétrique des circulations hydrothermales dans cette partie de la chaîne, les phyllosilicates des TSS ont une composition moyenne crustale et leur $\delta^{18}O$ ne devrait pas excéder +12‰. Au vu des compositions isotopiques en hydrogène et oxygène des roches du LH, typiques d'une croûte métamorphique (Table III-11 et France-Lanord, 1987), nous pouvons supposer que les δD et $\delta^{18}O$ des phyllosilicates de cette formation sont respectivement entre -50 et -90 et +7 et +10 ‰.

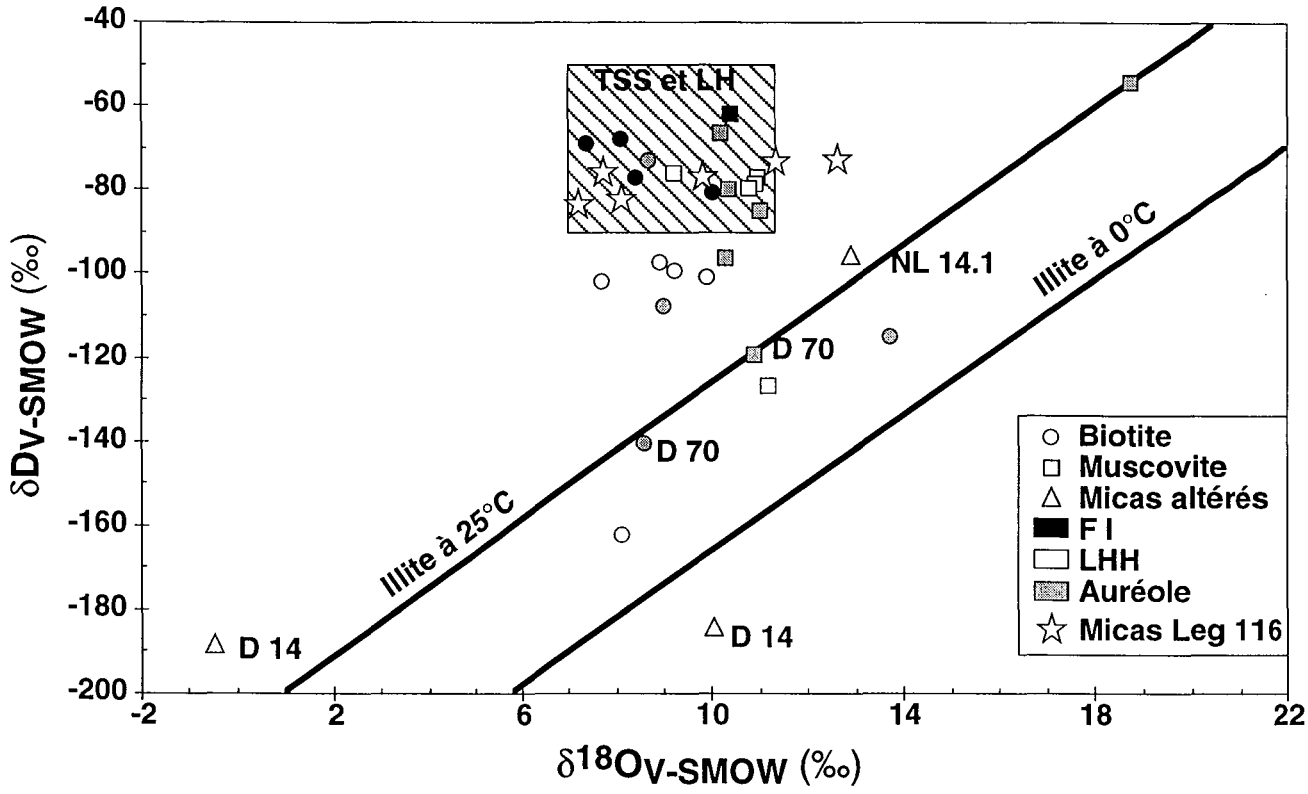


Figure III-20 : Composition isotopique en hydrogène et oxygène des phyllosilicates himalayens. Le champ hachuré pour les TSS et le LH est le champ communément utilisé pour des formations crustales.

Une autre estimation de la composition isotopique moyenne des phyllosilicates « détritiques » est d'analyser ces minéraux dans des sédiments, produits de l'érosion de ces formations. Une telle approche a été réalisée sur les sédiments marins du Cône du Bengale (Bouquillon *et al.*, 1990). La prédominance de la HHC en tant que source de ces sédiments ne permet toutefois pas de connaître la signature des TSS et LH. En revanche, l'ensemble des données, que cela soit sur les sables ou sur les roches analysées dans la chaîne sont significativement différentes de celles de minéraux néoformés. Les quelques phyllosilicates qui ont des compositions proches du domaine de compositions des minéraux néoformés (Figure III-20) correspondent à des roches fortement altérées à des températures élevées dans l'environnement proche des leucogranites. Les batholites himalayens sont caractérisés par une absence presque totale de circulation hydrothermale dans les roches environnantes (France-Lanord, 1987 ; France-Lanord *et al.*, 1988), ce qui implique que ces analyses ne sont pas significatives de phyllosilicates « détritiques » à l'échelle d'un bassin, comme le montre les micas détritiques des sédiments du cône du Bengale.

La différence en δD et $\delta^{18}O$ entre la fraction argileuse et les phyllosilicates himalayens traduit le pourcentage de minéraux néoformés. Dans le cas où cette proportion

est élevée, la composition isotopique du pôle néoformation pourra être estimé, à partir du moment où la minéralogie, la chimie et la température de néoformation sont connues. Nous considèrerons une gamme de 0 à 25°C pour la température moyenne du sol, alors que la minéralogie sera déterminée par diffraction des rayons X. La composition isotopique ainsi estimée pour les minéraux néoformés permettra de comparer avec la répartition des compositions isotopiques des eaux météoriques, propos du paragraphe suivant.

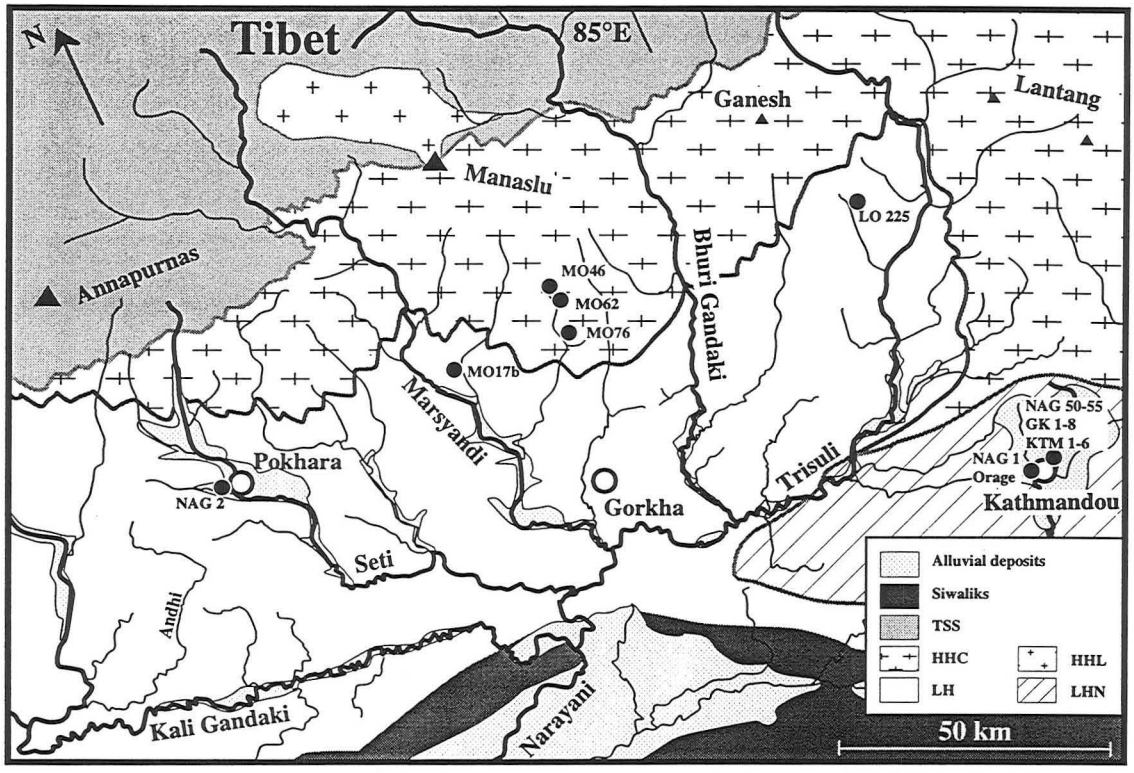
III-8) L'apport atmosphérique.

L'atmosphère apporte des éléments à un bassin versant par l'intermédiaire de 3 principaux vecteurs : la pluie, les aérosols et les gaz. La pluie est le principal (de l'ordre de 10^5 fois les autres flux en masse, d'après Berner et Berner, 1996). En revanche la chimie de ces différents apports n'est pas identique. Si l'eau et les éléments solubles sont véhiculés par la pluie, la principale source d'éléments tels que les terres rares et l'aluminium sont les aérosols. Notre principal intérêt dans l'étude et la caractérisation de l'apport atmosphérique est de pouvoir qualifier et quantifier le bruit de fond chimique du fluide intervenant dans la réaction d'altération. De plus, s'il existe une variabilité temporelle et spatiale de la signature chimique des eaux, cela pourra être un marqueur de lieu de l'altération.

Nous avons regroupé l'ensemble des données trouvées dans la littérature sur les précipitations pour le bassin du Gange-Brahmapoutre. En complément, nous avons prélevé des échantillons (figure III-21), au Népal en milieu urbain à Kathmandou et en montagne entre 850 et 3500 m et au Bangladesh en milieu urbain à Dhaka, en milieu rural à Mahastan et en position côtière à Bhola. Notre échantillonnage comprend surtout des évènements individuels et présente de ce fait une grande variabilité chimique. Afin d'obtenir une composition véritablement représentative, nous avons échantillonné en continu l'ensemble des précipitations de mousson sur Kathmandou du 25 juin 1997 au 29 Septembre 1997. Cet échantillonnage a été segmenté selon 6 périodes de 15 jours et une moyenne pondérée de la quantité a été calculée. En outre, les échantillons de Bhola correspondent à l'évolution temporelle (d'une heure) d'un seul évènement pluvieux.

Dans le cadre de notre approche, il n'est pas nécessaire de savoir faire la différence entre aérosol et pluie, en revanche il nous faut une caractérisation complète de l'apport dissous. C'est pourquoi notre échantillonnage d'eau de pluie n'a pas été équipé de système éliminant les dépôts secs. Nos échantillons n'ont été filtrés que juste avant l'analyse au laboratoire, plusieurs mois après leur prélèvement. La fraction des aérosols qui est solubilisée dans la pluie sur quelques semaines est donc prise en compte dans l'ensemble de notre échantillonnage.

Nous nous efforcerons donc de présenter les compositions isotopiques en hydrogène et oxygène de l'eau de pluie, en relation avec la localisation et la saison, avant de caractériser les sources d'apport en éléments dissous, par la composition élémentaire des éléments dissous majeurs, puis par la composition isotopique du Sr et enfin grâce à la teneur en métaux lourds dissous.



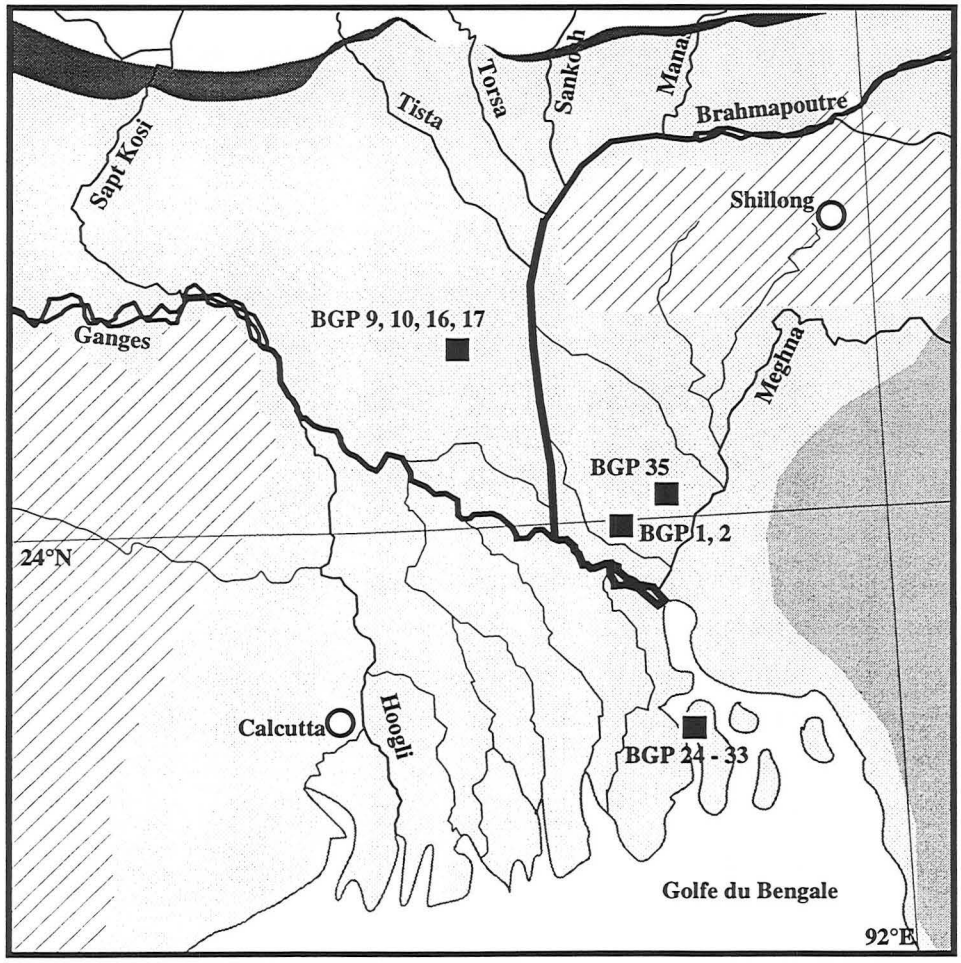


Figure III-21 : Localisation des échantillons de précipitation dans la chaîne, au Népal Central (carte supérieure) et au Bangladesh.

III-8-1) Les isotopes stables (O et H).

Une surveillance des compositions isotopiques des précipitations est réalisée par l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (IAEA). Les stations existantes sur le pourtour de la chaîne sont reportées sur la figure I-6 du chapitre I et regroupées dans la Table III-12. L'ensemble des précipitations mondiales définit une droite dans un diagramme δD et $\delta^{18}O$ dont l'équation générale est $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$ (Craig, 1961) et les précipitations de l'Asie du Sud-Est ne dérogent pas à cette règle (Figure III-22).

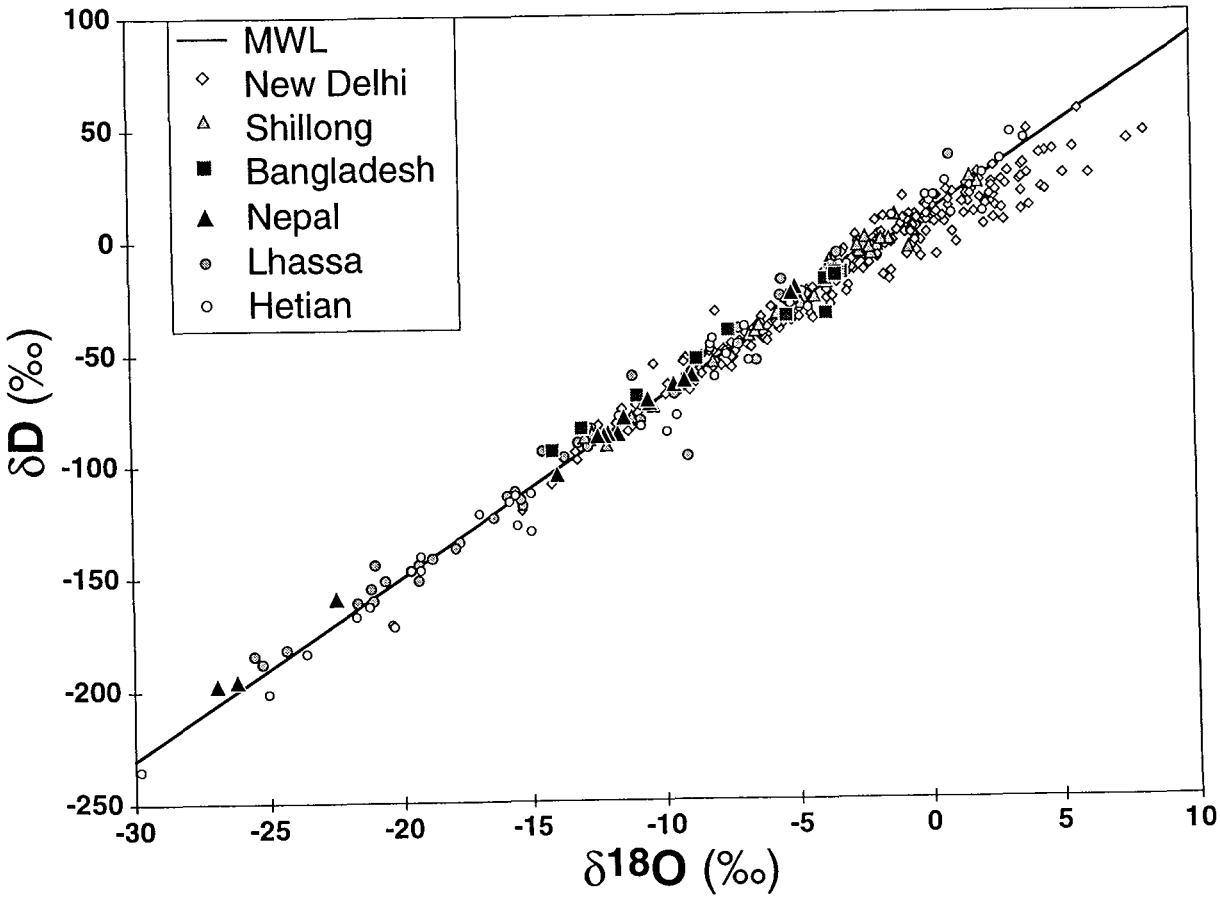


Figure III-22 : Compositions isotopiques (O et H) des eaux de pluies pour différentes stations de l'IAEA ainsi que nos échantillons du Népal et du Bangladesh.

III-8-1-1) L'évaporation

La station de New Delhi possède le suivi le plus complet. Les précipitations de mousson à New Delhi correspondent à la période de fin Juin à fin Septembre, mais ces dates sont variables d'une année sur l'autre (Rao, 1979). À partir de la base de données

disponible, il est difficile de traiter les précipitations de mousson de manière séparée. Les différents modes de traitement utilisés (e. g. Datta *et al.*, 1991 ; Rozanski *et al.*, 1993) aboutissent à une même conclusion, à savoir qu'il existe une différence significative entre les précipitations qui ont lieu durant les mois de mousson (juin à Septembre) et les précipitations des périodes plus sèches.

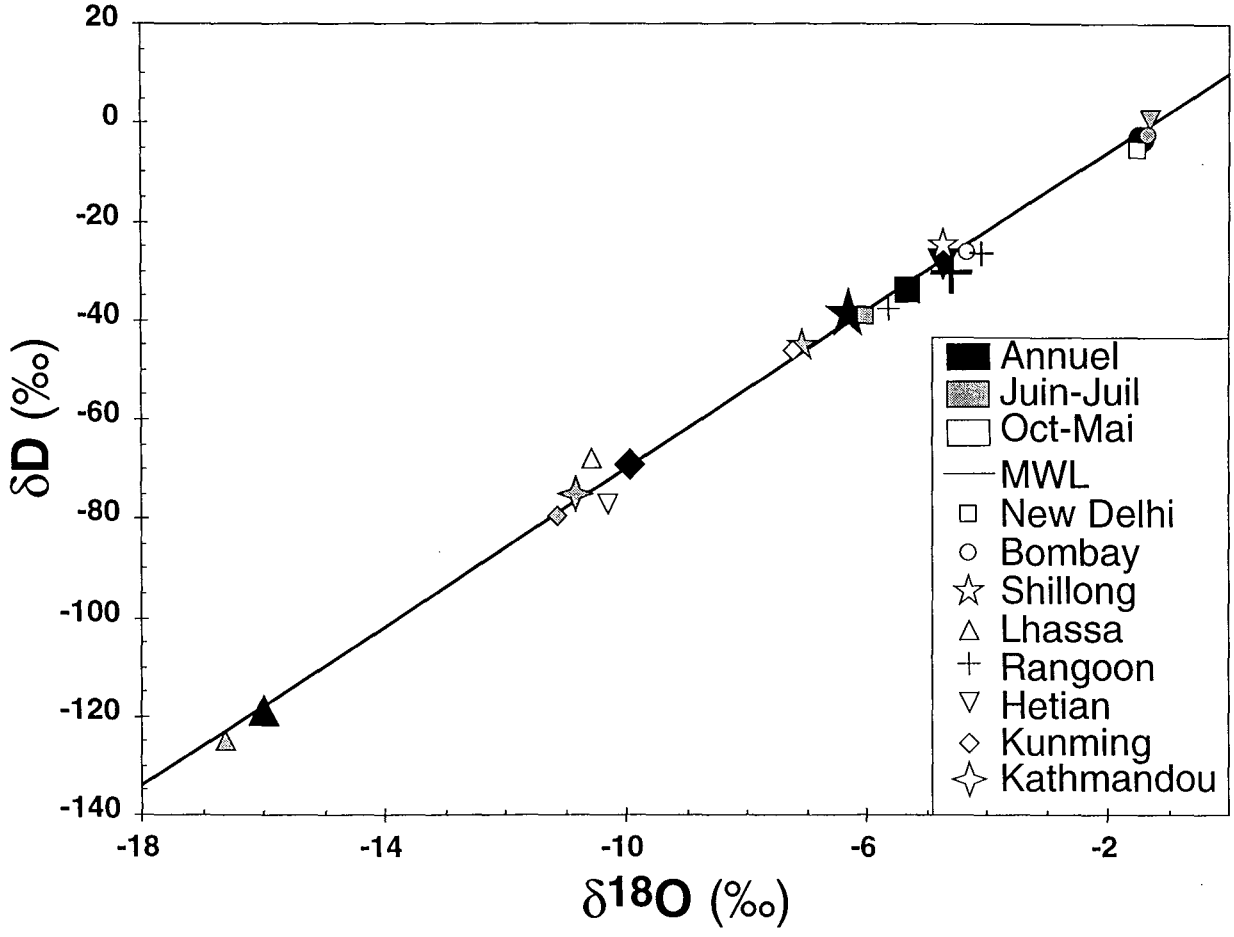


Figure III-23 : Compositions isotopiques (O et H) moyennes des eaux de pluies pour différentes stations de l'IAEA ainsi que la période de mousson 1997 à Kathmandou.

Les deux principales caractéristiques sont 1) que les fortes précipitations de juin à Septembre ont des δD et $\delta^{18}O$ plus bas que les précipitations des autres mois de l'année, et 2) que la pente de la droite δD *vs.* $\delta^{18}O$ est plus faible pendant la période sèche. Cette évolution vers des $\delta^{18}O$ plus élevés et un appauvrissement relatif en D correspond à des précipitations ayant subi une forte évaporation lors de la chute des gouttes de pluies pour la période sèche (Dansgaard, 1964). Cet effet d'évaporation est lié à une température importante au printemps et en début d'été associée à une humidité atmosphérique faible. Pour la période de 1960 à 1995, la droite des eaux météoriques correspondant à New Delhi est :

$$\delta D = (7.85 \pm 0.14) \times \delta^{18}O + (8.1 \pm 0.7) \; ; \; R^2 = 0.986 \text{ et } n = 237,$$

sur la base des moyennes mensuelles pondérées de la quantité de précipitation. La pente de cette droite est légèrement inférieure à celle de la droite mondiale, confirmant les précédents résultats. Les mois de Juillet, Août et Septembre définissent une droite de pente 8.26 ± 0.58 alors que les mois de Décembre à Mai une pente de 5.84 ± 0.55. Ainsi les mois d'hiver et de printemps sont largement influencés par de l'évaporation.

Pour les autres stations, le nombre de donné est moindre, mais il existe toujours une différence de composition isotopique entre la saison des pluies (Juin à Septembre) et le reste de l'année (Figure III-23 et table III-12). En revanche, il n'est pas possible d'observer les effets de l'évaporation pour les mois secs, par manque de données.

III-8-1-2) La continentalité

La caractéristique principale de l'ensemble des données est la grande dispersion des $\delta^{18}O$ annuels entre -16.0 ‰ à Lhassa et -1.5 ‰ à Bombay (Table III-12). Cette variation s'explique par l'effet de continentalité, ou d'éloignement à la mer qui traduit l'appauvrissement progressif des nuages en isotope lourd (e. g. Craig, 1961 ; Dansgaard, 1964). Les stations côtières de Bombay et Rangoon ont les compositions les plus élevées, mais différentes de plus de 3 ‰ pour la moyenne annuelle. Si la station de Rangoon a une composition similaire à celle des précipitations marines (-4 ‰, d'après Craig et Gordon, 1965), les précipitations de mousson à Bombay, ont un caractère particulier (voir paragraphe III-8-1-4).

Les $\delta^{18}O$ des eaux de nappes dans la région de New Delhi sont de -6 ± 1 ‰, similaires à la moyenne annuelle des précipitations locales (Krishnamurthy et Bhattacharya, 1991). Cette similitude a permis à ces auteurs d'utiliser les nappes dans la plaine du Gange comme des moyennes locales des précipitations. Leur $\delta^{18}O$ décroît en fonction de la distance à la côte du Golfe du Bengale. Une distillation de Rayleigh appliquée à ces masses nuageuses reproduit la répartition spatiale observée, en utilisant les flux d'entrée des masse nuageuses au niveau du Golfe du Bengale, et l'évapotranspiration sur le continent (Krishnamurthy et Bhattacharya, 1991).

Table III-12 : Moyenne pondérée des compositions isotopiques (O et H) des précipitations pour différentes stations de l'IAEA

Station	Saison	Altitude m	Années	Précipitation mm/an	$\delta^{18}O$ ‰	δD ‰
Kabul	Année	1860	1962-91	330	-7.1	-39
	Juin-Sept			13	-1.3	15
	Oct-Mai			317	-7.4	-41
« VERSANT SUD »						
New Delhi	Année	212	1960-95	802	-5.8	-38
	Juin-Sept			680	-6.4	-43
	Oct-Mai			122	-2.0	-7
Bombay	Année	10	1960-78	1985	-1.5	-3
	Juin-Sept			1885	-1.3	-2
	Oct-Mai			99	-4.3	-26
Shillong	Année	1598	1966-78	2158	-6.3	-39
	Juin-Sept			1401	-7.1	-46
	Oct-Mai			756	-4.7	-25
Rangoon	Année	20	1961-63	2428	-4.6	-30
	Juin-Sept			1764	-4.1	-27
	Oct-Mai			664	-5.6	-38
« VERSANT NORD »						
Hetian	Année	1375	1988-92	208	-4.7	-28
	Juin-Sept			129	-1.3	1
	Oct-Mai			79	-10.3	-77
Lhassa	Année	3649	1986-92	420	-16.0	-119
	Juin-Sept			377	-16.6	-125
	Oct-Mai			43	-10.6	-68
Kunming	Année	1892	1986-93	942	-9.9	-69
	Juin-Sept			654	-11.1	-79
	Oct-Mai			288	-7.2	-46

Les entrées maritimes de mousson forment une cellule orientée du S-W vers le N-E dans le Golfe du Bengale et de l'E-S-E vers l'W-N-W dans la plaine du Gange (e. g. Webster *et al.*, 1998). Les stations de Hetian, Kunming et Lhassa sont séparées des circulations atmosphériques de mousson par les principaux reliefs. Pour ces stations, l'effet isotopique de l'éloignement à la mer est accentué par l'importance des précipitations en flanc sud, et donc une distillation de la masse nuageuse plus poussée. La faiblesse de la quantité des précipitations ayant traversé la Haute Chaîne implique, en outre, que la contribution des autres sources de vapeur atmosphérique devient sensible, voire prépondérante. Ainsi les stations de Kunming et Lhassa sont aussi affectées par des précipitations provenant de l'Est. Pour ces stations, leurs altitudes sont très élevées par rapport à celles des stations indiennes. Ce paramètre influence aussi les $\delta^{18}O$ et δD des précipitations.

III-8-1-3) L'altitude et la température

La diminution de la température, liée à l'augmentation d'altitude entraîne une diminution des compositions isotopiques des précipitations, par augmentation du fractionnement isotopique entre la vapeur et le liquide (voir l'effet de la température dans Dansgaard, 1964). Cette relation à l'altitude de la station météorologique est bruitée par l'altitude de formation de la pluie au sein de la masse nuageuse, qui varie en fonction des circulations atmosphériques et de la géographie locale. En considérant la relation à la température pour l'ensemble des stations mondiales (0.7 ‰/°C d'après Dansgaard, 1964), et le gradient moyen de température avec l'altitude (-6°C/km), le gradient moyen de $\delta^{18}O$ avec l'altitude est de -4.2 ‰/km. Mais les effets locaux entraînent une variation de ce gradient entre -1.5 et -5.0 ‰/km (Yurtsever et Gat, 1981). Un gradient en altitude de -1.9 ‰/km a été mesuré pour les eaux de rivières du Gange, dans la partie montagneuse de son bassin, au Garhwal, mais cette mesure ne tient ni compte de l'altitude moyenne des bassins versant, ni de la répartition en altitude des précipitations (Ramesh et Sarin, 1992). Un gradient un peu plus élevé (-2.6 ‰/km) a été obtenu sur une large partie des rivières dans la partie Sud-Est du Tibet (Jinsheng *et al.*, 1981). La partie haute du bassin du Gange présente une unité climatique. Un modèle simple d'iso-répartition en altitude des précipitations suggère que le gradient en altitude de $\delta^{18}O$ dans les précipitations est le double de celui des rivières, donc de -3.8 ‰/km pour le flanc sud de la chaîne (Ramesh et Sarin, 1992).

La différence de $\delta^{18}O$ entre Kathmandou à 1320 m d'altitude et la plaine du Gange à près de 100m d'altitude, à la même distance de la mer est de 5 ‰ en utilisant la moyenne de la mousson 1997 (Table III-13) et les eaux de nappes (Krishnamurthy et Bhattacharya, 1991). Cette différence correspond à un gradient en altitude de -4.1 ‰/km, très similaire au gradient moyen et à celui déterminé à pour le flanc sud de la chaîne au Garhwal. Ainsi, il est possible d'expliquer la différence entre les compositions isotopiques de la plaine et de Kathmandou par la différence d'altitude.

Table III-13 : Composition chimique et isotopique (O et H) des précipitations échantillonnées au Népal

Ech.#	Date	$\delta^{18}O$	δD	TDS	HCO_3^-	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
		‰	‰	mg/l					µmol/l				
KATHMANDOU													
Orage	29.05.93	-4.9	-21	9	86	1.42	12	5	6	22	21	4	33
NAG 50	25.07.95	-11.7	-86	25	275	2.63	14	9	11	10	3	5	150
NAG 51	7.08.95	-14.0	-104	18	215	0.53	4		5	3	2	4	108
NAG 52	19.08.95	-10.5	-73	5	42		5	3	4	4	3	1	24
NAG 53	22.09.95	-12.0	-86	31	342	1.05	9		21	6	8	10	180
NAG 54	29.09.95	-12.2	-87	10	106		6		10	4	4	4	59
NAG 55	10.11.95	-26.9	-197	7	58	1.58	14		8	15	11	3	28
NAG 1	10.11.95	-26.2	-196	6	72	0.53	4	0	2	5	4	4	31
GK1	16.05.96	-1.7	n.d.	9	84	1.11	10	3	11	8	2	5	50
GK2	20.05.96	-3.6	n.d.	26	114	3.84	87	70	43	91	27	18	104
GK3	9.06.96	-3.3	n.d.	5	21	3.42	11	17	7	7	4	4	24
GK4	21.06.96	-11.0	n.d.	0.6	2	0.47	1	0	3	3	2	1	1
GK5	7.07.96	-6.9	n.d.	8	57	0.47	8	9	8	6	41	2	20
GK6	3.08.96	-15.2	n.d.	20	209	1.21	23	6	9	115		3	68
GK7	12.08.96	-18.8	n.d.	58	436	9.21	8	130	77	87	16	12	306
GK8	9.09.96	-15.9	n.d.	176	2147	0.95	5	1	13	1	22	31	1046
MOUSSON 1997													
KTM1	25/06-09/07	-12.4	-88	0.8	1		2	3	3	1	1	1	4
KTM2	10/07-24/07	-8.9	-61	2.5	12		9	1	7	3	1	2	13
KTM3	25/07-05/08	-10.5	-72	2.0	-2		12	9	5	3	2	2	10
KTM4	06/08-24/08	-11.4	-80	1.9	1		19	1	5	7	3	2	8
KTM5	25/08-07/09	-9.1	-64	4.1	3		20	10	14	7	4	4	21
KTM6	08/09-29/09	-9.5	-66	4.9	28		14	11	7	6	5	4	24
KTMΣ	25/06-29/09	-10.8	-75	2.2	6		11	4	6	4	2	2	11
CHAÎNE													
LO 225	x.05.93	-5.1	-24	3	17	0.68	6	5	2	5	4	2	10
NAG 2	10.11.95	-22.5	-158	2.0	18		5	2	1	6	2	1	8
MO 17b	2.05.97	n.d.	n.d.	5.0	29		2	26	3	4	5	6	21
MO 46	6.05.97	n.d.	n.d.	2.6	1		5	13	8	3	5	2	12
MO 62	7.05.97	n.d.	n.d.	1.9	18		2	1	2	1	3	1	9
MO 76	8.05.97	n.d.	n.d.	1.7	12		2	3	2	4	3	0	7

KTMΣ correspond à la moyenne pondérée de la quantité de KTM1 à 6.

La station de Shillong est située à une altitude supérieure à celle de Kathmandou, alors que le $\delta^{18}O$ y est plus élevé de 3.7 ‰ pour les précipitations de mousson. En utilisant le gradient en altitude déterminé pour Kathmandou, le $\delta^{18}O$ dans la plaine au Bangladesh devrait être de -1.0 ‰. Cette valeur élevée pourrait traduire le très faible éloignement à la mer, cependant, aucune mesure d'évènements pluvieux individuels au Bangladesh pendant la mousson n'est plus élevée que -3.2 ‰ (Table III-14). De plus, les précipitations océaniques ont généralement un $\delta^{18}O$ autour de –4 ‰ (e. g. Craig et Gordon, 1965).

Table III-14 : Composition chimique et isotopique (O et H) des précipitations échantillonnées au Bangladesh

Ech.#	Date	$\delta^{18}O$	δD	TDS	HCO_3^-	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
		‰	‰	mg/l					µmol/l				
RÉGION DE DHAKA													
BGP1	29.07.96	-7.5	-42	15	7	5.58	46	39	53	41	61	5	46
BGP2	31.07.96	-14.1	-95	3	27	0.32	1	1	2	0	3	1	14
BGP35	13.08.96	-3.7	-34	12	92	0.37	37	5	11	36	14	6	47
RÉGION DE MAHASTAN													
BGP9	3.08.96	-13.0	-85	2	14	0.84	5	2	2	6	11	1	5
BGP10	4.08.96	-10.9	-70	0.7	-5	0.47	4	4	3	2	4	0	2
BGP16	6.08.96	-5.3	-35	9	38	0.26	23	28	13	18	24	4	32
BGP17	7.08.96	-8.6	-54	0.8	-12	0.53	6	6	7	3	3	1	3
RÉGION DE BHOLA													
BGP24	11.08.96	-3.2	-16	16	129	0.37	48	8	6	53	47	9	40
BGP25	11.08.96	-3.4	-17	9	64	0.32	50	6	3	37	24	5	28
BGP26	11.08.96	-3.4	-17	6	41	0.16	38	3	2	25	14	3	20
BGP27	11.08.96	-3.4	-16	5	34	0.11	26	1	2	18	11	2	15
BGP28	11.08.96	-3.6	-16	4	27		18	2	2	14	8	2	12
BGP29	11.08.96	-3.4	-16	4	27		21	2	2	17	10	2	11
BGP30	11.08.96	-3.4	-17	10	108	0.11	16	2	1	18	7	2	51
BGP31	11.08.96	-3.5	-17	4	17	0.11	34	3	1	20	11	2	11
BGP32	11.08.96	nd	-20	1.3	8	0.16	4	3	1	3	2	2	4
BGP33	11.08.96	-3.8	-19	16	66	0.84	149	4	2	108	52	5	27

Ces données ne permettent pas de calculer une moyenne précise, mais ne peuvent en aucun cas indiquer un $\delta^{18}O$ de -1 ‰ comme moyenne des précipitations au Bangladesh. Les précipitations sont très importantes sur cette partie du bassin et particulièrement sur le plateau de Shillong (Figure I-6 dans le Chapitre I). De plus, la couche nuageuse au Bangladesh a une altitude relativement élevée (1000-1500 m). Ces effets conjugués de la quantité et de l'altitude des nuages minimisent le rôle de la température (voir le paragraphe suivant). La position très en avant de la chaîne rend la station de Shillong assez singulière, et ne nous permet pas de la considérer comme montagneuse. Ainsi, les précipitations ne semblent être marqué par l'effet d'altitude (i.e. de température) que dans la chaîne, alors que la plaine et les Siwaliks seraient contrôlées par l'effet de quantité, caractéristique des précipitations de la zone inter-tropicale (Dansgaard, 1964).

III-8-1-4) L'effet de la quantité et origine des masses nuageuses

Les compositions isotopiques des principales stations sont plus appauvries en isotopes lourds pendant les mois de Juin à Septembre que pendant le reste de l'année (Figures III-23 et III-24; Table III-12). Seules les stations de Bombay, Hetian, Rangoon et Kabul montrent des $\delta^{18}O$ plus élevés que leur moyenne annuelle. Sachant que la période pluvieuse à Kaboul est l'hiver, contrairement aux autres stations, la règle générale est une diminution des $\delta^{18}O$ avec l'augmentation de la quantité de précipitation.

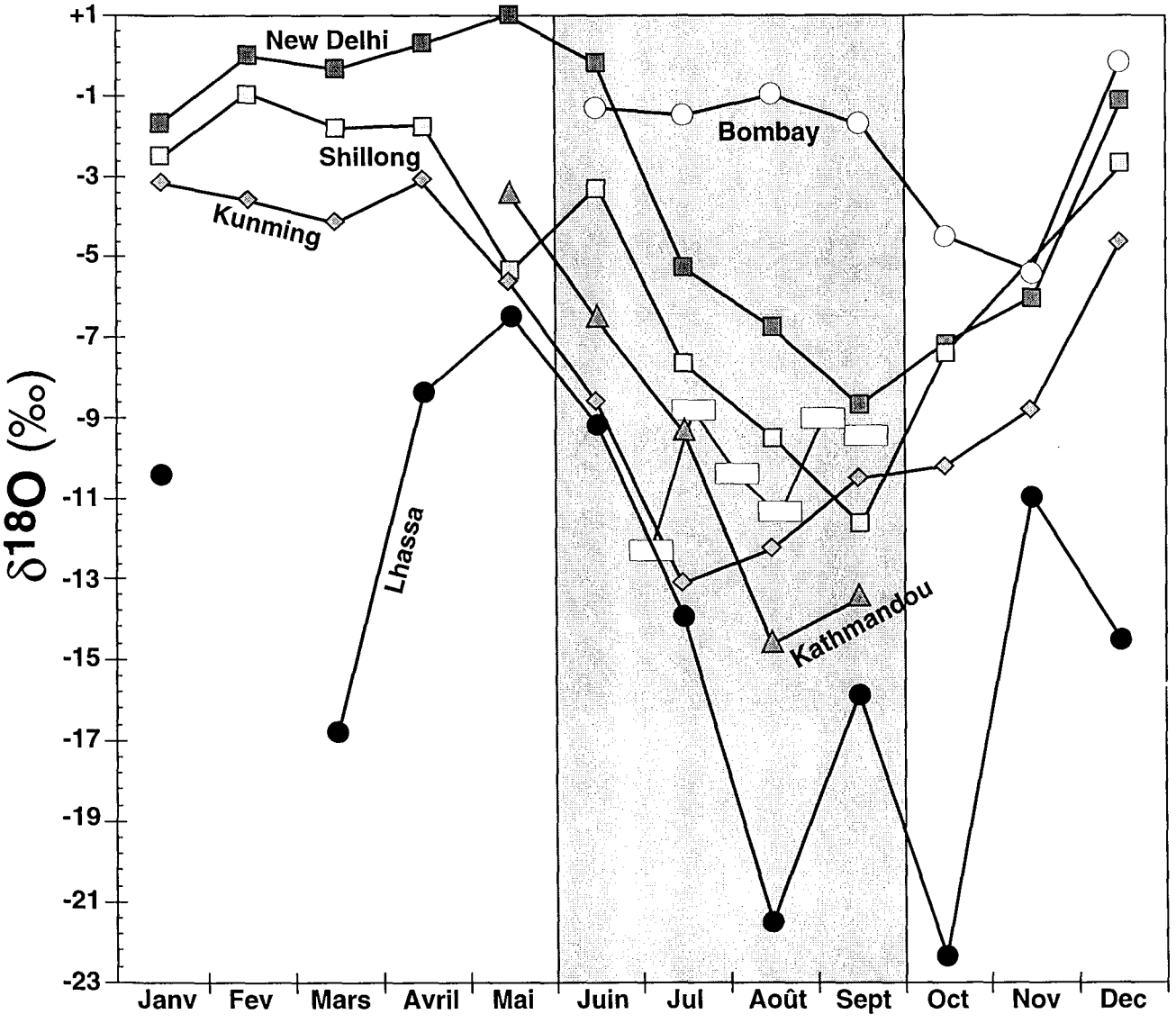


Figure III-24 : Variation mensuelle des $\delta^{18}O$ des précipitations pour les stations de l'IAEA, la moyenne des évènements individuels (triangles) et de l'échantillonnage intégré de la mousson 1997 (rectangles blancs) à Kathmandou.

L'effet de quantité, relation inverse entre précipitation et $\delta^{18}O$ ou δD, est lié au fait que plus on extrait une forte proportion d'eau d'un nuage plus celle-ci sera appauvrie en isotope lourd par distillation (Dansgaard, 1964). La forte hydrométrie proche du sol pendant cette période minimise aussi la ré-augmentation par évaporation des gouttes de pluies. L'échantillonnage temporel d'un même évènement pluvieux en zone côtière, dans la région de Bhola (BGP 24 à 33) a une composition isotopique constante et proche de celle des eaux de précipitation en milieu marin, ce qui indique une très faible diminution de la quantité de vapeur d'eau dans la masse nuageuse à cet endroit. La faible différence saisonnière autour de la composition des précipitations marines pour la station côtière de Rangoon implique une conclusion similaire. La diminution du $\delta^{18}O$ lors de la saison

humide semble augmenter avec la continentalité, de -2.4 ‰ pour Shillong qui est à 450 km de la côte à -6 ‰ pour Lhassa et Kaboul. Nos données à Kathmandou ne permettent pas de le calculer avec précision, mais il pourrait être entre -6.5 et -5.0 ‰ (Figure III-24 et Table III-13). Il serait intéressant de comparer les compositions isotopiques des précipitations orographiques pour savoir si la position de Kathmandou dans une cuvette n'accentue pas la différence d'altitude entre la masse nuageuse et le sol et donc, l'effet de l'altitude par rapport à l'effet de la quantité. Ce dernier est tout de même le principal paramètre, y compris à Kathmandou, auquel se surimpose, l'effet de l'altitude. Le faible nombre de station ne permet de définir qu'une tendance, mais l'augmentation de la différence de composition entre période sèche et humide avec la continentalité est cohérente avec l'origine de l'effet de la quantité. En effet, si l'appauvrissement en $\delta^{18}O$ pendant la saison des pluies est le résultat d'une plus forte quantité de vapeur qui se condense et précipite en un lieu donné, cela signifie que la distillation de Rayleigh est plus « efficace » avec la distance.

Pour déterminer les effets d'altitude et de continentalité sur l'effet de la quantité, la trajectoire et l'origine des masses d'air doivent être estimées. Un paramètre déterminant l'origine et les conditions de formation de la vapeur d'eau atmosphérique est l'excès de deutérium qui traduit les aspects cinétique lors de l'évaporation (Dansgaard, 1964 ; Craig et Gordon, 1965 ; Jouzel *et al.*, 1982). L'excès de deutérium (d) est défini par la relation : $d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$. Les principaux paramètres qui le font varier sont la température de la surface de la mer, l'humidité à l'endroit de l'évaporation et la vitesse du vent. De manière générale, plus la vapeur se forme rapidement au-dessus de l'océan, plus l'excès de deutérium sera important. Sa répartition saisonnière est variable d'une station à l'autre (Figure III-25).

Durant la mousson d'été, les vents dominants proviennent de la mer d'Arabie pour Bombay et du Golfe du Bengale pour les autres stations (Cadet et Reverdin, 1981). La forte similitude de l'excès de deutérium pour toutes les stations, autour de 9 ± 2 ‰, signifie que les précipitations de mousson ont une même origine, y compris pour Kathmandou et Lhassa. Les processus d'évaporation en Mer d'Arabie et dans le golfe du Bengale ne sont pas suffisamment différents pour entraîner une signature isotopique distincte entre ces 2 zones d'alimentation en vapeur d'eau de l'atmosphère. En revanche, les précipitations des mois d'Octobre à Mai ont des origines variables, que cela soit pour une même station ou entre les différentes stations (Figure III-25). L'utilisation quantitative de l'excès de deutérium en milieu continental, sur la base de modèle atmosphérique est assez délicate, car le modèle doit intégrer les effets cinétiques lors de l'évapotranspiration (Joussaume *et al.*, 1984). Ainsi, sans une analyse des trajectoires des masses d'air, il paraît très difficile d'interpréter l'excès de deutérium pour les périodes sèches. La seule étude ayant comparé les $\delta^{18}O$ avec les directions des vents a montré une

variation moyenne de 9.2 ‰ entre 2 périodes à vents dominants différents, en flanc Nord de la chaîne (Aizen *et al.*, 1996). Cette différence peut correspondre 1) à une proportion différente des apports venant de l'Océan Indien et Pacifique (ibid.), qu'une analyse de l'excès de deutérium pourrait confirmer, ou alors 2) à une distillation plus efficace, liée à la longueur du trajet des masses d'air en flanc nord de la chaîne.

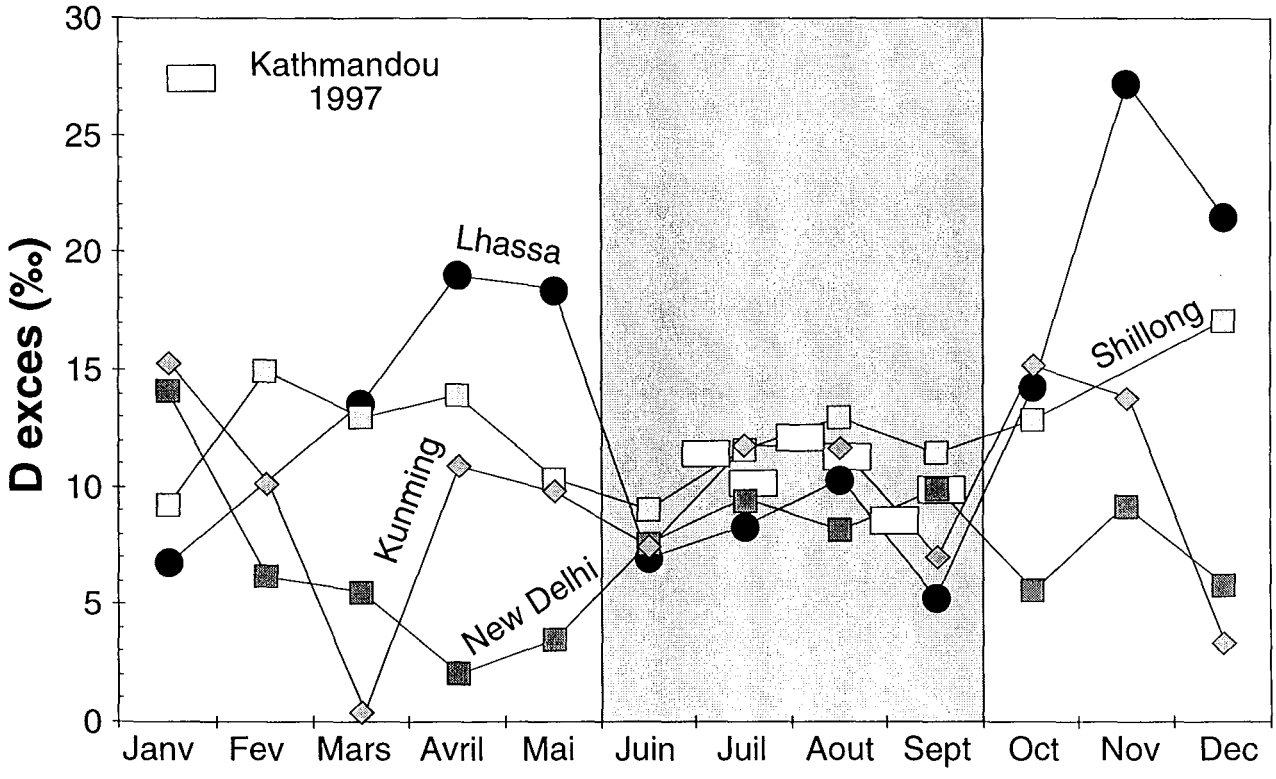


Figure III-25 : Variation mensuelle de l'excès en deutérium pour les stations de l'IAEA, et l'échantillonnage intégré de la mousson 1997 à Kathmandou.

III-8-1-5) Apport des compositions isotopiques (O et H) des précipitations pour notre étude

La répartition spatiale des δD et $\delta^{18}O$ des précipitations nous permet 1) de définir et quantifier les zones d'alimentation en eau d'un bassin, à partir de l'analyse des compositions isotopique des rivières, et 2) de localiser la partie du bassin à pédogenèse importante en utilisant les analyses isotopiques des minéraux néoformés, comme des argiles ou carbonates pédogéniques ou biologiques. La variation saisonnière des signatures isotopiques des eaux de pluie donne, en outre, la possibilité de regarder les temps de transferts entre les différents compartiments hydriques d'un bassin, tels que le ruissellement, les sols et les nappes. Elle pourrait aussi permettre de connaître la saison de formation des minéraux pédogénique par une analyse détaillée de sols actuels (e. g. Stern *et al.*, 1997). En revanche, la variabilité saisonnière introduit une incertitude importante

pour la quantification des zones d'alimentation de l'eau et des minéraux néoformés transportés par une rivière.

III-8-2) Composition chimique des précipitations.

La concentration en éléments dissous (TDS) est de 0.6 à 176 mg/l pour les échantillons du Népal et de 0.7 à 15.6 mg/l pour ceux du Bangladesh (Table III-13 et III-14). Une variabilité similaire est reportée dans la littérature, tant dans la partie montagneuse que dans la plaine, ou proche de la mer (Table III-15).

Table III-15 - Composition chimique des eaux de pluie dans le bassin du Gange-Brahmapoutre

Ref	Pays	Région	Date	n	TDS	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Si
					mg/l	µmol/l									
(1)	Tibet	Everest	1986	120				6.1	2.9	4.5	7.5			16	0.5
(1)	Népal	Yala	1970-81	55				9.9	2.4	2.1	11				
(2)	Népal	Ngozumpa	1989-90	30				0.3	0.1	0.1	0.3			0.2	
(2)	Tibet	Xixabangm	1990-91	31				0.5	0.2	0.6	0.4			0.6	
(2)	Tibet	Qiang Yong	1990-91	17				0.5	0.2	0.6	0.4			0.6	
(3)	Népal	Likhu	1991-93	73					9.4	4.2	13	4.9	17	29	
(4)	Népal	Kathmando	1995-96	11	9.3	91	1.3	8.7	6.2	5.3	15	7.9	3.0	44	4.2
(4)	Népal	Kathmando	1997	40	2.2	5.5		11	5.7	4.4	4.3	2.5	1.9	11	
	Himalaya	Moyenne			5.7	53	1.3	8.1	4.9	4.0	8.7	4.4	11	20	0.8
(5)	Inde	Calcutta	1967	M*	12.3	59		41	35	4.6	41	8.4	15	48	62
(6)	Inde	Calcutta	1975	56	6.1	41		28	7.8		37	4.4	4.9	17	
(6)	Inde	Delhi	1975	56	7.7	74		18	4.4		30	5.9	3.7	29	
(6)	Inde	Gulmarg	1975	28	6.2	64		8.7	3.5		20	3.1	6.6	22	
(7)	Inde	Chembur	1990	M*	23.0	78		165	70	30	168	6.9	18	45	
(8)	Inde	Dayalbagh	1991	M*	14.2	116		24	14	18	55	7.7	13	42	
(9)	Inde	Silent	1989-90	M*	7.7	26		43	10	21	46	4.0	7.0	22	
(9)	Inde	Throughfall	1989-90	M*	20.0	126		81	11	34	81	51	19	46	
(10)	Inde	Gopalpura	1996	M*	11.9	41.8	25	31	7.7	43	19	2.5	39	67	
(4)	Bangladesh		1996	7	5.8	26	1.2	20	12	8.6	17	16	2.4	20	3.0
	Plaine	Moyenne		M*	13.1	84		44	24	22	51	5.4	13	36	

Les concentrations élevées en chlore d'après Collins et Jenkins (1996) n'ont pas été prises en compte car l'électroneutralité de leurs analyses n'est pas possible à réaliser même en imposant l'absence d'HCO_3^-. [HCO_3^-] a été obtenu par balance des charges. Données d'après : (1) : Wake et al. (1990) ; (2) : Wake et al. (1993) ; (3) : Collins et Jenkins (1996) ; (4) : ce travail ; (5) :Handa (1969) ; (6) : Sequeira et Kelkar (1978) ; (7) : Khemani *et al.*, (1994) ; (8) : Saxena *et al.*, (1996) ; (9) : Rao *et al.*, (1995) ; (10) : Satsangi *et al.*, (1998). M* : moyennes pondérées de la quantité de précipitation.

La teneur moyenne en éléments dissous dans la plaine est supérieure à celle dans la chaîne (Table III-15). Dans la chaîne, elle est plus élevée à la latitude du Népal qu'a celle du Karakorum (Wake *et al.*, 1990). Les teneurs élevées des TDS peuvent être interprétées

comme une influence plus forte des aérosols marins (interprétation de la différence entre le Népal et le Karakoram, Wake *et al.*, 1990) ou alors traduisent une teneur et/ou dissolution plus importante des aérosols continentaux. La contribution des sels marins doit donc être déterminée pour interpréter correctement les variations de teneur en éléments dissous dans les précipitations.

III-8-2-1) Estimation de la proportion marine des éléments

Une des idées simples pour déterminer l'origine des éléments dissous des précipitations est de considérer que l'évaporation au niveau des océans entraîne des sels marins, sous forme d'aérosols, qui ensuite se dissolvent lors de la nucléation dans les nuages. Le reste des éléments, généralement minoritaire, provient de la dissolution d'aérosols continentaux. Pour exprimer la part provenant de l'océan, ou proportion de sels marins, le chlore dissous dans la pluie est supposé n'avoir qu'une origine marine. Si la contribution des aérosols crustaux pour le Cl peut être négligée, les apports anthropiques et le dégazage volcanique sont deux sources potentielle de Cl dans l'atmosphère. Nous considèrerons qu'elles sont négligeables. La contribution marine pour les autres éléments est calculée à partir des concentrations de l'eau de mer normalisée à la concentration de Cl par la relation :

$$\text{Proportion de sel marin (\%)} = \frac{\sum_i \frac{[X_i]_{EM}}{[Cl]_{EM}} \times [Cl]_{EP}}{\sum_i [X_i]_{EP}} \times 100$$

, où X représentent les autres éléments dissous dans l'eau de mer (suffixe EM) ou dans l'eau de pluie (suffixe EP). Une étude des aérosols marins, juste au dessus de leur zone de formation, montre que leurs processus de formation ne fractionnent que peu les rapports élémentaires des éléments que nous considérons ici (Tsunogai *et al.*, 1972). Nous utiliserons donc les concentrations de l'eau de mer (e. g. Michard, 1989).

III-8-2-2) Variabilité et relation avec le $\delta^{18}O$

En effectuant une telle estimation, la proportion de sel marin varie de 0.2 à 65 % pour les échantillons du Népal et de 2.6 à 62 % pour ceux du Bangladesh (Figure III-26). Cette variabilité se retrouve à l'échelle d'un évènement pluvieux, puisque la proportion de sel marin à Bhola varie de 10 à 62 %, sans relation avec la quantité totale d'éléments dissous. Lors de cet évènement, il n'existe pas non plus une évolution temporelle monotone de la contribution marine. Pourtant, pour ces précipitations, le $\delta^{18}O$ est constant et similaire à celui des précipitations marines (Figure III-26). Le vent, dans la partie basse

de l'atmosphère (0 à 100 m du sol) a bien souvent des directions différentes du vent au niveau de la couche nuageuse. Cette différence pourrait entraîner une contribution très locale en aérosols continentaux, venant se rajouter à la proportion régionale qu'échantillonne le nuage. Une étude de l'évolution de la chimie d'un événement pluvieux, en Inde, a proposé que Ca et Mg, provenant de particules du sol, se solubilisaient lors de la chute de la pluie, alors que NH_4^+ était le cation majoritaire qui était incorporé dans le nuage (Satsangi *et al.*, 1998). Ainsi, l'apport et/ou la mise en solution des aérosols continentaux peut être largement indépendant de la pluie, d'autant plus que la phase liquide a été analysée après plusieurs mois, durant lesquels la dissolution partielle des précipitations solides récoltées a eu lieu.

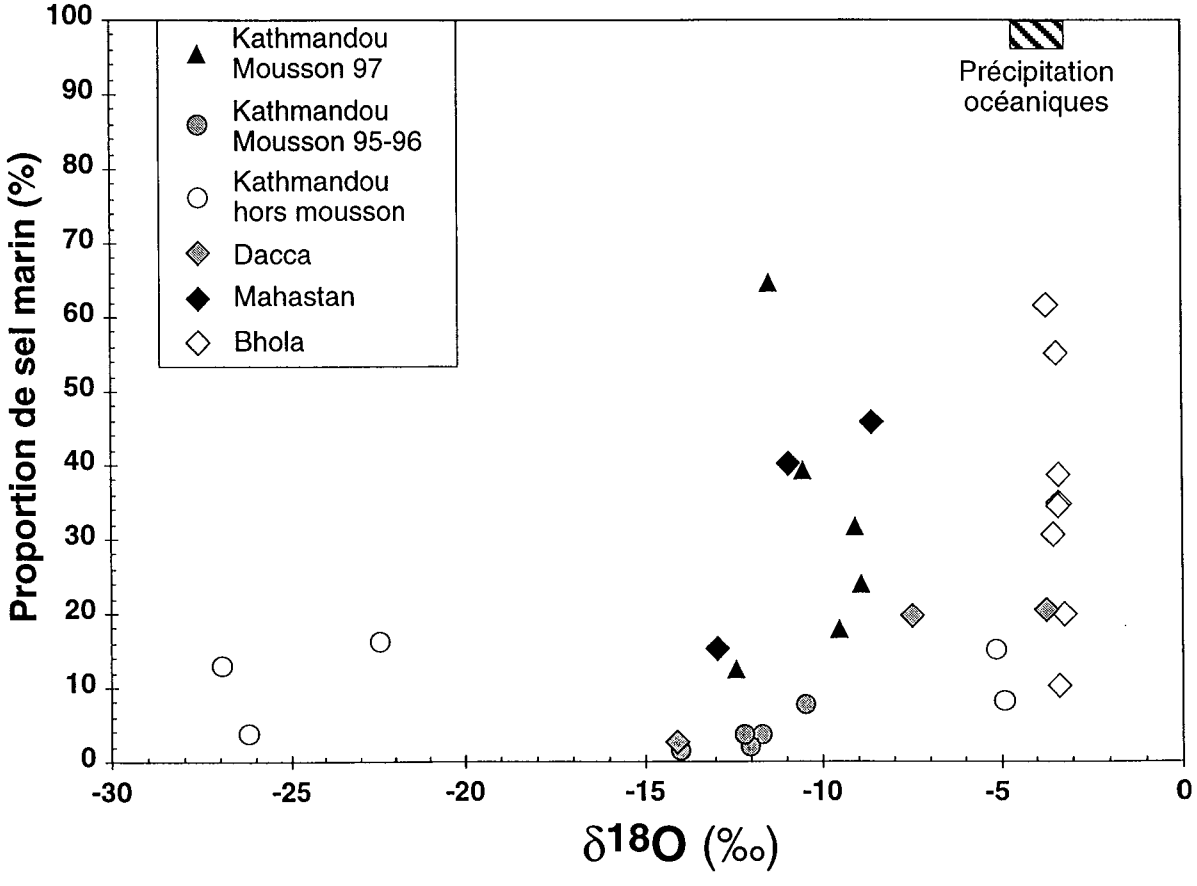


Figure III-26 : Contribution des sels marins à la chimie des eaux de pluies du Népal et Bangladesh en fonction de leur composition isotopique en oxygène.

Cette grande variabilité se retrouve sur les échantillons intégrant 15 jours de précipitations de mousson à Kathmandou. La première période (du 25 Juin au 9 Juillet) correspond aux plus fortes précipitations (et au $\delta^{18}O$ le plus bas). Elle a pourtant la

proportion la plus faible de sels marins (13%) par rapport à l'ensemble de la mousson 97. L'atmosphère locale, en début de mousson doit vraisemblablement avoir une teneur élevée en aérosols. Kathmandou se trouve dans une cuvette à forte influence anthropique, en particulier pour la teneur en aérosols, par l'état des sols (labours) et la présence de cimenterie. Les autres périodes définissent une corrélation négative entre le $\delta^{18}O$ et la proportion de sel marin (Figure III-26). A un endroit donné, plus le $\delta^{18}O$ est bas, plus la quantité de précipitations est importantes (paragraphe III-8-1-4) et plus la contribution océanique est grande. Ainsi, l'intensité des précipitations entraîne un lavage de l'atmosphère pendant la mousson. Si cette systématique se vérifie, la contribution continentale pendant la mousson, quoique prépondérante (77% en 1997), est un peu plus faible qu'en période hors mousson. Nos échantillons individuels de Kathmandou, montrent le contraire mais ne peuvent pas être considérés comme représentatifs pour documenter cette tendance globale au lessivage des basses couches de l'atmosphère. Un échantillonnage des précipitations sèches et humides hors mousson, intégré sur plusieurs jours, est nécessaire pour quantifier cette différence.

Ainsi, les plus forts TDS dans la chaîne sont associés à une contribution dominée par les aérosols continentaux, y compris pendant la mousson. La faible influence marine sur les précipitations de mousson avait déjà été reportée pour les précipitations à Calcutta (Handa, 1969). Sachant cela, la chimie de la contribution continentale est à peu près similaire à celle des eaux de pluies. Pour nos échantillons, cette chimie est assez variable, entre un pôle carbonate marqué par HCO_3^- et $Ca^{2+} \pm Mg^{2+}$, un pôle sulfate et un pôle silicate marqué par une association de Na^+ et K^+ (Figure III-27). Certains échantillons ont aussi une teneur en nitrate non négligeable (Table III-13 et III-14).

La dissolution d'aérosols carbonatés, entraînant de fortes concentrations en calcium dans les pluies ou les neiges a été proposée, mais l'origine de ces carbonates reste assez débattue, entre une source moyen-orientale (e. g. Sequeira et Kelkar, 1978), une origine des steppes de l'Asie centrale (e. g. Wake *et al.*, 1993) et une source locale (e. g. Collins et Jenkins, 1996). La composition moyenne des pluies a un rapport molaire Na/Cl de 1.2 dans la plaine et de 1.1 dans la chaîne (Table III-15). Ce rapport est supérieur à celui de l'eau de mer (0.86), ce qui implique la dissolution partielle de minéraux silicatés, principale phase sodique des aérosols continentaux. Les sulfates ne montrent pas de corrélation générale avec le calcium et le sodium, mais localement la présence d'aérosols contenant du gypse (Wake *et al.*, 1994) ou de la mirabilite (Collins et Jenkins, 1996) a été proposé. La forte utilisation de bois comme combustible, implique l'émission importante de SO_2 sur tout le continent indien. La quantification de ce flux, montre que la principale source de sulfate dans la pluie est l'acide sulfurique, produit par l'hydrolyse de SO_2 anthropique (Arndt et Carmichael, 1997 ; Azad et Kitada, 1998). Cet acide peut se dissoudre directement dans la pluie (pluie acide), ou bien interagir avec les aérosols

(carbonatés ou silicatés) et favoriser leur dissolution. Cette interaction avec les aérosols introduit une corrélation entre sulfate et calcium, dans le cas d'un aérosol carbonaté, qui n'a pas de signification en terme d'origine. Pour essayer de différentier les apports silicatés et carbonatés, nous avons analysé la composition isotopique du Sr, ainsi que la teneur en Sr et Rb, propos du paragraphe suivant.

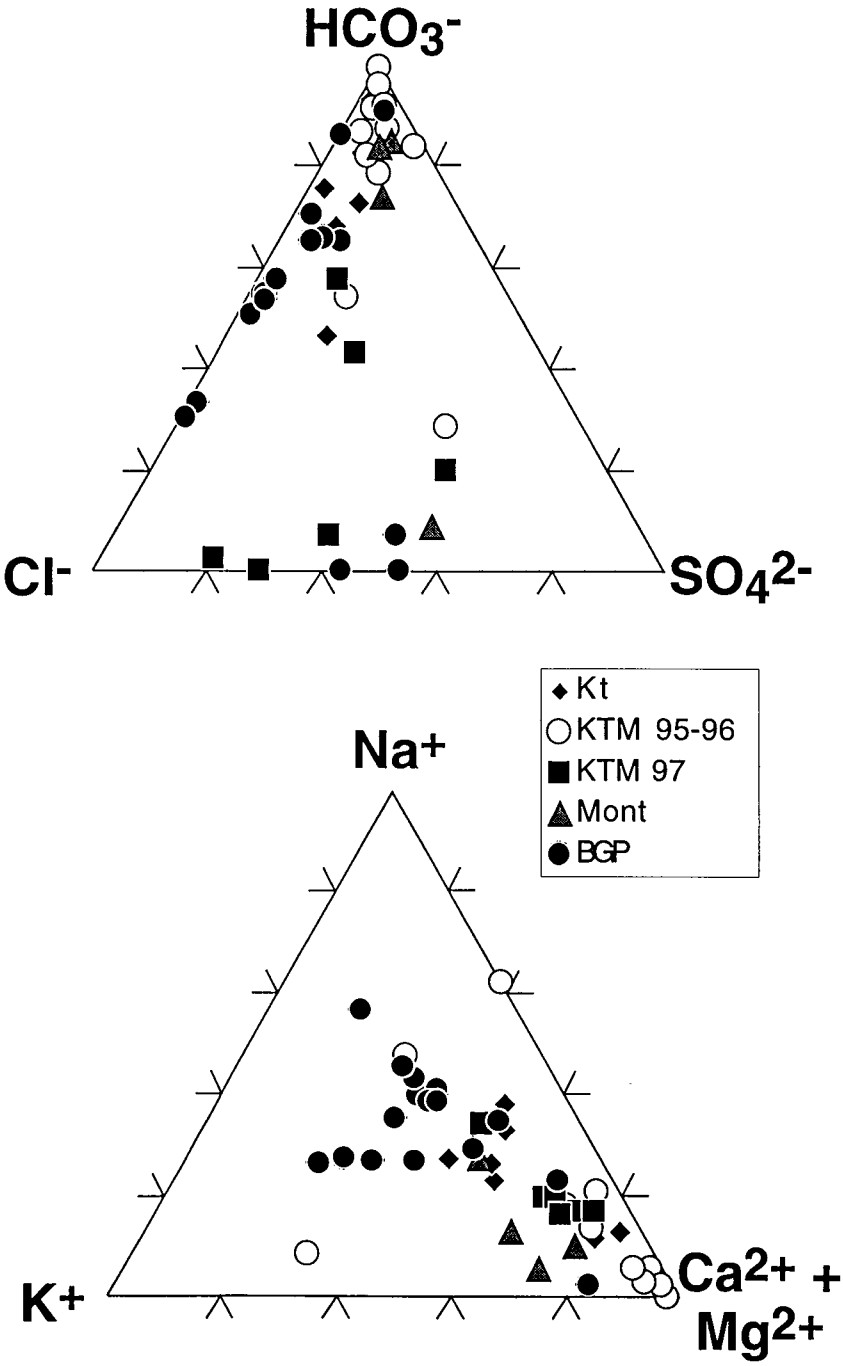


Figure III-27 : Proportions relatives des anions (triangle supérieur) et des cations (triangle supérieur) pour les échantillons du Bangladesh (BGP) et du Népal (Kt : Kathmandou, période sèche, KTM 95-96 : échantillons de Kathmandou pendant les mois de Juin à Septembre de 1995 et 96; KTM 97 : échantillons intégrés de la mousson 1997 à Kathmandou; et Mont : échantillons de montagne).

III-8-3) La composition du Sr dissous.

Les précédents travaux présentant des compositions isotopiques de Sr dissous dans les précipitations montrent des compositions variables entre des compositions moins radiogéniques que le Sr marin (e. g. Herut *et al.*, 1993 ; Nakano et Tanaka, 1997) et des $^{87}Sr/^{86}Sr$ atteignant 0.7194 (e. g. Andersson *et al.*, 1990 ; Dupré *et al.*, 1994). Cette variation de la composition démontre la contribution de Sr non marin. C'est aussi le cas sur le bassin himalayen, et toutes les précipitations analysées au Népal et au Bangladesh ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus élevés que celui de l'eau de mer (Figure III-28 et Table III-16). La proportion de Sr provenant de l'océan est faible : 11.7% pour la moyenne de la mousson 97 à Kathmandou. Elle ne dépasse pas 37% pour les échantillons proches de la mer au Bangladesh. Ainsi, la composition isotopique du Sr n'est que faiblement influencée par celle de l'eau de mer, et aucune relation de mélange n'a pu être mise en évidence (Figure III-28).

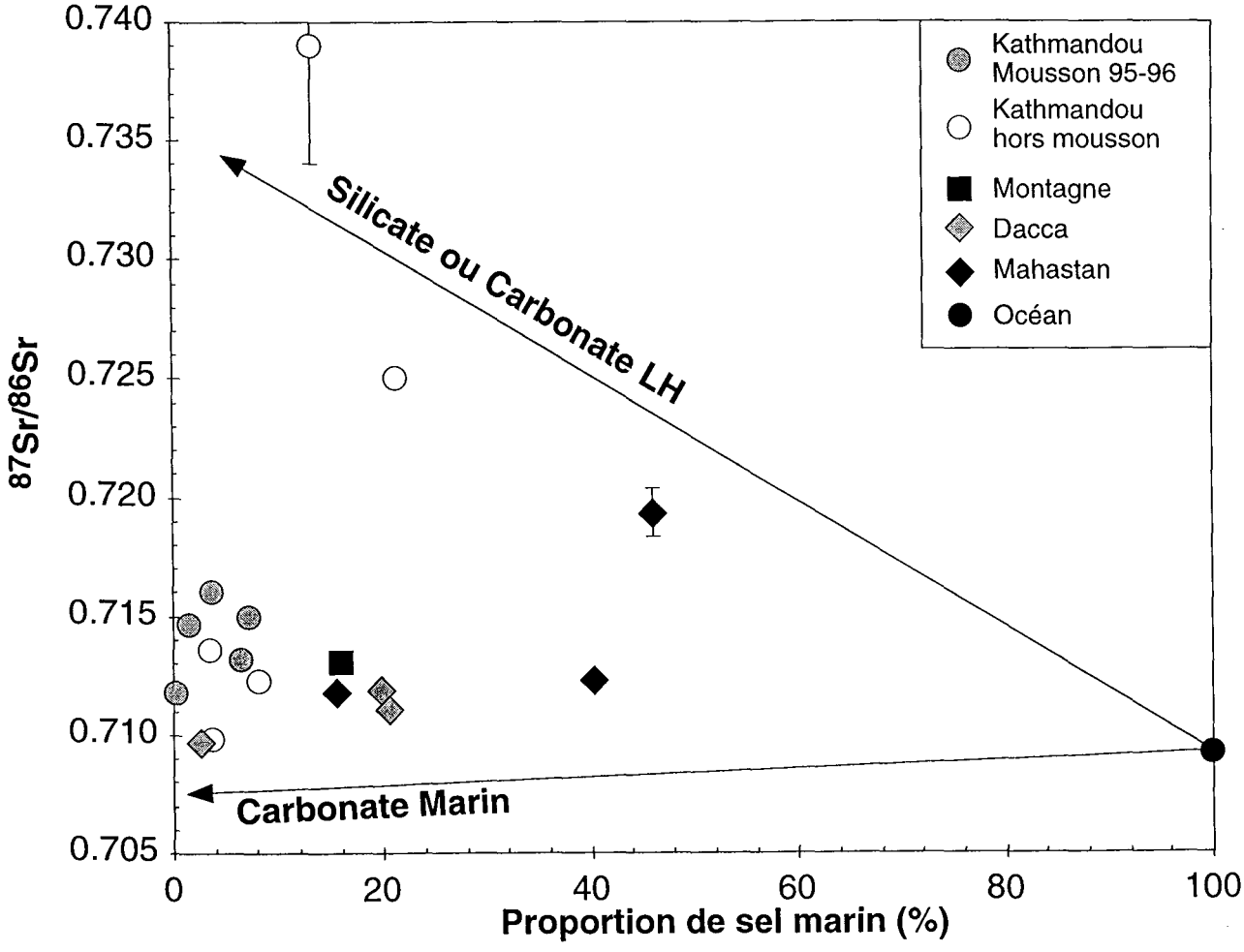


Figure III-28 : Composition isotopique du Sr des précipitations, en fonction de la proportion de Sr marin, sur la base du Cl (voir, paragraphe III-8-2-1). La composition isotopique du Sr marin est de 0.70917 ± 0.00002 (Hodell *et al.*, 1990).

Les sources principales de Sr sont donc continentales, soit sous forme carbonatée, lié à l'excès de Ca, soit sous forme silicatée, liée à l'excès de Na, soit provenant de la biomasse (e. g. Dupré *et al.*, 1994 ; Nakano et Tanaka, 1997). Les carbonates dans le bassin du Gange-Brahmapoutre présentent une grande variation de composition isotopique du Sr, entre des $^{87}Sr/^{86}Sr$ de carbonate d'origine marine (0.707-0.709) et les compositions très radiogéniques que cela soit dans la HHC ($^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.740$, Blum *et al.*, 1998) ou dans le Moyen Pays ($^{87}Sr/^{86}Sr$ jusqu'à 0.86, table II-8 et Singh *et al.*, 1998). Ces roches très radiogéniques ne représentent cependant qu'une source potentielle mineure d'aérosols. Il est donc impossible d'utiliser le $^{87}Sr/^{86}Sr$ comme traceur d'un mélange entre l'apport carbonaté et l'apport silicaté dans notre cas. Cependant, une systématique peut être déduite par l'examen de certains échantillons définissant des sources uniques.

L'échantillon GK4 pourrait définir le pôle silicate. En effet, il possède le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ le plus élevé (0.739). La charge dissoute la plus faible (TDS = 0.6 mg/l) et le Na non marin (Na_{nm}) représente 30 eq% des cations non marins. Les rapports Na_{nm}/Ca_{nm}, Na_{nm}/Sr_{nm} et Ca_{nm}/Sr_{nm} sont respectivement égaux à 3, 650 et 220, caractéristiques de plagioclase (oligoclase). Ainsi, nous pouvons considérer que cet échantillon illustre la mise en solution de particules silicatées. La composition autour de 0.74 pour le Sr est, en outre, similaire à celle des oligoclases himalayens (paragraphe III-4).

Sur la base des majeurs, les échantillons NAG 53, NAG 54 et GK 8 peuvent être considérés comme représentatifs du pôle carbonate. En effet, leur TDS est élevé (> 10 mg/l) et est dominé par Ca^{2+} et HCO_3^- (Ca^{2+}/Σcations entre 89 et 96 eq% alors que la proportion de sulfate n'excède pas 15 eq%). De plus, leur rapport Ca_{nm}/Sr_{nm} est compris entre 1550 et 2000, donc similaire à un carbonate. Ainsi, la relation entre le Ca_{nm}/Sr_{nm} et le $^{87}Sr/^{86}Sr$ pourrait correspondre à un mélange entre des carbonates non radiogénique et riche en Sr (« normaux ») et des carbonates du LH (Figure III-29). Si le pôle carbonate LH correspond aux environs immédiats de Kathmandou (lieu de prélèvement de ces trois échantillons), un pôle carbonate « normal » est assez étonnant, car le moyenne des TSS est plus radiogénique. Les sources d'aérosols carbonatés classiquement invoquées en Himalaya sont soit locales (e. g. Collins et Jenkins, 1996) soit les lœss asiatiques (e. g. Wake *et al.*, 1993). La fraction carbonatée de paléosols de lœss chinois est riche en Sr (550-750 ppm) mais un peu radiogénique ($^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0.7107 et 0.7110, Gallet *et al.*, 1996). Ainsi, le pôle carbonate peut être décrit par un mélange entre des carbonates locaux (mélange entre ceux des TSS et du LH) et des carbonates dérivés des lœss.

Table III-16 : Teneur en Rb et Sr et composition isotopique en Sr dans les eaux de pluies du Népal et du Bangladesh

Ech.#	TDS mg/l	Sr ppb	Rb ppb	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±
NÉPAL						
KATHMANDOU						
Orage	9	4.14	2.79	1.90	0.7123	1
NAG 50	25	52.6	0.64	0.03	0.71607	2
NAG 51	18	35.4	0.39	0.03	0.71467	2
NAG 52	5	4.46	0.39	0.25	0.7145	1
NAG 53	31	8.00	1.01	0.35	0.71449	2
NAG 54	10	2.87	0.49	0.48	0.7136	1
NAG 55	7	2.06	1.16	1.59	n.d.	
NAG 1	6	2.81	0.29	0.29	0.7098	1
GK1	9	4.53	0.30	0.18	n.d.	
GK2	26	11.2	2.78	0.70	0.7250	1
GK3	5	1.73	0.72	1.17	n.d.	
GK4	0.6	0.31	0.10	0.88	0.739	5
GK5	8	1.34	0.19	0.41	0.7132	2
GK6	20	4.43	1.08	0.69	0.7150	5
GK7	58	19.0	2.09	0.31	n.d.	
GK8	176	59.5	7.58	0.36	0.7118	1
MOUSSON 1997						
KTM1	0.8	0.51	0.09	0.52	n.d.	
KTM2	2.5	2.01	0.18	0.25	n.d.	
KTM3	2.0	1.12	0.33	0.84	n.d.	
KTM4	1.9	1.06	0.51	1.35	n.d.	
KTM5	4.1	2.83	0.69	0.68	n.d.	
KTM6	4.9	2.85	0.84	0.83	n.d.	
KTMΣ	2.2	1.41	0.38	0.76	n.d.	
CHAÎNE						
NAG 2	2.0	0.62	0.11	0.51	0.7130	1
MO 17bis	5.0	1.12	0.34	0.85	n.d.	
MO 46	2.6	1.41	0.21	0.42	n.d.	
MO 62	1.9	0.45	0.10	0.64	n.d.	
MO 76	1.7	0.31	0.12	1.09	n.d.	
BANGLADESH						
RÉGION DE DHAKA						
BGP1	15	5.19	2.23	1.21	0.71183	3
BGP2	3	1.06	0.07	0.19	0.7097	1
BGP35	12	5.08	0.78	0.43	0.71102	2
RÉGION DE MAHASTAN						
BGP9	2	0.51	0.87	4.80	0.7118	2
BGP10	0.7	0.42	0.21	1.41	0.7123	2
BGP17	0.8	0.61	0.26	1.22	0.7193	10
RÉGION DE BHOLA						
BGP24+25	13	7.95	1.91	0.68	n.d.	
BGP26+27	6	4.05	0.72	0.50	n.d.	
BGP28+29	4	2.15	0.45	0.59	n.d.	
BGP31+33	10	3.60	1.50	1.18	n.d.	

± : écart entre la mesure brute du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ et la mesure corrigée (présentée dans ce tableau) de la contribution du blanc (voir chapitre II)

Un mélange utilisant nos pôles silicatés et carbonatés ne permet pas d'expliquer l'ensemble de nos échantillons, même en faisant varier la composition du pôle carbonaté. C'est le cas pour les échantillons NAG 1 et BGP 2, qui ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ trop faibles et de NAG 50 et 51, qui ont des rapports Ca_{nm}/Sr_{nm} trop bas (Figure III-29).

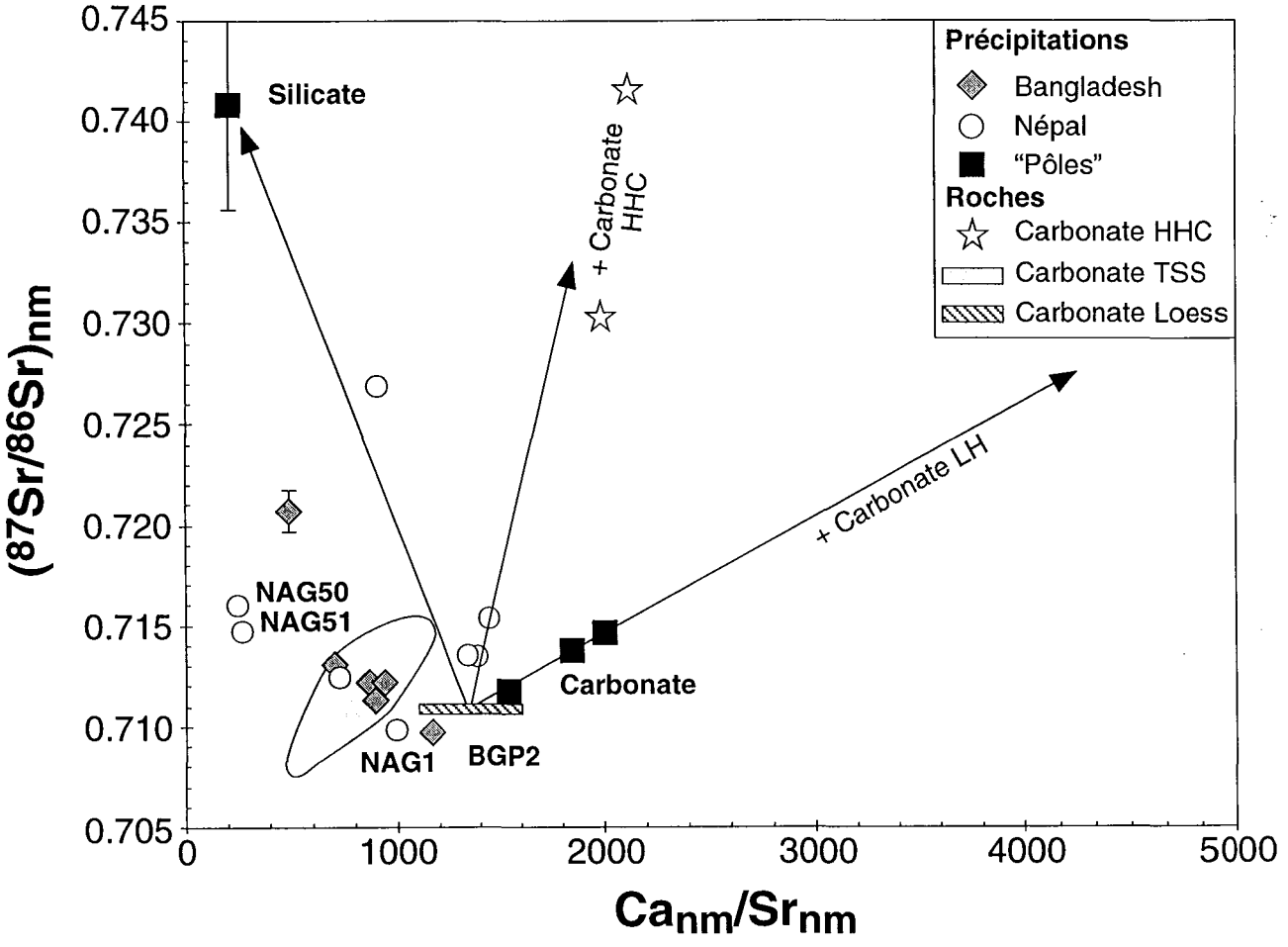


Figure III-29 : Composition isotopique du Sr dissous d'origine non marine en fonction du rapport molaire entre le Ca et le Sr d'origines non marine (corrigés sur la base du Cl). Le pôle silicaté correspond à GK 4 et le pôle carbonaté à NAG 53, 54 et GK 8. Les compositions des carbonates des TSS sont dans la Table III-8. Les carbonates de la HHC sont similaires aux carbonates disséminés décrits par Blum *et al.* (1998), mais proviennent des environs de Kathmandou (voir chapitre IV). Les carbonates du LH ont des rapports Ca/Sr > 5000. Les carbonates des lœss sont d'après Gallet *et al.* (1996), en supposant une minéralogie de calcite pour le Ca.

Les échantillons NAG 50 et 51 ont une très forte teneur en Sr associée à un rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ très faible, et une chimie dominée par Ca (Ca^{2+}/Σcations > 90 eq%) et peu de sulfates (SO_4^{2-}/Σanions < 7 eq%). Cette chimie est donc caractéristique de la dissolution

d'aérosols carbonatés. Pourtant, ces 2 échantillons ont des rapports molaires Ca/Sr voisins de 260, ce qui est trop faible pour des carbonates qui ont un rapport supérieur à 400 (e. g. Turekian et Kulp, 1956). De plus, les carbonates radiogéniques du LH sont pauvres en Sr, ayant un rapport Ca/Sr supérieur à 5000 et pouvant atteindre 20000 (Table III-8 et Singh *et al.*, 1998). Donc il existe une source additionnelle au pôle carbonaté de Ca (±Sr) dissous et cette autre source n'est pas un sulfate. Pour ces échantillons, les silicates sont aussi exclus, vu les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ (Table III-16 et Figure III-30). De plus, les cinétiques de dissolution des silicates sont trop faibles pour expliquer les fortes teneurs dissoutes et le pôle silicate a la teneur la plus faible en Sr dissous.

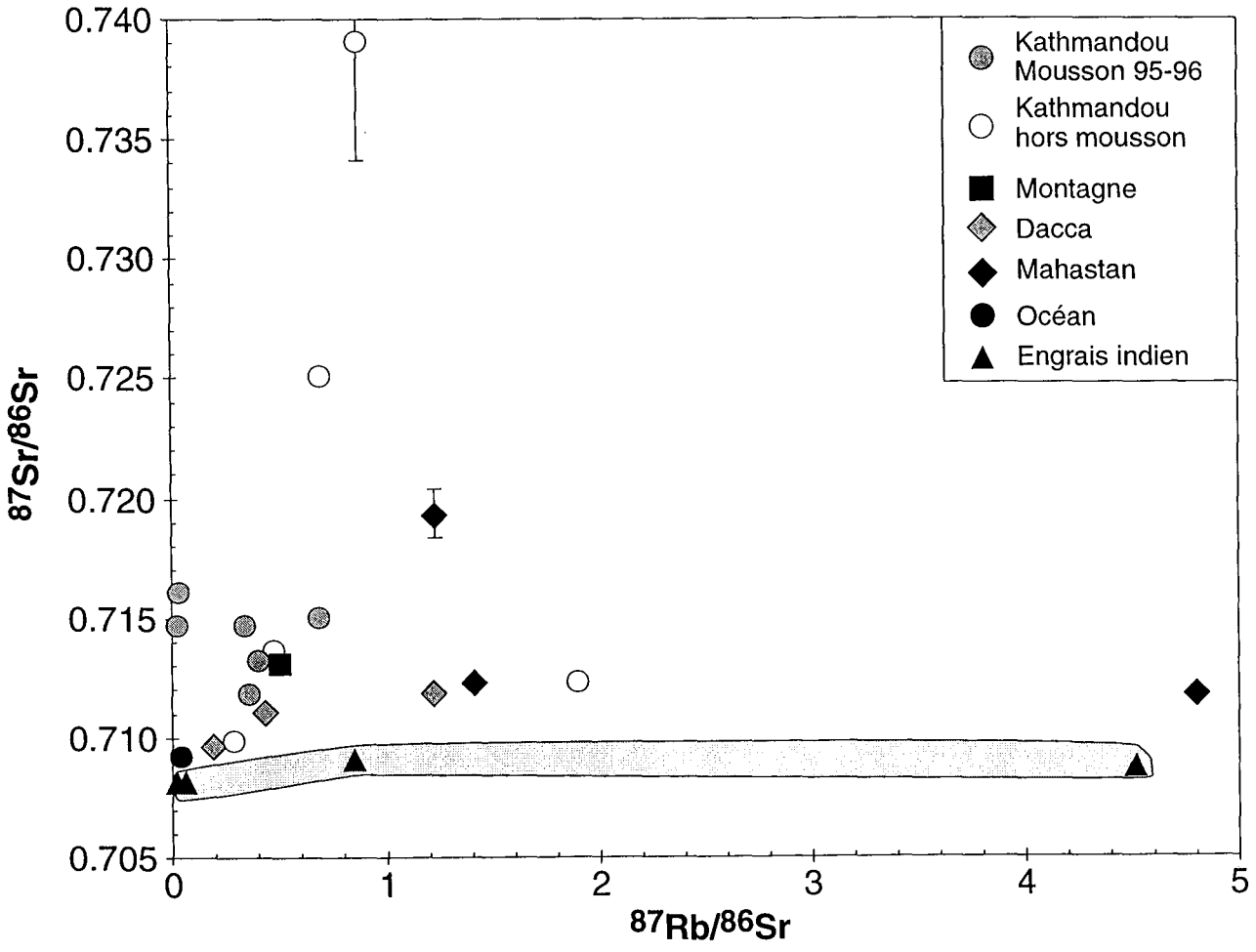


Figure III-30 : Diagramme isochrone Rb-Sr des eaux de pluie. La composition des engrais produits et utilisés dans la plaine indienne est reportée pour comparaison (Trivedi *et al.*, 1995).

Nous proposons donc que la contribution des aérosols végétaux correspond à ce troisième pôle, ayant un rapport Ca/Sr < 250 et un $^{87}Sr/^{86}Sr$ variable. La composition isotopique du Sr des végétaux est contrôlée par la composition isotopique du Sr extractable du sol. Pour un sol naturel, le Sr extractable est fonction de la minéralogie (présence ou

non de carbonate) ainsi que du type de plante (type d'acide émis dans le sol). Ainsi, le $^{87}Sr/^{86}Sr$ sera relativement voisin d'un mélange entre le pôle "silicate" et le pôle "carbonate" locaux. Le rapport Ca/Sr des végétaux est plus difficile à prévoir, mais le Sr n'ayant pas de fonction biologique particulière, il est généralement supposé comme similaire à celui des cations échangeables du sol (e. g. Aberg *et al.*, 1990). Donc un rapport Ca/Sr faible pour le pôle biologique, associé à un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.715$, implique un contrôle du Ca et Sr des végétaux par des engrais. Des aérosols formés de particules du sol peuvent aussi contenir des engrais phosphatés et ainsi apporter directement du Ca (±Sr) aux précipitations. Dans le cas du Bangladesh, les compositions isotopiques et les rapports Rb/Sr des engrais utilisés doivent être proches des engrais indiens (Trivedi *et al.*, 1995 et Figure III-30).

L'ensemble de nos précipitations du Bangladesh correspondent à la période de mousson, lorsque la grande majorité des sols se trouvent sous l'eau. La contribution des aérosols minéraux à cette époque est donc minimale. La dissolution des aérosols végétaux, apportant du Sr non radiogénique, associé à des fortes teneurs en Ca et un peu de Rb, est significative. Elle explique le décalage dans la figure III-29 entre les échantillons du Népal et ceux du Bangladesh.

Les échantillons NAG 50 et 51 suggèrent soit que la contribution des aérosols végétaux aux éléments dissous dans la pluie n'apportent pas de Sr de façon significative par rapport aux autres sources de Sr ou bien que le $^{87}Sr/^{86}Sr$ des aérosols végétaux est autour de 0.715. Cela pourrait correspondre à des engrais plus radiogéniques, provenant d'autres usines que ceux analysés en Inde. L'influence des aérosols végétaux et l'incorporation des engrais seront discutées dans le paragraphe suivant sur la base des métaux lourds.

III-8-4) Les facteurs d'enrichissement.

La mise en évidence des apports biologiques ou anthropiques utilise la notion de facteurs d'enrichissements par rapport à un réservoir de référence. Pour les métaux et l'Al, l'apport lié aux aérosols marins est négligeable. En effet, la dilution des concentrations marines pour obtenir les concentrations en Cl des pluies implique des teneurs comprises entre 0.1 et 0.0001 ppt pour les éléments tels que Al, Cd, Cu, Fe, Pb, Mn, Ni et Zn (Michard, 1989). Alors que les moyennes de ces éléments dans les précipitations analysées sont entre 0.16 et 16.4 ppb, soit 10^4 à 10^6 fois plus élevées que les teneurs déduites de l'eau de mer (Table III-17). Un quelconque effet de volatilisation préférentielle ne peut pas diminuer cette différence de telle manière que l'océan soit une source significative de ces éléments dans les précipitations. Seuls V et Si pourraient avoir une fraction de pourcent provenant des aérosols marins. Ainsi, le réservoir de référence à

considérer est la croûte continentale supérieure (CCS), source des aérosols minéraux pour dire s'il existe une contribution biologique et/ou anthropique et caractériser sa chimie.

Le facteur d'enrichissement (F.E.) par rapport à la CCS est estimé en supposant que l'Al n'a qu'une origine crustale et que la dissolution des aérosols continentaux ne fractionne pas les métaux par rapport à Al (e. g. Duce *et al.*, 1975). Cette hypothèse s'est avérée être fausse et un fractionnement important entre Al et les métaux a été mis en évidence (Freydier *et al.*, 1998). Si la majorité des métaux (≅80%) passent en solution, l'Al est majoritairement porté par les aérosols solides contenus dans les apports totaux atmosphériques. Cependant, le mode d'analyse de ces éléments, supposés dissous, s'effectue par filtration, puis injection de la solution, ainsi débarrassée de particules >0.45 µm, dans une torche ICP. Les fines particules et les colloïdes qui ont pu passer à travers le filtre y sont détruites et les éléments sont ionisés comme s'ils étaient en solution. En supposant que le fractionnement de l'Al par rapport aux métaux et autres éléments entre la phase particulaire (>0.45µm) et la fraction analysée (dissoute + colloïdale) est constante, le calcul d'un facteur d'enrichissement nous permet de comparer les éléments entre eux, les eaux peu chargées par rapport à celles qui sont concentrées ainsi qu'avec les données de la littérature pour des endroits différents mais obtenues par un procédé analytique similaire au nôtre. En revanche, la valeur absolue du F.E. n'est pas directement utilisable en terme de proportion crustale de l'origine des éléments et ces valeurs seront discutées en tenant compte d'une augmentation possible d'un ordre de grandeur du F.E. lié au fractionnement élémentaire de l'Al et des autres éléments entre la phase particulaire et la phase analysée. Le F.E. est calculé pour chaque élément chimique par la relation :

$$F.E.(Elt) = \frac{\left(\frac{[Elt]}{[Al]}\right)_{Précipitation}}{\left(\frac{[Elt]}{[Al]}\right)_{CCS}}$$

La composition de la croûte continentale est d'après Taylor et McLennan, (1995) ; Plank et Langmuir, (1998).

Table III-17 : Concentration en éléments en traces des précipitations du Népal et du Bangladesh

Ech.#	TDS mg/l	Si ppb	Al ppb	Ba ppb	Cd ppb	Cu ppb	Fe ppb	Pb ppb	Mn ppb	Ni ppb	V ppb	Zn ppb
NÉPAL												
KATHMANDOU												
Orage	9		2.44	0.60	0.018	0.280	5.72	0.081	1.20	0.000	0.37	13.8
NAG 50	25		4.00	5.28	0.032	3.19	20.5	0.017	0.620	0.564	0.08	33.4
NAG 51	18		7.75	2.60	0.017	0.775	13.6	0.010	1.00	0.174	0.12	16.5
NAG 52	5	74.6		1.50	0.062	0.561	1.71		0.291	0.218	0.05	13.3
NAG 53	31	1208		0.94		0.955			0.005	0.159		
NAG 54	10	254	5.51	2.21	0.008	0.647	7.99	0.062	1.19	0.092	0.24	5.51
NAG 55	7	84.2	2.23	2.51	0.010	1.39	3.26	0.244	4.41	0.309	0.03	22.5
NAG 1	6	165	2.43	0.09	0.213	0.981	4.56	0.080	0.467	0.931	0.06	16.5
GK1	9		0.80	4.45	0.004	0.165	6.37	0.031	0.193	0.137	0.06	2.38
GK2	26		3.01	13.0	0.033	7.24	14.2	0.031	1.48	1.14	0.40	35.4
GK3	5		0.80	4.45	0.004	0.165	6.37	0.031	0.193	0.137	0.06	2.38
GK4	0.6		1.76	1.34	0.030	0.369	20.6	0.038	0.707	0.226	0.00	3.66
GK5	8		1.86	2.16	0.111	0.235	3.07	0.080	1.95	0.096	0.01	3.45
GK6	20		5.01	5.50	0.146	1.04	8.86	0.040	1.12	0.970	0.06	8.26
GK7	58		27.1	15.8	0.013	0.643	20.6	0.046	0.089	0.291	0.48	1.05
GK8	176		62.3	55.6	0.006	1.51	96.0	0.012	0.075		1.67	0.69
MOUSSON 1997												
KTM1	0.8		0.36	0.81	0.016	0.085		0.021	0.819		0.02	2.52
KTM2	2.5		0.35	1.96	0.015	0.144	2.54	0.038	0.511		0.07	2.06
KTM3	2.0		1.54	1.98	0.031	0.304	3.12	0.161	1.05	0.177	0.08	4.85
KTM4	1.9		2.10	2.10	0.040	0.402	2.25	0.201	1.41	0.094	0.06	5.44
KTM5	4.1		1.61	4.11	0.033	0.490	2.84	0.138	0.883	0.101	0.60	5.68
KTM6	4.9		10.3	4.41	0.057	0.869	4.83	0.385	1.97	0.072	0.22	8.30
KTMΣ	2.2		2.28	2.16	0.030	0.332	2.16	0.142	1.10	0.065	0.12	4.48
CHAÎNE												
NAG 2	2.0	14.2	0.49	1.57	0.173	0.623	1.35	0.112	0.698	0.374	0.01	5.88
MO 17bis	5.0		1.30	3.28	0.075	0.560	3.20	0.015	1.08	0.207	0.04	4.88
MO 46	2.6		3.89	1.10	0.018	0.222	1.79	0.099	1.15	0.188	0.06	2.35
MO 62	1.9		1.05	2.07	0.043	0.854	0.96	0.128	0.490	0.601	0.04	3.34
MO 76	1.7		1.08	0.61	0.148	1.07	0.00	0.019	0.763	0.270	0.03	9.78
BANGLADESH												
RÉGION DE DHAKA												
BGP1	15	220	6.47	6.91	3.43	22.9	7.88	1.27	4.75	13.5	0.43	207
BGP2	3	98.2	0.85	1.57	0.189	0.154	2.27	0.136	0.978	0.181	0.01	8.36
BGP35	12	113	3.98	14.5	1.131	7.56	19.5	0.191	6.82	1.88	0.07	13.6
RÉGION DE MAHASTAN												
BGP9	2	9.0	0.59	1.41	0.188	1.47	1.40	0.065	0.757	1.38	0.03	6.35
BGP10	0.7	31.9	2.07	1.77	0.262	3.43	2.71	1.04	0.902	1.30	0.04	10.8
BGP17	0.8	35.2	1.32	2.13	1.64	3.58	1.44	0.147	1.81	0.808	0.04	9.44
RÉGION DE BHOLA												
BGP24+25	13		3.79	4.78	1.43	8.16	6.44	0.196	5.47	7.50	0.11	36.6
BGP26+27	6		2.73	4.33	1.24	4.67	4.62	0.222	3.21	3.55	0.05	24.8
BGP28+29	4		1.71	1.82	1.11	3.48	1.50	0.067	1.87	2.00	0.04	15.7
BGP31+33	10		3.45	2.94	2.00	10.1	5.00	0.073	2.39	1.28	0.07	22.9

Les F.E. peuvent varier en fonction des propriétés chimiques de l'élément considéré, en fonction du lieu et en fonction des saisons (Figure III-31). Pour ce qui est de la différence entre éléments, trois types de comportement ont été individualisés.

Premièrement, le fer et le silicium ont les F.E. les plus faibles, compris entre 1 et 10, ce qui indique que ces 2 éléments proviennent essentiellement d'aérosols crustaux ou qu'ils ont un comportement similaire à Al lors de la mise en solution dans la pluie. Deuxièmement, les éléments tels que Sr, et Ba ont des F.E. compris entre 100 et 1000 et correspondent à un apport lié à des carbonates et à des aérosols végétaux (voir paragraphe III-8-3). Et enfin les éléments tels que les métaux Pb, Ni, Cu, Zn et Cd ont des F.E. compris entre 10^2 et 10^6 indiquant une source majoritairement anthropique et biologique étant donné que ces valeurs de F.E. sont trop élevées pour être expliquées par des processus de mise en solution différentielle de l'Al et des métaux à partir de particules purement crustales.

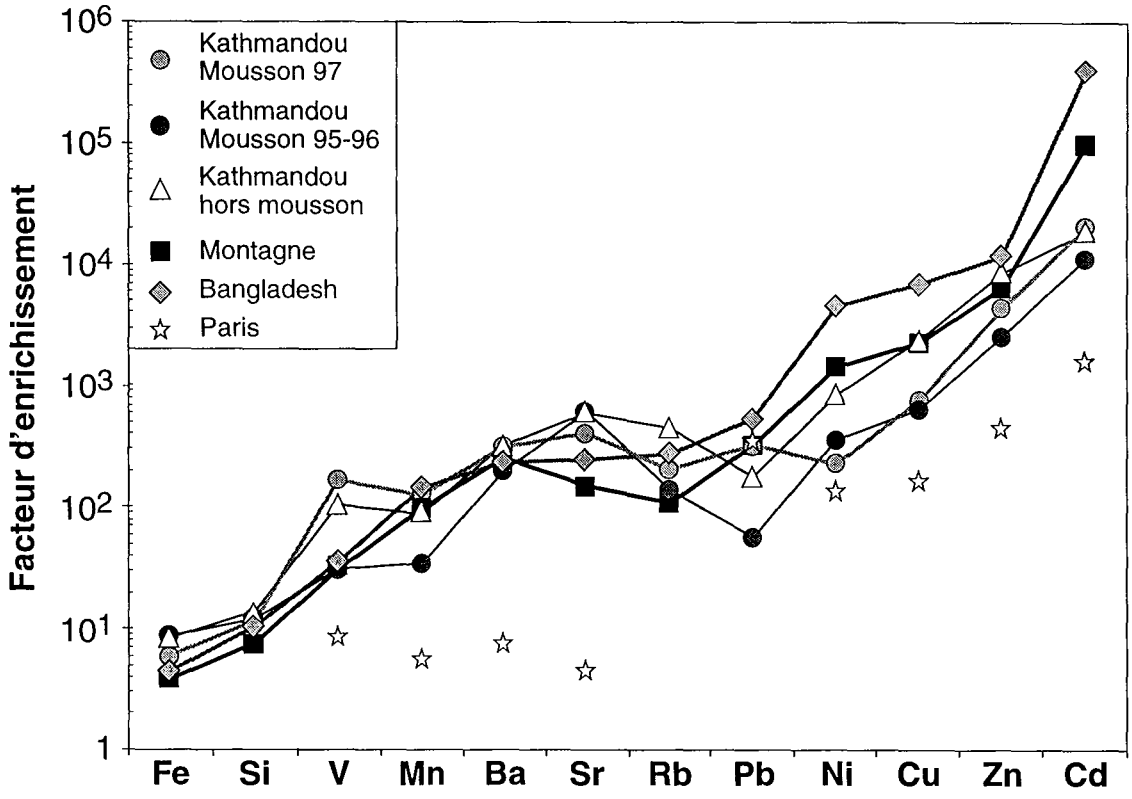


Figure III-31 : Facteur d'enrichissement moyen, par rapport à la croûte continentale supérieure, des éléments en traces des principales périodes et zones d'échantillonnage des précipitations. Les facteurs d'enrichissement des précipitations dans la ville de Paris sont donnés pour comparaison (Roy, 1996).

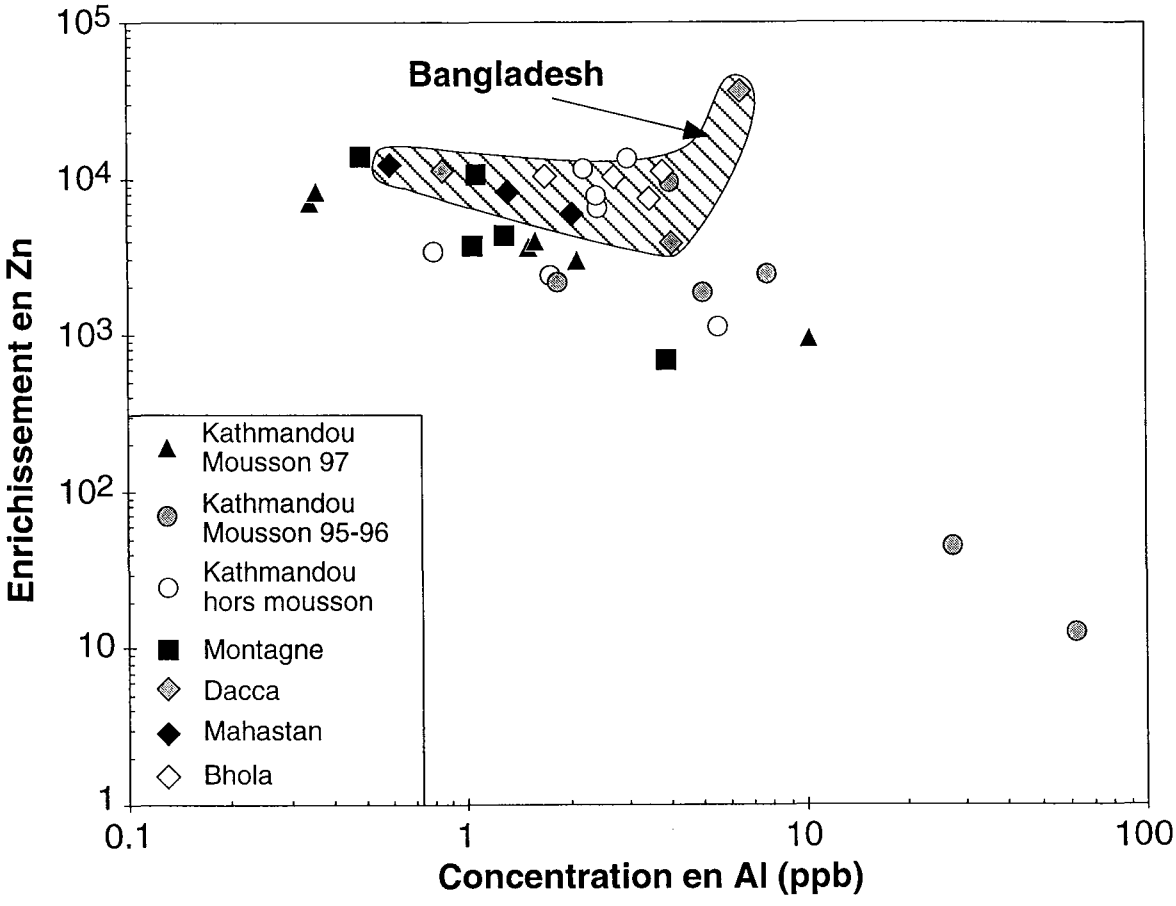


Figure III-32 : Facteur d'enrichissement du Zn en fonction de la teneur en Al.

Les F.E. ne peuvent en aucun cas être interprétés en termes de pollution, car ils ne tiennent pas compte des teneurs. Les différences avec les précipitations de Paris sont en ce sens assez démonstratives : les précipitations parisiennes ont des teneurs en Pb> 10 ppb alors que la teneur en Pb n'excède pas 1.3 ppb pour notre échantillonnage, pourtant les F.E. sont similaires (Figure III-31, Roy, 1996). De même, la teneur en Zn est en moyenne 7.8 fois plus élevée à Paris qu'à Kathmandou, alors que le F.E. de cet élément y est 10 fois plus faible. Ainsi, les précipitations du Népal et du Bangladesh ne sont pas polluées, et les teneurs en éléments traces de l'ensemble de la mousson 97 à Kathmandou sont même inférieures à des précipitations tropicales africaines non urbaines (Freydier *et al.*, 1998).

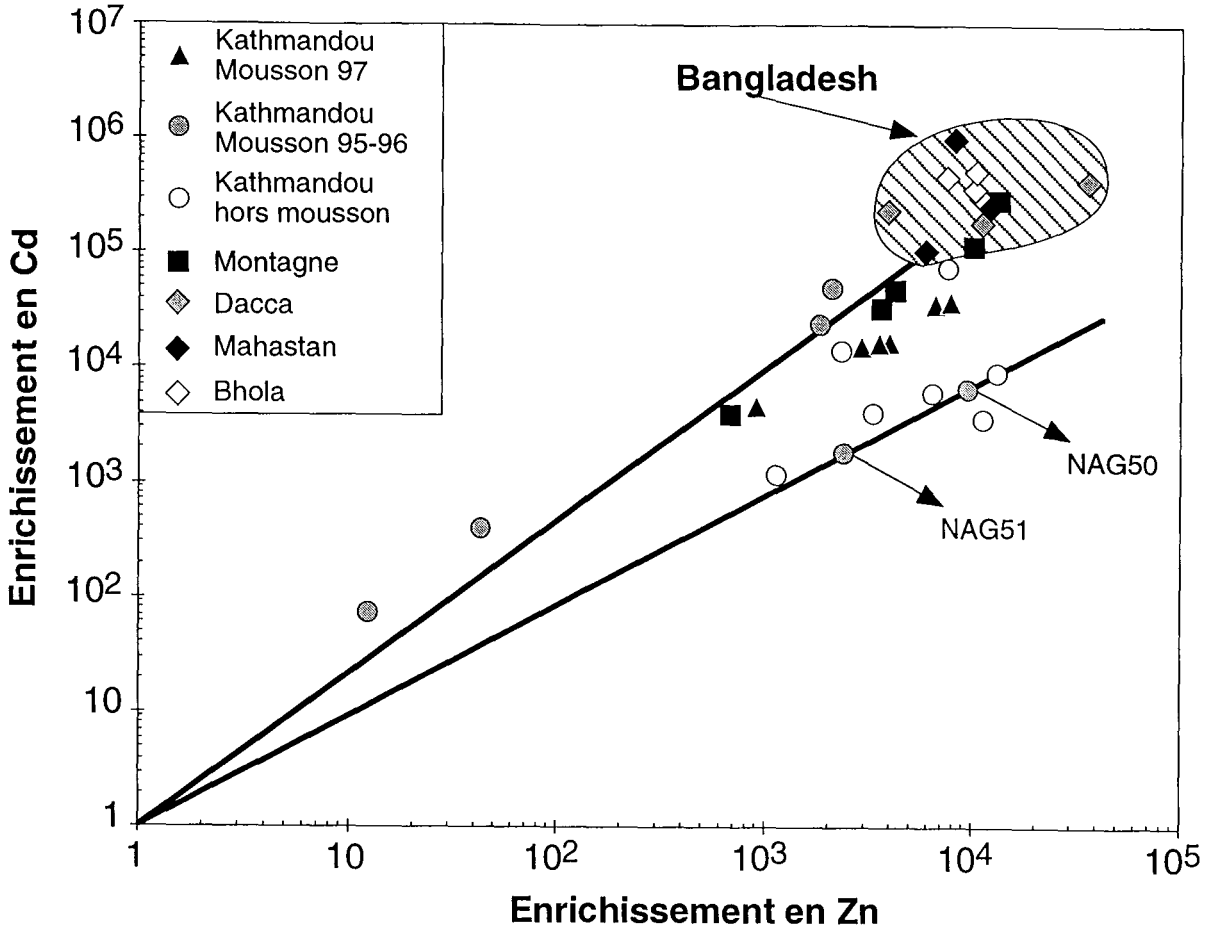


Figure III-33 : Facteur d'enrichissement du Zn en fonction de celui du Cd. La bonne corrélation, traduisant le mélange entre une source crustale (F.E. = 1) et une source anthropique, suggère une source anthropique commune pour ces éléments. Le décalage de certains points vers des rapports Zn/Cd plus élevés, et dont une partie du Sr trace l'incorporation d'engrais (NAG 50 et 51), pourrait correspondre à l'utilisation d'engrais riches en Zn.

Nos échantillons n'ayant pas été prélevés dans les meilleures conditions pour l'analyse des traces, les faibles teneurs mesurées impliquent que notre système n'a pas introduit une pollution anthropique additionnelle pouvant expliquer ces forts F.E. Un autre biais analytique est la précipitation - adsorption préférentielle de l'aluminium, qui augmente artificiellement l'enrichissement mesuré. L'ordre des éléments en fonction d'un F.E. croissant (Figure III-31) suit la logique chimique classiquement observée sur les précipitations (e. g. Duce *et al.*, 1975). Notons, en outre que les gammes des F.E. pour le Pb, Cu, Zn et Cd observées dans nos échantillons sont similaires à celles des précipitations nord américaines (J. Carignan, communication personnelle). Il est donc peu probable que les F.E. plus élevés que pour d'autres précipitations telles que celles de Paris (Roy, 1996) ou d'Afrique tropicale (Freydier *et al.*, 1998) proviennent d'un problème de ségrégation de l'aluminium lors de l'échantillonnage et du stockage.

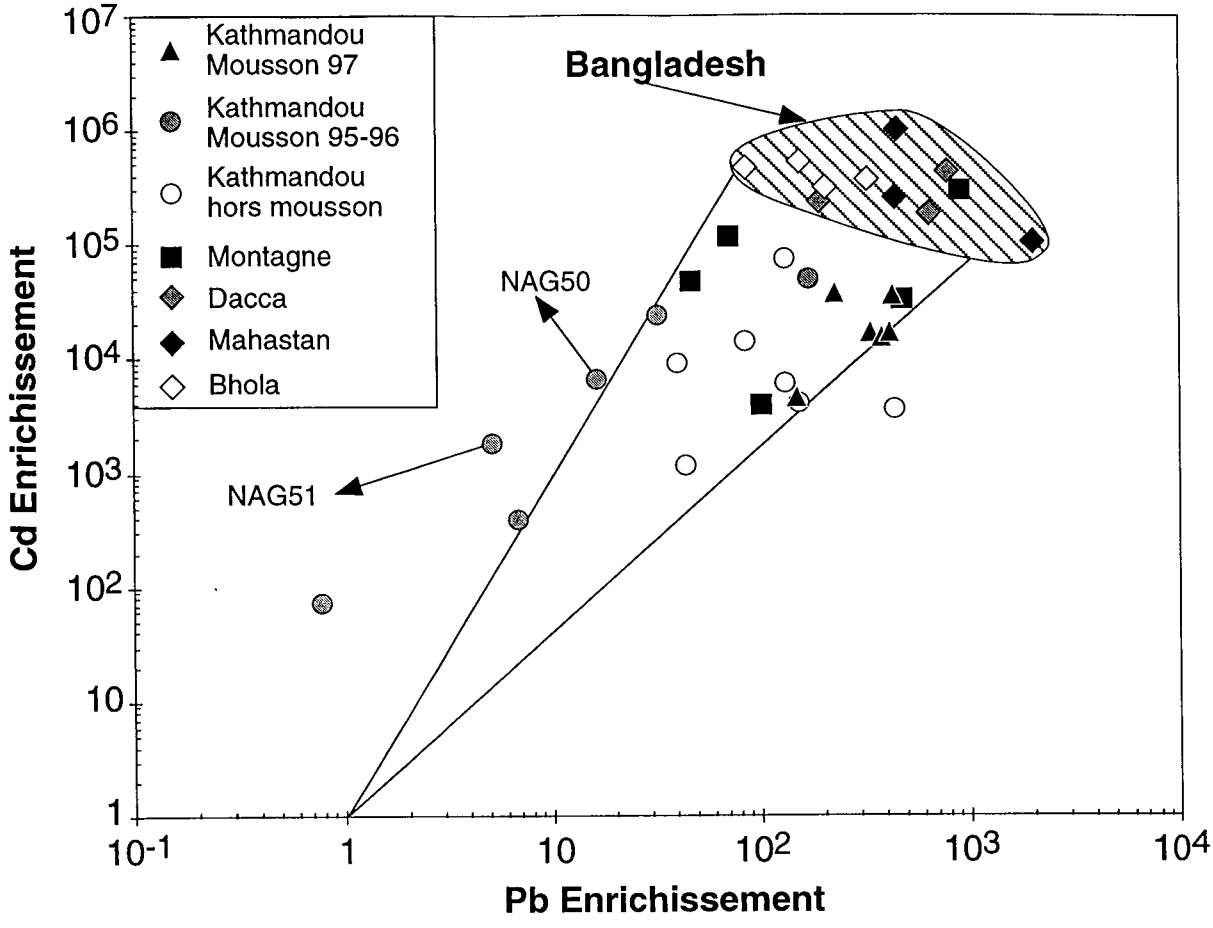


Figure III-34 : Facteur d'enrichissement du Pb en fonction de celui du Cd. La répartition disparate de ces 2 éléments et le décalage vers des F.E. du Cd plus élevés pour certains échantillons suggère 2 sources de Cd. L'une liée au Pb et correspondant à une pollution industrielle, l'autre nécessite un rapport Cd/Pb plus élevé et pourrait correspondre à l'utilisation d'engrais phosphatés en Inde-Bangladesh.

Ainsi, la caractéristique dominante de nos échantillons est un F.E. très élevé pour l'ensemble des métaux. Une plus grande incorporation d'aérosols continentaux silicatés entraîne une chute des F.E. (Figure III-32), ce qui implique qu'en moyenne la contribution des silicates crustaux est très faible. En revanche, les F.E. élevés pour le Sr ainsi que la relation entre sa composition isotopique et le rapport Ca/Sr implique une dissolution importante de particules carbonatées. Ils montrent, aussi, la plus forte solubilité des éléments traces majoritairement portés par les carbonates par rapport à ceux portés par les silicates. Une des causes de la très faible contribution des silicates pourrait être la présence de carbonates qui réagissent plus vite avec les protons et ainsi tamponnent l'eau de pluie, avant que la dissolution des silicates ne soit significative. Si tel est le cas, les phénomènes

de pluies acides, liés à des émissions anthropiques, devraient être relativement localisés autour des pôles industriels, ce qui semble être le cas en Inde (Khemani *et al.*, 1994 ; Kulshrestha *et al.*, 1996).

Sachant, maintenant que les F.E. sur nos échantillons représentent la composition d'un « bruit de fond » atmosphérique, apporté par les émissions humaines et biologiques, nous pouvons essayer d'en déterminer le type, entre l'utilisation de combustible fossile, de type charbon, les industries de la métallurgie et l'utilisation de bois comme combustible. Les différences locales ou temporelles sont difficiles à déterminer, cependant, les F.E. en métaux lourds (Pb, Ni, Cu, Zn et Cd) sont plus élevés au Bangladesh qu'au Népal, quelque soit la saison considérée pour le Népal. Cette répartition spatiale est en accord avec la répartition des centres industriels dans le bassin : la côte Est du Golfe du Bengale et la région de Dhaka au Bangladesh sont assez proches de nos lieu d'échantillonnage alors que les industries de la plaine indienne sont plus éloignées pour les échantillons du Népal.

Les corrélations entre le F.E. du Zn et du Cd d'une part (Figure III-33) et ceux du Pb et du Cd (Figure III-34) montrent que ces métaux sont en effet contrôlés par une source industrielle mais aussi par une source ayant des rapports Cd/Pb et Zn/Cd plus élevés que la source industrielle. Les engrais sont principalement des phosphates, minéraux ayant un rapport Cd/Pd plus élevé que les émissions anthropiques (J. Carignan, communication personnelle). De plus, des engrais contenant des sulfates de zinc (qui ont fait l'objet d'un commerce illégal, voir la presse spécialisée) ont été utilisés au Bangladesh. Or, les échantillons pour lesquels les rapports Zn/Cd et Cd/Pb sont les plus élevés correspondent à ceux qui ont incorporé du Ca (±Sr) provenant d'engrais. Donc, ces excès de Zn et Cd correspondent, soit à la mise en solution de particules phosphatées, provenant du sol, soit à l'incorporation de ces éléments dans les végétaux. L'utilisation extensive de bois comme combustible pourrait être une raison de l'importance des aérosols végétaux sur l'ensemble du bassin.

III-8-5) Conclusion sur la chimie des précipitations

Les compositions isotopiques en hydrogène et oxygène présentent une zonation spatiale entre le flanc sud et le flanc nord de la chaîne. Cependant, ces compositions présentent aussi une variabilité saisonnière importante sur l'ensemble du bassin, qui vient fortement bruiter la répartition spatiale. Si un signal cyclique permet, en théorie, de déterminer les constantes temporelles de mélange (e. g. Albarède, 1995), il requiert une base de données temporelles pluriannuelles, que nous n'avons pas sur les rivières. Ainsi, il sera difficile de quantifier avec précision les mélanges entre des eaux de flanc nord de la chaîne et celle du flanc sud sur la base des δD et $\delta^{18}O$ des rivières. En revanche, nous

pourrons utiliser la zonation géographique des compositions isotopiques des eaux de surface pour tracer le lieu de formation des minéraux pédogénétiques. Les eaux de nappes semblent en effet avoir la composition moyenne des eaux de précipitation locales, au moins dans la plaine (Krishnamurthy et Bhattacharya, 1991).

Les principaux apports chimiques de l'atmosphère ont pu être estimés, sur la base des études existantes sur l'ensemble du bassin (Table III-15). Les teneurs en éléments dissous sont très variables, et la proportion de sel marin est rarement prépondérante. La source majeure des apports atmosphériques est continentale. Cependant, le lieu (interne au bassin ou apports extérieurs) et la nature (minéralogie, impact de la biomasse, émission gazeuses anthropiques, ...) sont des caractéristiques débattues. Notre échantillonnage montre des caractéristiques similaires aux autres études, ce qui nous permet d'étendre à l'ensemble du bassin les résultats obtenus sur les compositions isotopiques du Sr et la répartition des éléments traces (Al, Si et métaux).

L'analyse combinée de la chimie des éléments majeurs et traces, ainsi que la composition isotopique du Sr dissous impliquent que trois types d'aérosols contribuent à l'apport atmosphérique. Le pôle carbonaté est de loin le plus important, et l'analyse des rapports Ca/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$ implique que des carbonates provenant de l'extérieur de bassin, vraisemblablement des lœss chinois, équilibrent une part de l'acidité de l'atmosphère sur la Plaine Indo-Gangétique. Des aérosols végétaux et/ou des engrais sont aussi une source significative, en particulier pour les éléments Zn, Cd, V, Rb, K, Ca et Sr. Enfin, la contribution des aérosols locaux silicatés (particules du sol) est très faible, car l'acidité des précipitations est largement diminuée par réaction avec les particules carbonatées.

Enfin, les teneurs en métaux lourds sont comparables à celles de la zone intertropicale africaine (Freydier *et al.*, 1998), c'est-à-dire entre 10 et 30 fois les concentrations des neiges arctiques actuelles pour le Pb et Cd (e. g. Savarino *et al.*, 1994), mais 200 à 300 fois pour le Zn. La différence notoire entre le bassin asiatique étudié et les précipitations africaines résulte dans la source des métaux, qui est biologique en Asie et minérale en Afrique. Cette différence de source est liée à une plus forte influence anthropique en Asie, et en particulier l'utilisation de végétaux comme combustible, compensée par la présence d'aérosols carbonatés pour expliquer le pH des précipitations. Ainsi, l'atmosphère est peu polluée, sauf à proximité immédiate des centres industriels.

III-9) Conclusion du Chapitre III

Les deux unités géographiques du Transhimalaya et de l'Himalaya *s.s.* correspondent à deux types de terrains différents. Le Transhimalaya correspond à la chaîne de subduction, principalement formée par un batholite calco-alcalin (THB), alors que l'Himalaya s.s. est la chaîne de collision. Ces deux chaînes sont séparées par une suture ophiolotique, qui ne représente qu'une très faible part de la surface. Pour l'Himalaya *s.s.*, les principales formations géologiques correspondent plus ou moins aux différentes unités géomorphologiques. Le flanc nord de la haute chaîne et pour certains endroits le sommet du flanc sud est constitué par les Séries Sédimentaires Téthysiennes (TSS). Ce sont principalement des sédiments carbonatés et de plate-forme plus ou moins métamorphisés. Les paragneiss et migmatites du Haut Himalaya Cristallin (HHC) forment la plupart du flanc sud de la haute chaîne. Le Moyen Pays (LH) est constitué de schistes, quartzites et de quelques carbonates faiblement métamorphisés. Enfin, la chaîne de piémont ou Siwaliks (Siw) correspond à des sédiments du bassin d'avant-chaîne, constitué par l'érosion depuis le Miocène de la HHC principalement et des TSS et LH, et cimenté par un ciment carbonaté.

Les différences minéralogiques significatives entre ces formations sont 1) la présence de hornblende dans THB, 2) la faible proportion de carbonate dans la HHC, et 3) le caractère dolomitique des carbonates du LH. La chimie des silicates est très semblable entre les TSS, la HHC et le LH et correspond à une croûte continentale recyclée au moins une fois, donc appauvrie en éléments mobiles. Les Siwaliks ont une chimie très semblable à celle de ses sources, avec une perte supplémentaire en éléments tels que Na ainsi qu'un tri minéralogique qui a entraîné une perte partielle des phyllosilicates. L'ensemble de la chaîne himalayenne possède une chimie des silicates toutefois assez homogène.

Les compositions isotopiques en Sr et Nd des silicates ainsi qu'en Sr, O et C des carbonates présentent des différences entre les cinq unités géologiques. Elles vont donc permettre de distinguer les sources de matériel dissous ou particulaire dans les rivières. Les signatures isotopiques des phyllites sont différentes de celles des minéraux qui précipitent en équilibre avec les eaux de surface. De plus, les compositions H et O des précipitations sont différentes entre le flanc nord de la chaîne, le flanc sud et la plaine. Ces deux caractéristiques nous permettrons de 1) quantifier la proportion de minéraux argileux néoformés et 2) de déterminer le lieu de la pédogenèse.

La chimie des précipitations a été déterminée, tant en éléments majeurs, qu'en composition isotopique du Sr, ce qui nous permettra de soustraire l'apport atmosphérique à la chimie des rivières. L'étude détaillée des éléments majeurs et du Sr démontrent l'importance des aérosols carbonatés dans l'apport atmosphérique qui est, de ce fait, nettement moins acide. Ces particules carbonatées ont pour partie une origine locale, mais

proviennent aussi des lœss asiatiques grâce à une circulation troposphérique au-dessus de la chaîne. La pollution atmosphérique en métaux lourds est globalement faible et s'effectue en partie via la végétation et son utilisation comme combustible.

CHAPITRE IV : L'ÉROSION CHIMIQUE DE LA CHAÎNE HIMALAYENNE

Depuis plus de 150 ans, les réactions d'altération des roches ont été pressenties comme un mécanisme pouvant influencer les climats, (Ebelmen, 1845). En particulier, la différence de rôle que jouent l'érosion chimique des silicates, ainsi que leur chimie initiale par rapport à la dissolution des carbonates, sur la teneur de CO_2 dans l'atmosphère est un concept bien défini dès la seconde moitié du XIX^e siècle (e. g. revue dans Berner et Maasch, 1996). De façon assez synthétique, la mise en solution de Ca, via la réaction d'acide carbonique sur un silicate calcique soustrait sur le long terme du carbone au réservoir océan/atmosphère par précipitation de calcaire dans l'océan. La rétroaction est une diminution de l'effet de serre du CO_2, ce qui abaisse la cinétique de la réaction d'altération.

Ces interactions, initialement déduites d'observations assez sommaire entre la pCO_2 atmosphérique, l'alcalinité de l'océan et la chimie des rivières, ont progressivement abouties à une meilleure compréhension du cycle du carbone. Cependant, les premières estimations des flux utilisées pour une discussion comparative des phénomènes liés à la dynamique du système océan/atmosphère (climat) et ceux purement géologique (tectonique, volcanisme) soulignent la sensibilité forte des paramètres climatiques à la quantification des flux entre les principaux réservoirs du cycle du carbone (Chamberlin, 1899).

Les modalités de l'altération (type d'acide et nature des cations libérés) ainsi que la quantification précise de l'érosion chimique des silicates sont donc d'une importance capitale pour 1) la mise en évidence de certains écarts au modèle, significatifs d'un phénomènes non encore pris en compte et surtout 2) pour une utilisation prédictive et rétrospective du cycle du carbone, dans une étude des climats passés et futurs.

L'application des traceurs isotopiques au cycle du carbone a ouvert la voie à une détermination plus précise des flux à l'échelle globale (e. g. Urey, 1952; Broecker et Peng, 1982; Berner *et al.*, 1983). Ils ont surtout montré la complexité de la dynamique du système océan atmosphère ainsi que l'extrême variabilité de la composition des roches à l'érosion. Leur utilisation d'un point de vue global s'en trouve limitée, mais apporte des informations supplémentaires sur les sources des éléments ainsi que sur les processus qui entrent en jeu dans la réaction d'altération. Ainsi, une étude exhaustive des flux de chaque élément lié à l'érosion des silicates est encore à faire. Nous manquons de données précises pour affiner le modèle, et ce chapitre ce propose modestement d'améliorer la connaissance de l'érosion chimique sur le bassin du Gange-Brahmapoutre.

Historiquement, ce sont d'abord des études monographiques de la chimie des éléments dissous des grands bassins qui furent menées (e. g. Reeder *et al.*, 1972 sur le MacKenzie ; Stallard et Edmond, 1983 sur l'Amazone ; Sarin et Krishnaswami, 1984 sur le Gange). Parallèlement se sont développées des synthèses pour une interprétation à l'échelle globale (e.g. Garrels et MacKenzie, 1971 ; Milliman et Meade, 1983 ; Meybeck,

1984). Actuellement, différentes agences internationales traitent et mettent à disposition des données collectées sur l'ensemble des continents (AIHS, SCOPE/UNEP project, GEMS water program, IBGP).

Dans la première partie de ce chapitre, nous présentons une étude de l'érosion chimique à partir de la chimie des eaux sous la forme d'un manuscrit. En utilisant les données disponibles sur l'ensemble du bassin, nous nous sommes appuyés sur la connaissance géochimique des roches himalayenne pour déterminer l'origine des cations dissous dans les rivières himalayennes, ainsi que le type d'acide intervenant dans la réaction. Nous pouvons ainsi mieux définir la nature et le taux d'érosion chimique des silicates sur le bassin et quantifier la consommation de CO_2 liée à l'érosion chimique dans le bassin du Gange-Brahmapoutre. Ainsi, par comparaison aux études des autres rivières mondiales, nous pourrons quantifier l'effet global actuel de l'érosion chimique de la chaîne himalayenne, qui est un sujet encore controversé (e. g. Raymo *et al.*, 1988 ; Raymo et Ruddiman, 1992 ; France-Lanord et Derry, 1997 ; Mc Cauley et De Paolo, 1997).

Une approche plus récente pour l'étude de l'érosion chimique s'appuie sur l'analyse des particules solides exportées. L'idée est simple, plutôt que de regarder ce qui part en solution, regardons ce qui reste, après dissolution incongruente des silicates (e. g. Garrels et MacKenzie, 1971 ; Gaillardet *et al.*, 1995 ; Stallard, 1995). Ainsi, les flux de particules des rivières et leur chimie, documentent l'altération des silicates. Le préalable à cette approche reste cependant la connaissance de la chimie initiale des formations érodées. Si cette condition est remplie, la somme des flux dissous et particulaires doit égaler la composition chimique de la source si l'érosion du système d'altération (sols, nappes etc....) est à l'état stationnaire. Nous avons analysé la chimie des particules exportées à différents endroits du bassin et comparé par rapport à la chimie des terrain himalayens (Chapitre III). Nous discuterons ces résultats à la lumière des flux d'érosion chimique des silicates déduites des rivières dans la partie 2 de ce chapitre.

Enfin, à l'échelle globale, l'érosion chimique des silicates peut être approchée grâce à certains traceurs isotopiques océaniques (C, Sr, Os, Cu). Cette approche suppose une bonne connaissance des différents processus qui contrôlent le bilan océanique de l'élément considéré. Le système qui est peut être le mieux connu est le Sr. Il répond essentiellement à deux flux entrants, l'altération hydrothermale de la croûte océanique et le l'apport des rivières. A partir du moment où le flux hydrothermal est caractérisé (e. g. Hodell *et al.*, 1990 ; Elderfield et Schultz, 1996), il est possible d'estimer le flux des rivières. Celui ci est contrôlé d'une part par la dissolution des carbonates dont la composition moyenne est proche de celle de l'eau de mer et l'altération des silicates qui délivre du Sr radiogénique. L'augmentation de $^{87}Sr/^{86}Sr$ océanique initiée il y a 35 Ma

(Mead et Hodell, 1995) est classiquement attribuée à une augmentation de l'érosion chimique des silicates continentaux liée à l'orogenèse himalayenne (e. g. Palmer et Elderfield, 1985 ; Edmond, 1992 ; Richter *et al.*, 1992). Le caractère singulier (forte teneur et rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevé) des compositions isotopiques du Gange et du Brahmapoutre (Krishnaswami *et al.*, 1992 ; Palmer et Edmond, 1992) ont conduit de nombreux auteurs à proposer une érosion chimique des silicates importante en Himalaya durant le Néogène (e. g. Raymo *et al.*, 1988 ; Edmond, 1992 ; Raymo et Ruddiman, 1992 ; Richter *et al.*, 1992). L'interprétation en terme de flux d'altération des silicates est cependant fortement dépendante des sources qui délivrent du Sr dissous. Pour le Gange et le Brahmapoutre des interprétations largement divergentes sont ainsi proposées (Edmond, 1992 ; Palmer et Edmond, 1992 ; Derry et France-Lanord, 1996 ; Quade *et al.*, 1997 ; Blum *et al.*, 1998 ; Singh *et al.*, 1998). Il est donc nécessaire de faire un bilan des sources du Sr dissous dans le bassin du Gange-Brahmapoutre pour savoir comment le flux de Sr dissous est couplé à l'érosion chimique des silicates. C'est l'objet de la troisième partie de ce chapitre, rédigé sous forme d'article.

Dans la dernière partie de ce chapitre, nous interprétons les résultats obtenus sur les flux dissous en terme de vitesse d'érosion chimique. Nous examinerons ensuite les facteurs qui contrôlent la vitesse d'érosion grâce à la diversité des conditions climatiques et lithologiques qui prévalent sur le bassin étudié. Ce type d'information est une des bases pour l'interprétation des variations des régimes d'érosion dans le passé qui sont déduites des enregistrements sédimentaires syntectoniques (e. g. France-Lanord *et al.*, 1993 ; Derry et France-Lanord, 1996 ; Derry et France-Lanord, 1997 ; Quade *et al.*, 1997).

IV-1) Les processus d'altération dans le bassin du Gange-Brahmapoutre et le flux d'alcalinité

Dans cet article sont présentées les compositions chimiques des eaux des rivières drainant le Népal Central et Ouest. L'échantillonnage couvre l'ensemble de la chaîne, des sources des rivières, versant tibétain à la plaine du Gange. Les rivières ont été échantillonnées pour toutes les saisons, y compris la mousson, aussi bien au Népal qu'au Bangladesh pour le Gange et le Brahmapoutre.

Les rivières qui drainent le Nord de la chaîne himalayenne sont caractérisées par de faibles écoulements spécifiques, sous un climat aride et froid. Les cours d'eaux principaux ont des $\delta^{13}C_{DIC}$ proches de 0‰, des rapports $[SO_4^{2-}]/([SO_4^{2-}]+[HCO_3^-])$, notés X_{SO_4}, élevés autours de 40 Eq% et des concentrations en chlore importantes. Le calcium est le cation majoritaire (Ca^{2+}/Σcations = 55 to 75 Eq%, après correction du sodium par le chlore). Le sulfate dissous provient des eaux lessivant les TSS alors que le chlore est relié aux eaux thermales. L'origine du sulfate est principalement l'oxydation des sulfures plutôt que la dissolution d'évaporite. Les $\delta^{13}C_{DIC}$ positifs et aussi élevés que +3.9 ‰ montrent que du CO_2 métamorphique est un agent important de l'altération. Les rivières drainant les bassins du flanc nord de la chaîne ont à peu près 50% de leur alcalinité provenant de la dissolution des carbonates, 20% de l'activité biologique et 30% du dégazage de CO_2 métamorphique.

Sur le flanc Sud de l'Himalaya, les rivières sont plus appauvries en ^{13}C et ont, en moyenne, un plus faible X_{SO_4}. La plupart des rivières ont un $\delta^{13}C_{DIC}$ et X_{SO_4} compatible avec un mélange entre du CO_2 du sol et des sulfates dérivés de l'oxydation des sulfures. Pendant la mousson, l'écoulement spécifique augmente d'un facteur 20 environ, alors que la concentration totale d'éléments dissous n'est que faiblement réduite. X_{SO_4} et $\delta^{13}C$ diminuent, alors que le rapport Ca/Σcations augmente, ce qui implique une dissolution accrue de calcite pédogénique.

D'un point de vu global, l'altération des silicates dans le bassin du Gange-Brahmapoutre délivre environ 2.7×10^{11} mol/an d'alcalinité à l'océan, ce qui est relativement modeste. L'acide sulfurique est responsable de 20 à 30% des réactions d'altération dans le bassin du Brahmapoutre et de 6 à 9% pour celui du Gange. 60 à 65% du flux d'alcalinité lié à l'altération des silicates est équilibré par Na^+ et K^+. La consommation, à long terme, du CO_2 atmosphérique par l'altération dans le bassin du Gange-Brahmapoutre est autour de 6.4×10^{10} mol/an, alors que le flux de CO_2 métamorphique ayant altéré les roches est de l'ordre de 1×10^{10} mol/an.

Weathering Processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget.

Albert Galy * and Christian France-Lanord

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques - CNRS, BP 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy, France

* Corresponding author agaly@crpg.cnrs-nancy.fr

Chemical Geology, sous presse

1. Introduction

Dissolved fluxes derived from Himalayan erosion and transported to the ocean by the Ganges and Brahmaputra (G-B) rivers exert a strong influence on the chemical budget of some elements at the global scale (Richter et al., 1992; Krishnaswami et al., 1992; Palmer and Edmond, 1992; Derry and France-Lanord, 1996). Several studies have discussed the effect of silicate weathering of the Himalaya on the global uptake of atmospheric CO_2 since the Miocene (e. g. Raymo and Ruddiman, 1992; Goddéris and François, 1996; France-Lanord and Derry, 1997). While there is no doubt that the G-B has a significant impact on the Sr isotope budget of the ocean, the relationship between Sr isotopic fluxes and silicate weathering remains debated (e. g. Quade et al., 1997; Mc Cauley, and De Paolo 1997; Singh et al., 1998). The evaluation of these processes, particularly of the CO_2 uptake by silicate weathering, requires the characterization of the dissolved load of the G-B with regard to its origin (carbonate, silicate or evaporite) and the type of weathering agent involved. Pioneer studies on the G-B chemistry have shown the predominance of carbonate dissolution over silicate weathering and a relative variability of the riverine chemistry from the Himalayan headwaters down to the flood plain (Handa, 1972; Sarin and Krishnaswami 1984; Sarin et al. 1989). From available data on Himalayan rivers, some typical features can be underlined from north to south (Sarin et al., 1989; Sarin et al., 1992; France-Lanord et al. 1995). Headwaters are characterized by high total dissolved solids (TDS) around 350 mg/l, with high ratios of SO_4^{2-}/Σanion . Rivers originating on the southern flank of the Himalaya deliver variable fluxes of dissolved elements, depending on the lithology of their basin. In the flood plain, silicate weathering reactions and tributaries from the south (India) play an important role. Despite these detailed studies, uncertainties remain on the budget of both anions and cations in the G-B, and thus on the budget of silicate alkalinity. In the G-B, 10 to 15% of the anion charge is sulfate that can be derived from either evaporite dissolution or sulfide oxidation. It is necessary to determine if sulfide oxidation is a significant weathering agent in this system or if the high sulfate values represent only "passive" dissolution of evaporitic units. The chemical difference between eroded sediments and their Himalayan source rocks suggests that silicate alkalinity is primarily in the form of alkali cations, which have a significantly smaller impact on net CO_2 consumption than Ca-Mg cations (France-Lanord and Derry,

1997). In order to quantify CO_2 consumption by weathering of the Himalaya, the sources of sulfate and of base cations must be quantified.

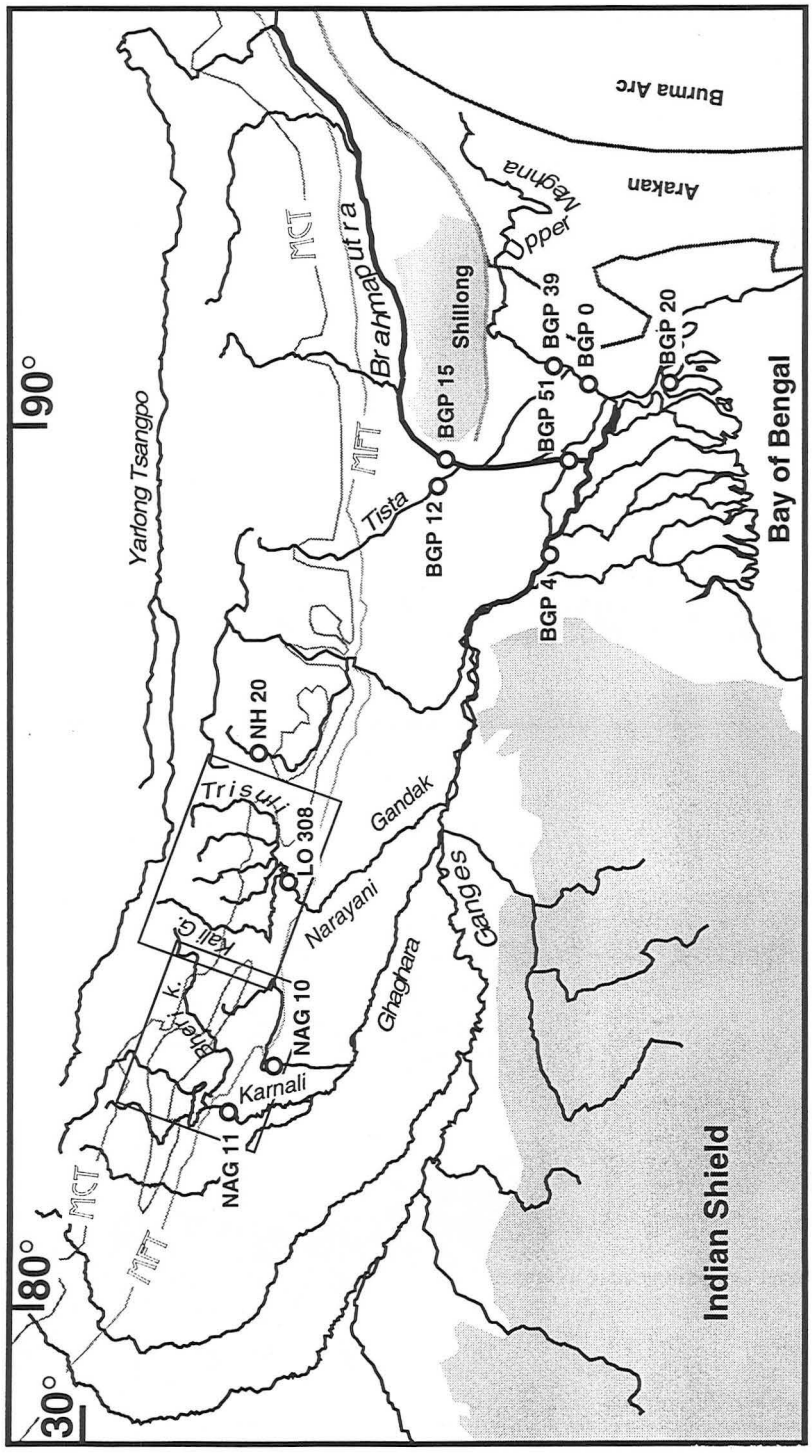


Fig. 1 : Map of the Ganges and Brahmaputra basin and location of river samples and maps of figure 2. When several samples were taken at the same location only the first sample is labelled on the map. MFT: Main frontal thrust is the southernmost Himalayan thrust, thrusting the Siwaliks over the Gangetic plain. MCT : Main Central Thrust, thrusting the High Himalaya Crystalline over the Lesser Himalaya, is mostly located at the foot of the high range (Seeber and Gornitz, 1983).

Fig. 2a

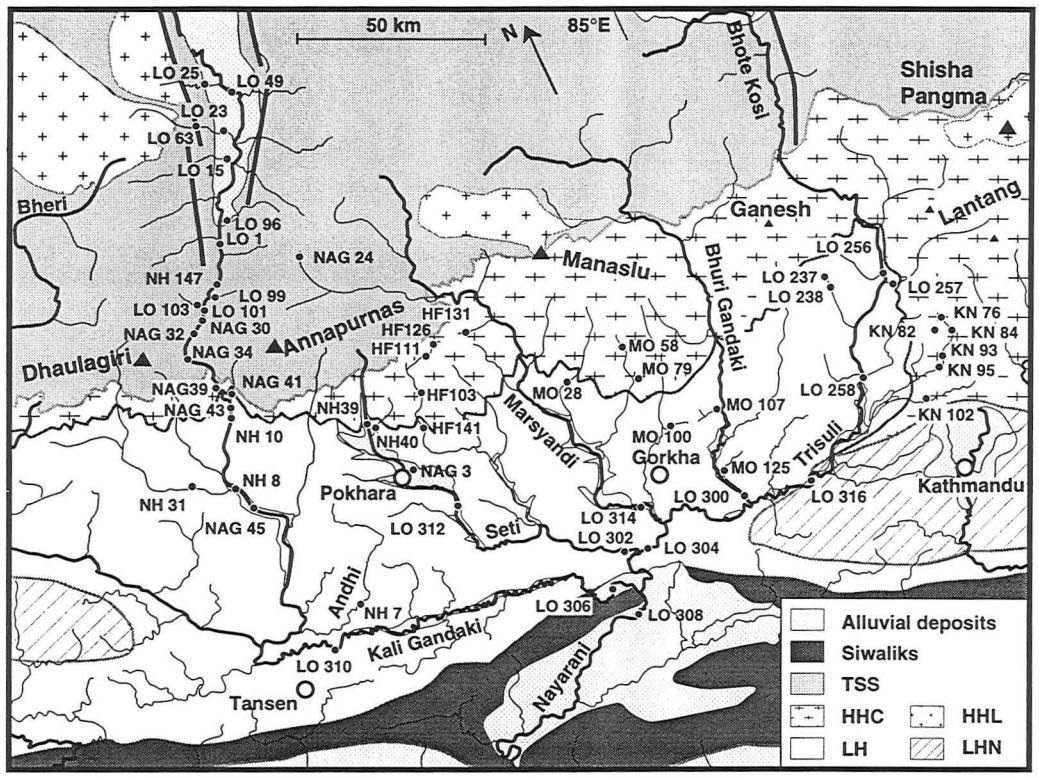


Fig. 2b

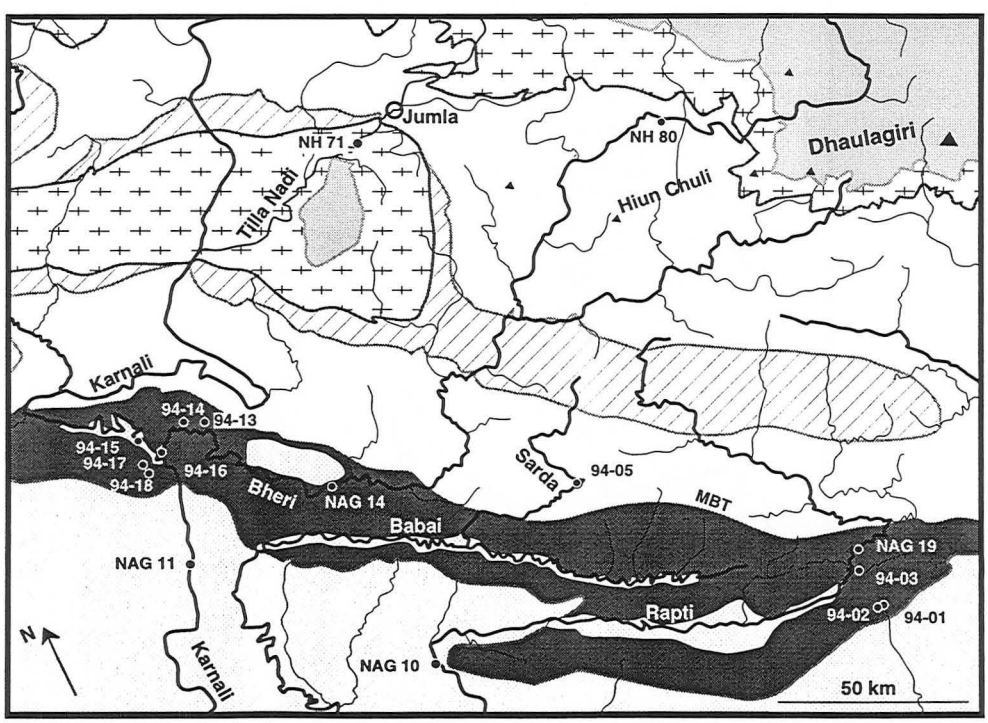


Fig. 2 : Geological maps of Narayani watershed (a) and Karnali watershed (b) with water samples. When several samples have been taken at the same location only the first sample is labelled on the map. Geology after Colchen et al. (1986); Le Fort and France-Lanord (1995) and Upreti and Le Fort (in press). TSS = Tethian Sedimentary Series. HHC = High Himalaya Crystalline. LH = Lesser Himalaya. HHL = High Himalaya Leucogranite. LHN = Lesser Himalaya Nappe.

In this study, we characterize the weathering reactions in the different zones of the G-B basin and the origin of the dissolved load in order to refine the budget of silicate weathering in the Himalayan system. The study is based on the chemical analyses of stream waters in different locations of the Narayani basin in Nepal Himalaya, and of the G-B in Bangladesh. Special attention has been paid to the seasonal variability of the riverine chemistry, since most of the dissolved flux is delivered during the monsoon. The data base, including major cations and anions and the isotopic composition of dissolved inorganic carbon, helps to constrain the source of carbonic acid involved in the weathering reactions. In addition, the chemistry of precipitation, the geology of the basin, the mineralogy of the bedload and hydrological data are used to refine this budget of Himalayan chemical erosion.

2. Hydrology and Geology of the Ganges-Brahmaputra basin

The Ganges-Brahmaputra (G-B) basin drains a surface of ca. 1.66×10^6 km^2 in India, Tibet, Nepal, Buthan and Bangladesh (Fig. 1). Four domains can be defined: the G-B plain, the hills and plateau of India to the south of the G-B plain, the Himalaya, and the southern part of the Tibetan plateau. The discharges of the Ganges and Brahmaputra are 459 and 612×10^8 m^3/yr, respectively (GRDC, 1994). A sharp climatic contrast exists between Tibet and the rest of the basin. The southern flank of the range and the plain are exposed to monsoonal precipitation (1 to 4 m/yr) whereas, to the north of the high range, the Tibetan climate is cold and arid with precipitation around 0.2-0.5 m/yr. While the respective area proportions for the G-B plain, southern hills, Himalaya and Tibet are 46:20:18:16, the proportions of annual discharge are 32:9:52:7. This reflects the heterogeneous distribution of precipitation over the basin and the dominant role of the Himalaya in collecting precipitation by orographic effect. Following the major geographical limits, the geology of the Himalaya can be divided into four units separated by major thrust systems. The terranes of the southern part of the Tibetan plateau mostly belong to the Tethian Sedimentary Series (TSS), composed primarily of Palaeozoic-Mesozoic carbonate and clastic sediments (North Indian shelf sediments). Underlying the TSS, the High Himalaya Crystalline (HHC) is the principal formation of the high range. It consists of ortho- and paragneisses, migmatites and highly metamorphosed marbles (Gansser, 1964; Colchen et al., 1986; Le Fort, 1989). The Lesser Himalaya (LH) is

composed of variably metamorphosed Precambrian sediments. The lithologies are quartzo-pelitic schists, quartzites, and dolomitic carbonates. The southernmost part of the range consists of the recently uplifted Siwaliks, formed of Mio-Pliocene detrital sediments accumulated in the former Gangetic plain.

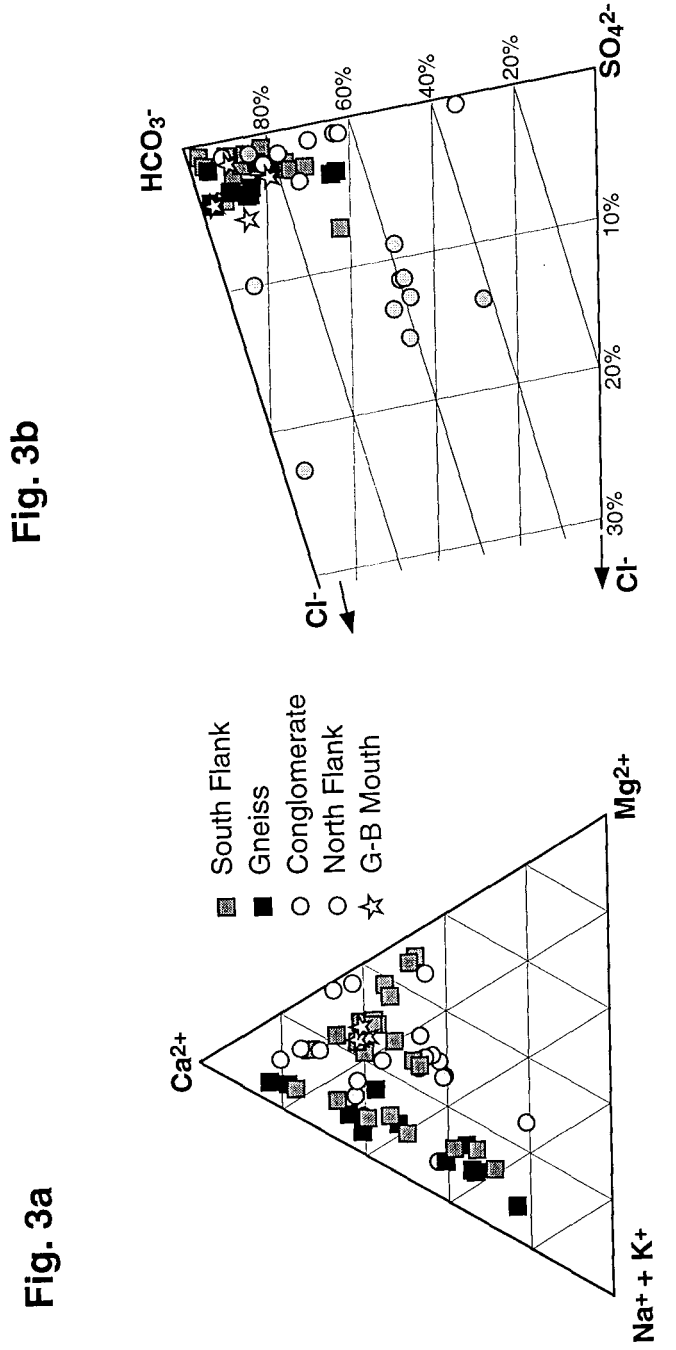


Fig. 3 : Triangular plots representing the relative abundance of major cation and anion charges. Ca is the dominant cation and Mg remains low in silicate drainage. SO_4^{2-} typically represents 10 to 20% of the anion charge. Cl^- is only significant in rivers draining the Mustang graben conglomerate.

3. Sampling and analyses

Water samples were collected in the Narayani watershed, which is one of the four main rivers draining Nepal (Fig. 1 & 2). Sampling includes (1) main tributaries of the Nayarani in the Lesser Himalaya (Kali Gandaki, Marsyandi, Bhuri Gandaki and Trisuli), (2) detailed sampling of the Kali Gandaki from the northern headwaters in the Mustang graben to the south, and (3) minor tributaries of various locations within the basin. Additional basins have been sampled in western Nepal (Karnali, Bheri and Rapti rivers), in Sikkim (Tista river), and some draining the Siwaliks. Samples were collected between May 1993 and April 1997 (Tables 1 to 5), mainly during the dry season, except for the Trisuli and the Bheri rivers which have been sampled repeatedly over one year. The Ganges and Brahmaputra were sampled at different points in Bangladesh during the 1996 monsoon and in winter of 1997 (Fig 1 and Table 5). In Bangladesh we also collected water from the Tista which flows directly from the Himalaya and the Upper Meghna which flows from the Shillong plateau.

All samples were collected from the river bank, filtered through 0.2 μm or 0.1 μm nylon Millipore filters and stored in 2 bottles free of air. One bottle of water was acidified by adding one drop of strong distilled HNO_3. When reported, pH values were determined in the field. Alkalinity was measured by HCl titration in the field for some samples and was always within 7% of the HCO_3^- determined by charge balance.

The $\delta^{13}C$ of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}C_{DIC}$) were measured on CO_2 released by acidification with >100 % H_3PO_4 in vacuum. The sample bottles were opened under an N_2 atmosphere in a glove box and aliquots of 15 to 20 ml were transferred into the reaction vessel. The acidification will release carbonate for highly saline water but no precipitate has been observed in bottles for river waters. The CO_2 released after acidification was extracted while water was trapped as ice at -80°C. Total CO_2 released was measured manometricaly and analysed for $^{13}C/^{12}C$ ratio using a modified VG 602D isotope ratio mass spectrometer. Overall reproducibility is ± 0.2 ‰ for $\delta^{13}C_{DIC}$.

Major element concentrations were measured by ion chromatography at the CRPG. Separation of F^-, Cl^-, NO_3^- and SO_4^{2-} was carried out on a AS12A column using non-acidified water. Acidified water was passed through a CS10 column in order to analyse Na^+, K^+, Mg^{2+} and Ca^{2+}. Each ion was calibrated in a range from 0 to 2 mg/l and the water samples were diluted to fit this range. The detection limit for F^- is 2 ppb, for NO_3^- is 10

ppb and for all other ions, the measured amounts are well above their detection limits. Reproducibility is around 10% (relative) for all ions. HCO_3^- was determined by charge balance from the other ions. Silica was measured by spectrophotometric measurement of the Mo blue complex and 22 samples were duplicated by atomic absorption. These two methods gave comparable results, ruling out the occurrence of significant Si in colloidal form.

4. Results

The data from the Central Nepal basin are presented in Tables 1, 2, and 3 for the Kali Gandaki, Trisuli and other rivers, respectively (Fig. 2). For convenience, the samples have been listed in the tables from north to south. Data from the Western Nepal basins and Siwaliks are listed in table 4. Data from river samples in Bangladesh are given in table 5.

Chemical compositions of Himalayan rivers are highly variable, with total dissolved solid (TDS) ranging from 6 to 880 mg/l. Both the location in the basin and the lithology of the drainage appears to control their chemical characteristics. These are listed in table 6 following the main geographic divisions. All river waters have high relative $[Ca^{2+}]$, with Ca^{2+} representing more than 50 %eq of the total cation charge (Σ^+) (Fig 3a). Rivers draining dominantly gneissic terranes in the south flank, some Siwaliks rivers, and basins with a large evaporite component, such as the higher Kali Gandaki, have $[Na^+]$ over 30 %eq of the total cation charge. Overall, rivers draining North flank basins have the highest concentration and are characterized by high relative $[SO_4^{2-}]$ and locally high $[Cl^-]$ (Fig 3b). pH values are always high, between 7.5 and 9.3. With the exception of rivers from gneissic drainage, river waters are always saturated with respect to calcite. This is consistent with the fact that rivers carry 5 to 40% detrital carbonates in the bedload and suspended load. Dissolved inorganic carbon (DIC) has $\delta^{13}C_{DIC}$ ranging between ca. 0‰ in the north to -12 ‰ in Bangladesh. For most samples, pCO_2 concentrations are 5 to 25% higher than calculated or measured $[HCO_3^-]$, implying that waters are significantly supersaturated with respect to atmosphere for dissolved CO_2. The supersaturation reflects equilibration of these waters in a high pCO_2 environment, such as soils or ground water.

Fig. 4

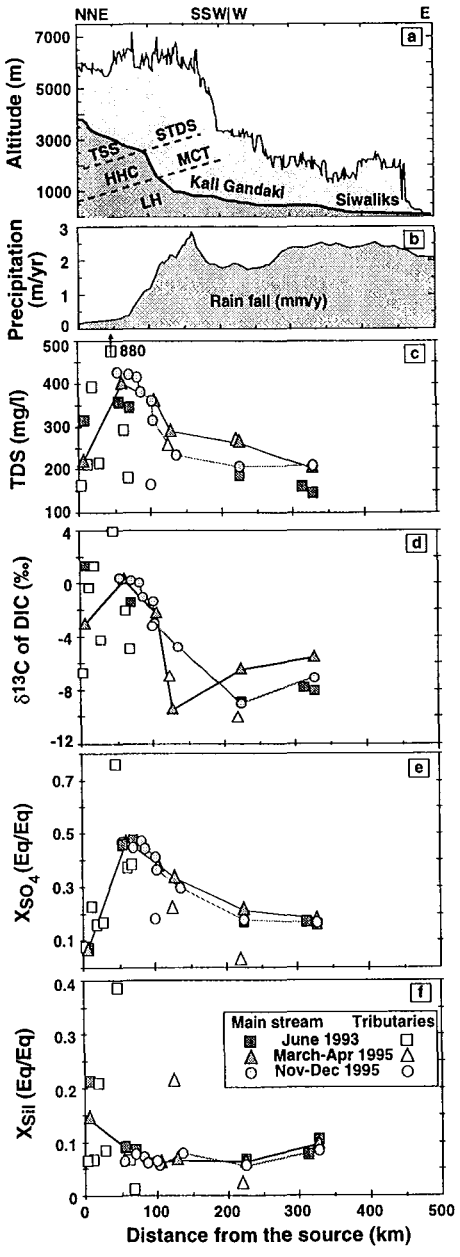


Fig. 4 : River profile of the Kali Gandaki, from the source above Lo Mantang (Mustang) to the outflow of the Narayani in the Gangetic plain. a) Topographic profile of the river and average crest altitude (Hurtrez,1998). The breaks in the slope of the river profile underline the zones of intense physical erosion. Rocks of the Tethian sedimentary series (TSS) are separated from the High Himalayan Crystalline (HHC) by the Southern Tibetan Detachment System (STDS). The HHC are thrust over the Lesser Himalaya (LH) along the Main Central Thrust (MCT). b) average precipitation over the river basin from kriging of meteorological data of Nepal (Hurtrez,1998). c) Total Dissolved Solid (TDS). d) $\delta^{13}C_{DIC}$ decreases from north to south. In the north $\delta^{13}C_{DIC} \cong 0$ ‰, implying an inorganic origin of the carbon, while to the south, soil respiration becomes important. e) The ratio of sulfate to bicarbonate (X_{SO_4}) that largely reflects the contribution of the southern part of the TSS in this basin. f) silicate to carbonate weathering ratio (X_{Sil}) as defined in appendix.

The Kali Gandaki has its source in Tibet and descends to the Gangetic plain (Fig. 4). All major Himalayan rivers follow a similar profile (Seeber and Gornitz, 1983), but unlike other major rivers, the upper part of the Kali Gandaki lies in the Mustang graben (one of the Tibetan Neogene grabens). The north basin is characterized by low precipitation (25 to 50 cm/yr), high TDS, and the highest values of Cl^- and SO_4^{2-} in the whole river system. $[Cl^-]$ and $[SO_4^{2-}]$ are however independent as water from the TSS never have high $[Cl^-]$ (< 20 µmol/l). It is only in the graben filling conglomerate that waters have high $[Cl^-]$. Dissolved inorganic carbon is characterized by extremely high $\delta^{13}C$ around 0 ‰ in the main stream of the Kali Gandaki and up to +3.9 ‰ for some tributaries. Cations are dominated by Ca^{2+}, which remains the dominant cation all along the river course. When crossing the high range, precipitation increases very rapidly to reach ≅ 2 m/yr. Despite this increased runoff, TDS remain high, indicating an increase of the chemical denudation rate on the southern slope of the range. $\delta^{13}C_{DIC}$ decreases gradually as a response to the contribution of the south flank tributaries which have $\delta^{13}C_{DIC}$ around -8 ‰. In the south, the Kali Gandaki is characterized by high relative Cl^- and SO_4^{2-} contents, if compared to most other rivers. These characteristics clearly reflect the contribution of the headwaters in Mustang.

5. Discussion

5.1 Atmospheric input and anthropogenic effects.

The rain water contribution has been estimated from our new and published analyses of rain waters listed in table 7. While the chemistry of rainwater is highly variable, the elemental ratios imply that its chemistry is derived from sea water aerosols as well as from dissolution of continental dust. Excess Ca^{2+} and Mg^{2+} are related to input of terrestrial carbonate and sulfate dust which dissolve in rain water (Sequeira and Kelkar, 1978; Wake et al., 1993). The Cl/Na ratio is lower than that of sea water as well as of oceanic aerosols (Tsunogai et al., 1972) and implies a terrestrial silicate dust contribution for Na as well. Atmospheric inputs are more important close to the Ganges delta than in Himalaya. The Ca/Na and Mg/Na ratios are lower in the plain than in the mountain implying an increase of the dust contribution away from the sea.

Estimates of cyclic salt contribution also imply that evapotranspiration is taken into account. In Nepal, both direct measurement (Alford, 1992) and calculated potential evapotranspiration imply that ca. 25% of the precipitation is affected. In the Ganges plain, evapotranspiration is more important and likely reaches 50% of the precipitation (e. g. Krishnamurthy and Bhattacharya, 1991). On this basis, we estimate the rain water contribution to the riverine dissolved load from the average rain water concentrations multiplied by 1.33 for 25% evapotranspiration in the Himalaya and 2 for 50% evapotranspiration in the Gangetic plain. For rivers in Bangladesh we used a composite of 50% Himalaya rainwater and 50% plain rainwater. The proportion of atmospheric input is about 1 to 10 % of the TDS, except for some high altitude small catchments in the HHC where it can reach 65%.

Anthropogenic activity can modify the chemical signature of river water. In Nepal, Collins and Jenkins (1996) have shown that catchments in agricultural zones are enriched in nitrate and sulfate by 5 to 10 µmol/l over similar forested catchments. This is likely due to the use of N- and K-fertilizers. Some of high altitude rivers (Mailung, Tadi, Hundi), or those with little forested watersheds (Mustang area along the Kali Gandaki and the Bheri at Dunai) have significant concentrations of nitrate which may reflect the influence of livestock. For all other rivers this contribution remains minor.

5.2 Weathering processes :

5.2.1 Acid involved

One of the unknown in the alteration process is the source of the acid involved in the reaction. Weathering reactions can involve acids from the following sources:

(1) Atmospheric CO_2 dissolved in surface water. In carbonate catchments, it has been shown that kinetic limitations occur during dissolution of carbonate by atmospheric CO_2 leading to maximum [HCO_3^-] around 150-200 µmol/l (Fairchild et al, 1994). This reaction will provide $\delta^{13}C_{DIC}$ around -2 to +2 ‰.

(2) Soil CO_2. Biologic activity in soil enhances pCO_2 far above the atmospheric levels. HCO_3^- in equilibrium with CO_2 produced by degradation of C3 plant should have a

$\delta^{13}C$ around -18‰. A silicate weathering reaction consuming soil CO_2 should then produce HCO_3^- at -18‰, whereas carbonate dissolution should release HCO_3^- at -9‰, because half of the HCO_3^- is derived from the carbonate.

(3) Metamorphic CO_2. We sampled thermal springs highly enriched in ^{13}C at five locations in the Mustang graben at the contact between the graben-filling conglomerate and the basement formations. These springs are always characterized by $\delta^{13}C_{DIC}$ above +10‰, [HCO3$^-$] between 6000 and 120 000 µmol/l, variable [Cl^-] and [SO_4^{2-}], and are associated with CO_2 degassing. The production of dry CO_2 at depth by metamorphic decarbonatation around 300-400°C creates gas enriched in ^{13}C by 2 to 6‰ with regard to the original rock (Shieh and Taylor, 1969; Friedman and O'Neil, 1977). The evolved CO_2 is further dissolved in ground water that produces HCO_3^- having a $\delta^{13}C$ 6-10‰ higher than that of the gas (Mook et al., 1974). A contribution of this type of alkalinity is clear in the Narsing river with $\delta^{13}C$ = +3.9 ‰ requiring a source of enriched CO_2. One spring water which flows into this river has been analysed with [HCO_3^-] around 30 000 µmol/l and $\delta^{13}C_{DIC}$ = + 13.5 ‰.

(4) Sulfuric acid derived from sulfide oxidation. Sulfuric acid will react with calcite and silicate. The HCO_3^- released by this reaction have the $\delta^{13}C$ around zero permil.

The characteristic and contribution of acids to the weathering budget can be estimated using $\delta^{13}C_{DIC}$, which varies with the source of the carbonic acid, and the sulfate proportion (X_{SO_4} eq%). The proportion of carbonate/silicate altered and of the four weathering acids provide the covariations of X_{SO_4} with $\delta^{13}C_{DIC}$ shown in figure 5. The alkalinity budget and X_{SO_4} can be described by the 3 equations:

$$[HCO_3^-]tot = [HCO_3^-]carb + [HCO_3^-]bio + [HCO_3^-]meta + [HCO_3^-]atm$$

$$\delta^{13}Ctot = (\Sigma i\ [HCO_3^-]i \times \delta^{13}Ci\ ) / [HCO_3^-]tot$$

$$X_{SO_4} = ([SO_4^{2-}]sulfide + [SO_4^{2-}]evaporite\ )/([\ SO_4^{2-}]tot+[HCO_3^-]tot)$$

where total alkalinity is the sum of HCO3$^-$ derived from *i* inputs: carbonate dissolution (carb), biologic (bio), metamorphic (meta) and atmospheric (atm). This system can be simplified assuming that : (1) direct weathering by atmospheric CO_2 is negligible, (2) sulfuric and carbonic acids alter carbonate and silicate without any selectivity, (3) [HCO_3^-]carb = $[Ca^{2+}]-[Na^{+*}] \times 0.2$ (see appendix). In the case of weathering without

metamorphic CO_2, compositions plot on the curves drown on figure 5 for different proportion of carbonate to silicate altered. For the end member case where all weathering is produced by reaction with H_2SO_4, X_{SO_4} vary between 0.5 for dissolution of carbonate and 1 for silicate (Fig. 5).

Fig. 5

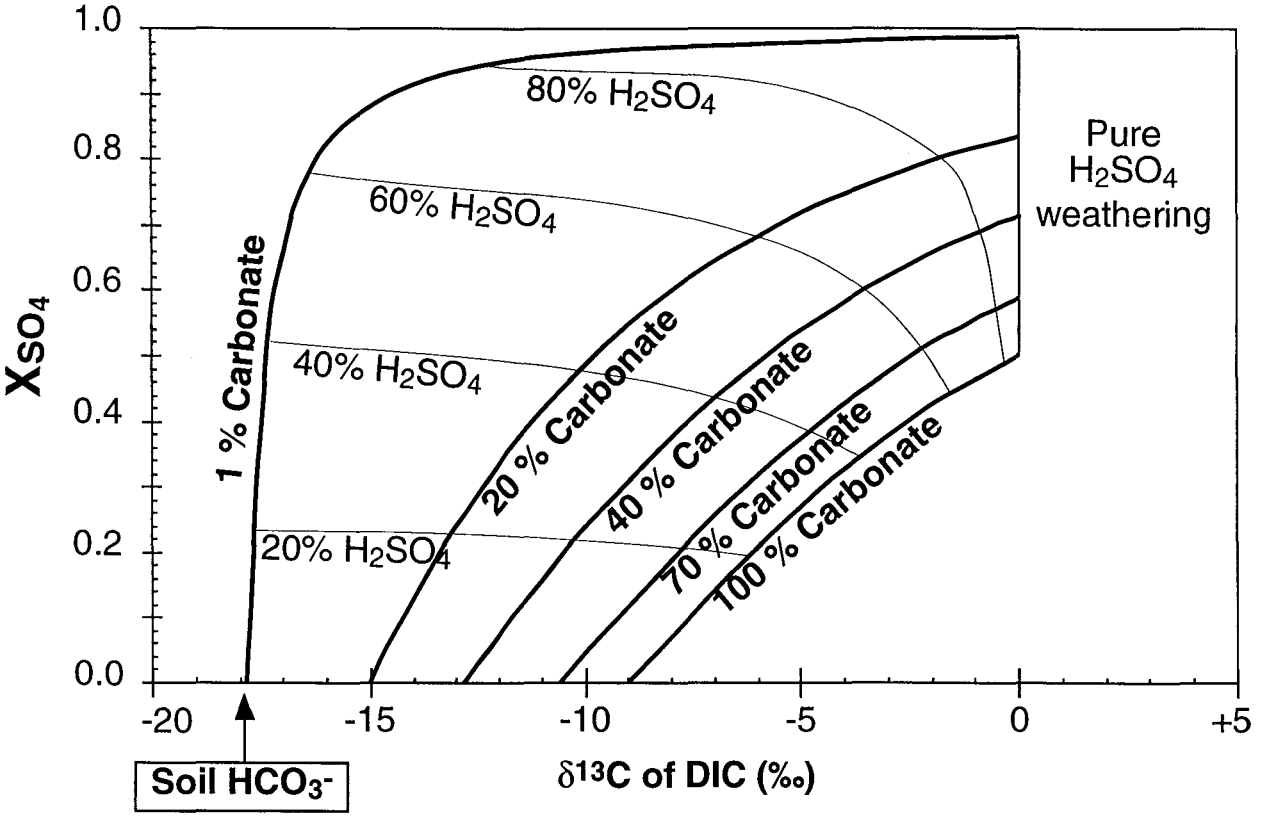


Fig. 5 : Isotopic composition of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}C_{DIC}$) versus ratio of [SO_4^{2-}] over (SO_4^{2-}]+[HCO_3^-]) termed (X_{SO_4}). Curves describe water characteristics for alteration driven by variable mixtures of sulphuric acid and carbonic acid of biologic origin. Curves are drawn for different proportions of altered silicate to carbonate, assuming that both mineral are altered in the same amount by each acid. $\delta^{13}C$ of carbonate = 0‰, $\delta^{13}C$ of soil CO_2 = -18‰.

5.2.2 Mustang basin - Kali Gandaki headwaters

Main stream Kali Gandaki waters are characterized by high $\delta^{13}C_{DIC}$ (close to 0‰), high sulfate content around 40 eq%, high chlorine content around 10 eq%, and dominant proportion of Ca in the cations (X_{Ca} = Ca^{2+}/Σcations of 55 to 75 eq%, after correction of

sodium by chloride). Waters are always over saturated with respect to calcite, and detrital carbonate was found in all bedload sands. High [Cl^-] are restricted to catchment draining the conglomerate formations which fill the Mustang graben. Surrounding tributaries draining the TSS formations have low [Cl^-]. Therefore, Cl^- is likely derived from thermal spring circulations enriched in Cl^- and/or from the leaching of salted lenses described in the basal formation of the conglomerate (Tshering and Bhandari, 1973 in Fort, 1996).

Except in the extreme north, Mustang river waters have high sulfate contents. Sulfate can be derived from either dissolution of $CaSO_4$ minerals in sedimentary evaporites or from oxidation of sulfide minerals. Both source are possible in the Mustang context since (1) high [Cl^-] imply that evaporitic material is altered and (2) pyrite is present in the Mesozoic formations of the TSS (Bordet et al 1971). Saline waters in glacial environments are frequently associated to this last reaction (Vennum, 1980; Chillrud et al., 1994; Fairchild et al, 1994; Williams et al., 1995). The evaporitic origin is not supported by the lack of correlation between [Cl^-] and [SO_4^{2-}]. Sulfate is released in the TSS waters whereas chloride concentrations remain low. The most extreme example is NAG24 (table 3) which is glacial water flowing on TSS terrain and contains only 4 µmol/l Cl^- for 2852 µmol/l of SO_4^{2-}. For these reasons we argue that the dissolved sulfate mostly derives from sulfide oxidation.

$\delta^{13}C_{DIC}$ are high in almost all Mustang waters which is not common in rivers (e. g. review in Mook and Tan, 1991). $\delta^{13}C \cong 0‰$ could be reached via several scenarios. CO_2 equilibration with the atmosphere is unlikely because these rivers are significantly supersaturated in CO_2 with respect to atmosphere. Degassing of CO_2 tends to increase the $\delta^{13}C$ of remaining DIC, but such degassing will only increase the $\delta^{13}C_{DIC}$ by about 0.5‰. Photosynthetic activity tends to increase $\delta^{13}C_{DIC}$ (Pawellec and Veizer, 1995) but is not important in the cold and arid climate of this basin. Carbonate dissolution promoted by dissolved atmospheric CO_2 will deliver DIC around 0‰ but these reactions cannot account for the high CO_2 concentrations measured in these waters. Finally, the weathering of carbonate by sulfuric acid delivers DIC around 0‰. Given the X_{Ca} of these rivers, the X_{SO_4} ratio should be between 0.65 and 0.80 if sulfuric acid was the only weathering agent or even higher if some SO_4^{2-} is derived from evaporite. Our data are lower around 0.5 and imply that carbonic acid also contributes to weathering reactions (Fig. 6a). In figure 6a,

all samples lie to the right of the mixing trend between the H_2SO_4 and the "Biological" CO_2. A contribution of metamorphic CO_2 could satisfy the carbon isotopic budget. To the extreme north, $[SO_4^{2-}]$ are low and samples of the main stream of the Kali Gandaki (LO 49) have variable $\delta^{13}C_{DIC}$ (-3.2 and +1.3 ‰) and $[Cl^-]$ (270 and 930 µmol/l). One minor local tributary (LO 25) has lower $\delta^{13}C_{DIC}$ at -6.7‰ and low $[Cl^-]$, reflecting a greater influence of soil weathering reactions. On the other hand, nearby spring waters have very high $[Cl^-]$ (93000 µmol/l) and $\delta^{13}C_{DIC}$ around +10‰, with $[HCO_3^-]$ of 36800 µmol/l. The two samples of the Kali Gandaki are consistent with mixing between spring waters enriched in metamorphic CO_2 and surface water enriched in biologically derived CO_2 (represented by sample LO 25). Downstream, the chemistry of the Kali Gandaki becomes strongly enriched in sulfate while its $\delta^{13}C_{DIC}$ varies little between -1.4 and 0.4 ‰ (Fig. 6a). These chemical signatures indicate the contribution of a tributary where sulfide oxidation and metamorphic CO_2 are important weathering agents, such as in sample LO 96.

Following the simplifications of the alkalinity budget (section 5.2), we find that about 50% of the alkalinity is derived from carbonate dissolution, 20% from biogenic CO_2, and 30% from metamorphic CO_2. This rough budget underlines the importance of metamorphic CO_2 in the chemical budget of these rivers.

The Kali Gandaki headwaters are characterized by the role of sulfide oxidation and metamorphic CO_2 as weathering agents. The importance of sulfuric acid could be a relatively general feature of the north flank basins because most rivers flowing from the north Himalaya have high $[SO_4^{2-}]$. In Nepal, the Bhote Kosi, Marsyandi, Seti, and Bheri in their upper reaches have high $[SO_4^{2-}]$. In the Garhwal Himalaya, high $[SO_4^{2-}]$ in river water or in melt waters were also proposed to partially result from oxidation of pyrite (Sarin et al., 1992; Hasnain and Thayyen, 1996). We have no data which permit us to evaluate the importance of metamorphic CO_2 as a weathering agent in these north Himalayan basins. The metamorphic CO_2 is restricted to the graben of the Thakkhola in the Kali Gandaki, but this type of heavy dissolved carbon was also suggested for the Tibetan lakes (Fontes et al., 1996) and may represent a general feature for catchment linked to major tectonic depression.

Fig. 6a

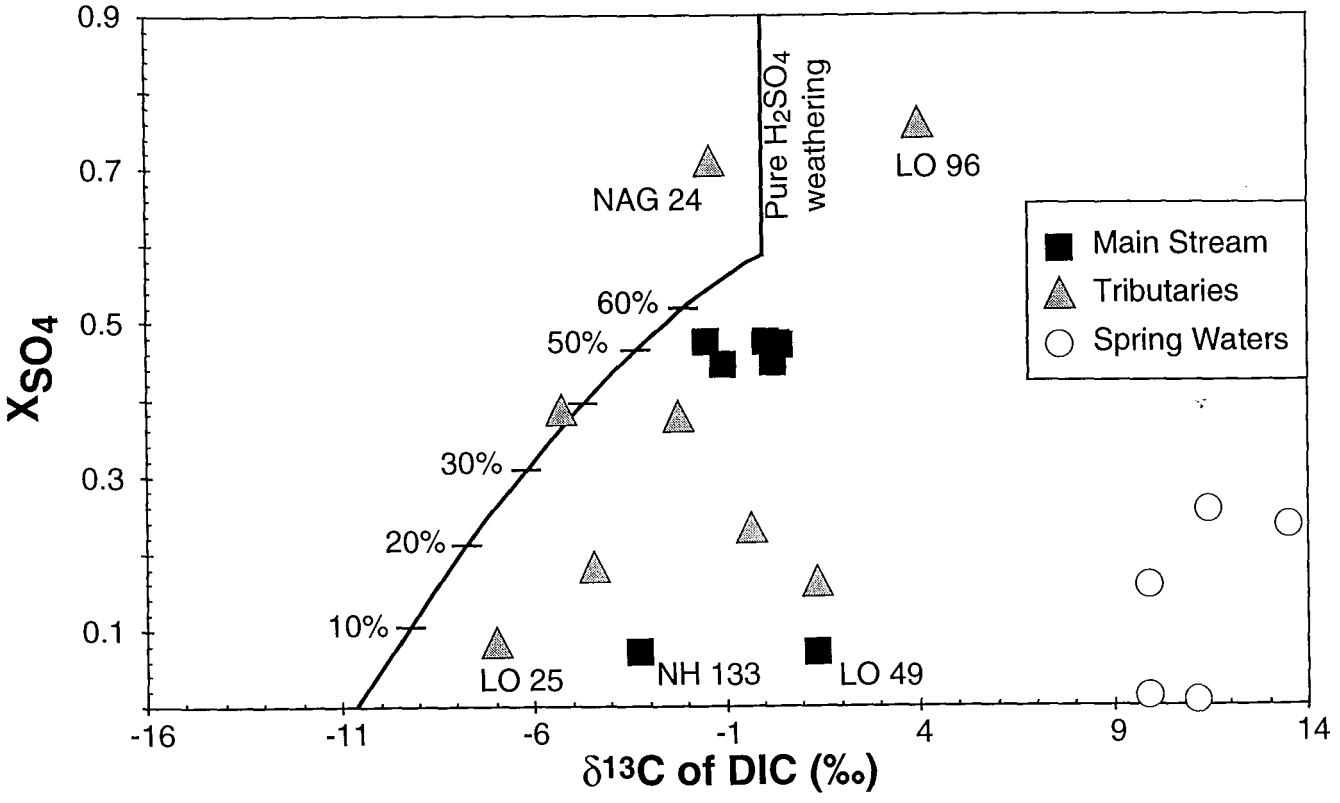


Fig. 6a : Plot of $\delta^{13}C_{DIC}$ versus XSO_4 in the Kali Gandaki head waters. Data for thermal springs sampled near the river show high $\delta^{13}C$ values, implying a metamorphic origin for the CO_2. The mixing curve corresponds to the alteration by sulphuric acid and respired carbonic acid of 70% of carbonate and 30% of silicate. The fact that rivers plot to the right of the mixing curve implies that CO_2 rich in ^{13}C is involved in the alteration reaction in addition to biologic CO_2. The contribution of metamorphic CO_2 dissolved in ground water as sampled in thermal springs is clearly identified at several locations.

5.2.3 South flank rivers

When crossing the high Himalaya, large rivers like the Kali Gandaki have decreasing $\delta^{13}C_{DIC}$ (Fig. 4). This is due to progressive contribution of south flank catchments, where two types of rivers can be defined on the basis of the lithology of their basin . Rivers flowing in carbonate-free basin have low TDS, around 15 to 50 mg/l, and

lower X_{Ca}. In these rivers the cyclic contribution is important and may represents up to 50% of the dissolved load. For this reason, we will use data corrected for cyclic contribution (marked by an asterisk) in the following discussion. Basin with carbonate units from the TSS, HHC or LH have higher TDS (100 to 270 mg/l) linked to a higher X_{Ca}. In both river types, the X_{SO_4} ratio is variable, between 0.05 and 0.35, even after correction for cyclic sulfate. Altogether, these rivers have lower $\delta^{13}C_{DIC}$ than the north flank rivers, implying that biologically derived alkalinity becomes more important. This is consistent with the higher proportion of forested area on the south flank of the Himalaya. The $\delta^{13}C_{DIC}$ varies from -12 to -3‰ and tends to increase with sulfate in the dissolved load. In the $\delta^{13}C_{DIC}$ - X_{SO_4} space, most samples are compatible with a model of alteration driven by both H_2SO_4 and biologically derived HCO_3^-. No anhydrite or gypsum has been described in the HHC or LH, whereas sulfides are present in all these formations. In the south flank catchments of Kumaun Himalaya (Bartarya, 1993), some formations of the LH contain pyrite that was suggested to be the source of sulfate (around 300 µmol/l) in river water, while [Cl^-] remained low (65 µmol/l). Hence, as for the north Himalayan basins, sulfide dissolution appears to be the most likely source of dissolved sulfate in river water.

The alkalinity budget is certainly more complex than a simple mixing between biologically derived HCO_3^- and H_2SO_4. The $\delta^{13}C$ of the biological HCO_3^-, chosen at -18‰, is likely to be different for the high altitude samples where soils are poorly developed and for the LH samples where thick soils are developed under dense mixed jungle. However, some high altitude stream samples have low $\delta^{13}C_{DIC}$ (-9.5 to -8.5‰). This shows that, even where soil is poorly developed, the biological activity enhances pCO_2 and thus weathering reactions. Second, the $\delta^{13}C$ of carbonate rocks is variable from +1‰ in the TSS to -2‰ in the LH (Galy et al., submit). In addition, metamorphic CO_2 may contribute to the alkalinity. This is likely the case for NH 39 that has been sampled near the MCT, very close to the hot springs (Tatopani) of the Seti khola. Two samples of these hot springs have a $\delta^{13}C_{DIC}$ of +3.7 and +2.1‰. The Langtang khola (LO 257 and NH 100) was also sampled near hot springs in Shyabrubensi which have high [$HCO3^-$] and $\delta^{13}C$. However, most hot springs from the south flank have low $\delta^{13}C_{DIC}$ and the influence of hot spring waters on south flank rivers is probably only local.

Fig. 6b

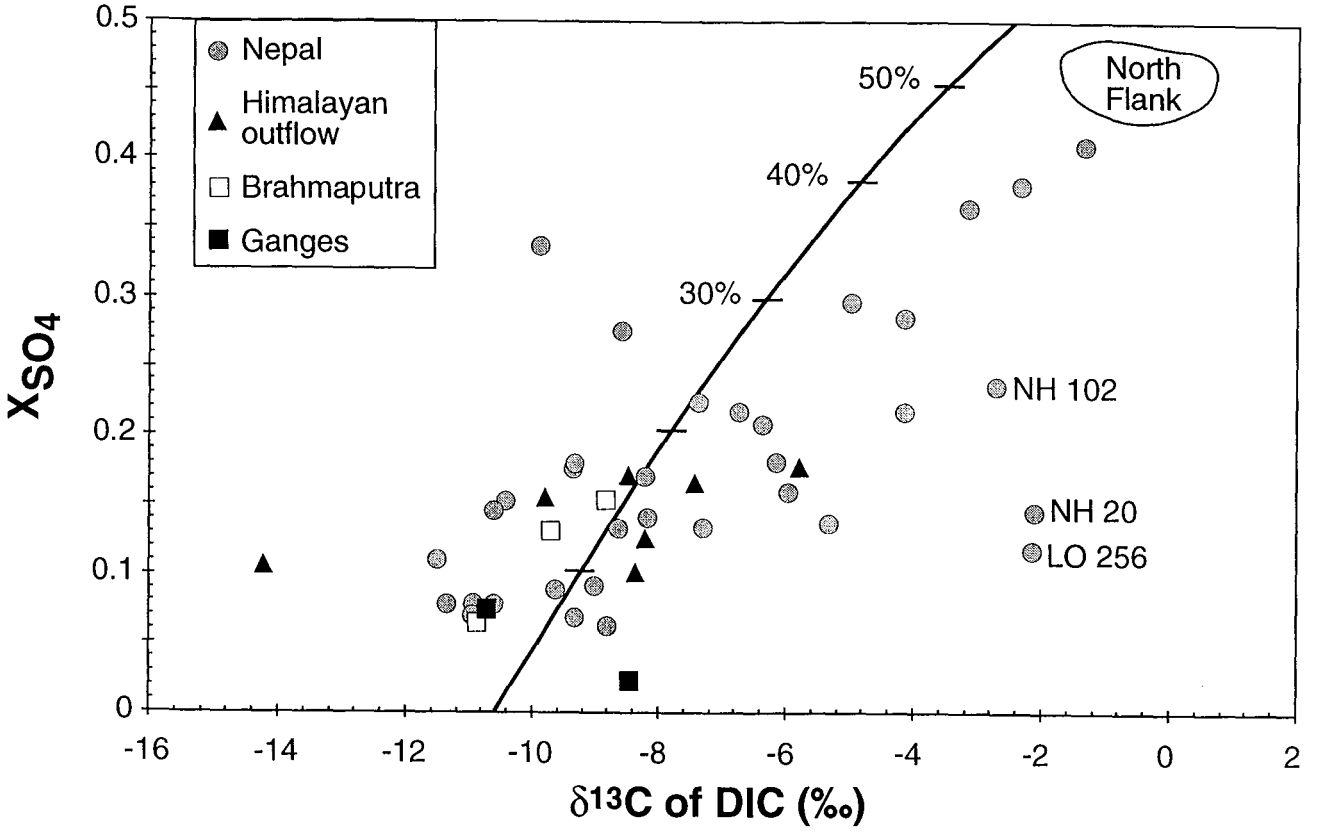


Fig. 6b : Plot of $\delta^{13}C_{DIC}$ versus X_{SO_4} for main Himalayan rivers, Ganges and Brahmaputra. The mixing trend corresponds to the alteration by sulphuric acid and biologic carbonic acid of 70% of carbonate and 30% of silicate. Most samples are compatible with a model of alteration driven by soil CO_2 mixed with variable proportion of H_2SO_4. The 3 labelled samples are close to the MCT, where spring waters are known and may locally influence the TDS.

5.2.4 Main rivers and annual variability

Main Himalayan rivers sampled in the LH have chemical characteristics inherited from the contribution of the different basins. The range of variation of $\delta^{13}C_{DIC}$ and X_{SO_4} remains very large (-13 to -4‰ and 0.07 to 0.22, respectively. Fig. 6b). It is tempting to relate the values observed for the different main rivers to the characteristics of their drainage. For instance, the lower Kali Gandaki samples have all high X_{SO_4} reflecting the contribution of its upper basin. However, the seasonal variability of the chemical

signature at a given location is large and most of our sampling locations have been sampled only once. The sampling of the Trisuli river at Betrawati over one year has a chemical variability which overlaps almost entirely the range of variation of the major Himalayan rivers (Fig. 6b).

The Trisuli river at Betrawati shows systematic trends during and belong the monsoon season (Fig. 7). The onset of the monsoon is marked by a 20% increase in TDS, despite river discharge increases by a factor 10. This is the result of an increased input of $HCO3^-$ and Ca^{2+}, whereas [SO_4^{2-}], [Na^+], [Mg^{2+}], and [Si] decrease over the same period. This trend is reversed after mid July until the end of the monsoon. Afterward, TDS increases together with X_{SO_4} and X_{Na}, and [Ca^{2+}] concentrations become positively correlated to [Mg^{2+}]. These variations imply two distinct trends during and outside the monsoon (Fig. 8). During the monsoon, the variation is essentially driven by the input of Ca^{2+} and $HCO3^-$ which reach a maximum around mid July.

Swelling processes imply that ground water in the sub-surface aquifer are flushed out during the early rains. The average chemistry of ground water is difficult to estimate but March-April river chemistry may be a proxy as the proportion of aquifer is high during the dry period. Therefore the hystheresis process at the beginning of the monsoon will show and increase of the TDS correlated with the rise the X_{SO_4}. This can be the case in May, when the first precipitation reach the range (Climatological records of Nepal). However the chemical evolution of the Trisuli in July (Fig. 7 & 8) can not be the result of swelling processes.

Fig. 7

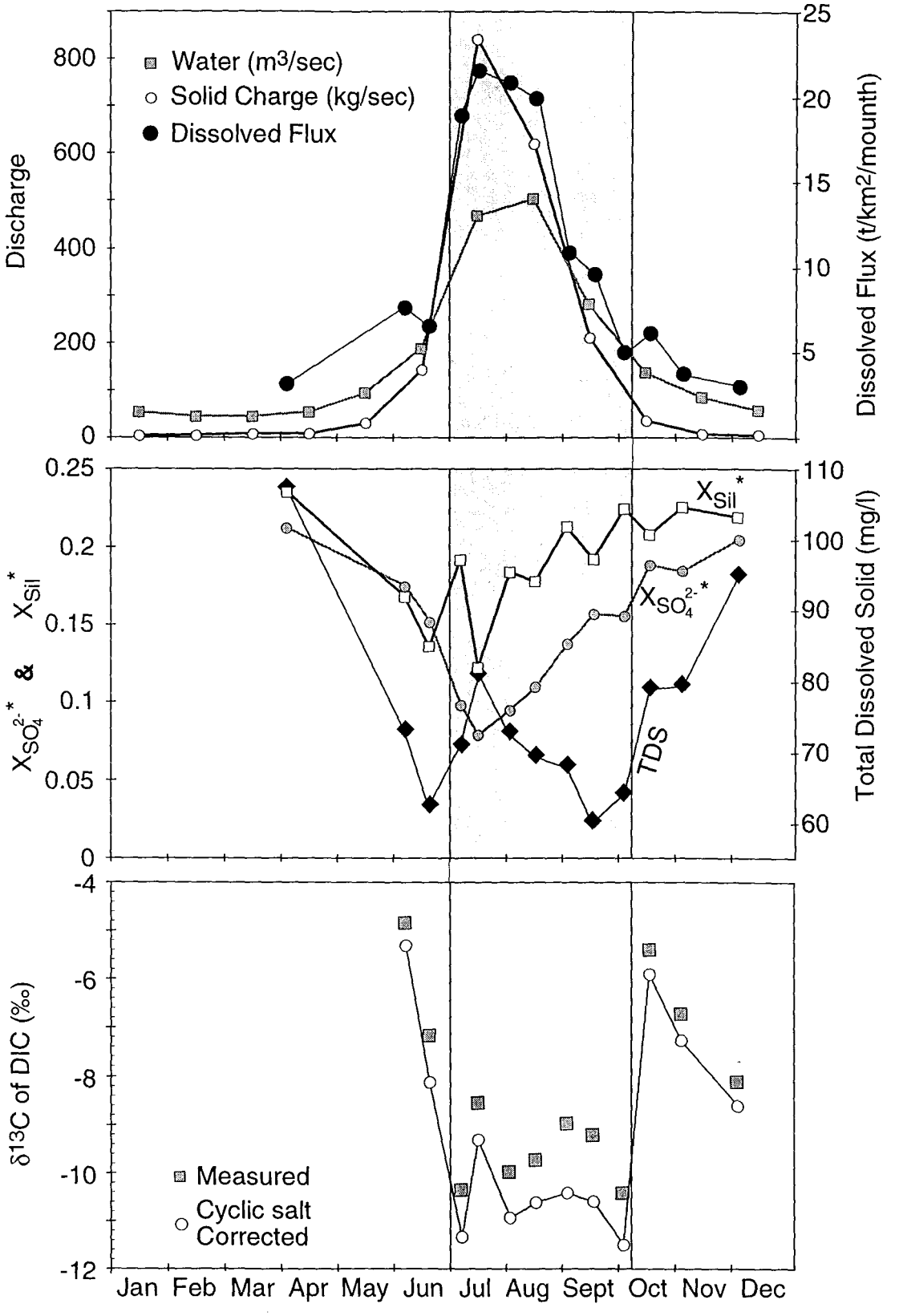


Fig. 7 : Seasonal variation of the water discharge and chemistry of the Trisuli river at Betrawati for TDS, X_{SO_4}, X_{Sil} and $\delta^{13}C_{DIC}$. The shaded area corresponds to the monsoon season. Water discharge data are from the Dept. of Hydrology and Meteorology of Nepal.

One possible source of this trend is the input of CaCO3 rich rain water in the system at the beginning of the monsoon. Himalayan rain water can have Ca^{2+} concentrations as high as 100 to 300 µmol/l, probably due to dust input from central Asia (Wake et al., 1990). Precipitation with high [Ca^{2+}] could explain the observed trend during the monsoon, however it is likely that precipitation would have a $\delta^{13}C_{DIC}$ near 0‰, whereas Trisuli river samples during the monsoon show a decrease in $\delta^{13}C_{DIC}$ toward a minimum of -10‰. The observed increase in [Ca^{2+}] and [HCO_3^-] is therefore more likely due to the dissolution of calcite in the basin. Enhanced detrital calcite dissolution is possible in the river since suspended load concentration reach its maximum in July when it is multiplied by 20 with regard to the dry season average. However, detrital calcite dissolution in the river would raise rather than lower $\delta^{13}C_{DIC}$. Alternatively it is possible that pedogenic calcite formed in soils during the dry season is preferentially dissolved at the beginning of the monsoon. Pedogenic carbonate derived from the respiration of C3 plant material has low $\delta^{13}C$ (Cerling et al., 1989). We do not have data on pedogenic carbonate concentration in soils but the observed trend in the Trisuli water would require dissolution of only 0.01 wt% of calcite assuming leaching of 10 cm thick soils over the whole basin. This hypothesis appears therefore as the most likely. During the dry season, the chemical signature of the Trisuli is very similar to that of its northern tributary, the Bhote kosi. There is no relationship between X_{SO_4} and $\delta^{13}C_{DIC}$ which is likely due to the fact that during the period of low discharge the influence of hot springs with high $\delta^{13}C_{DIC}$ is important.

The trend of calcite dissolution during the monsoon is clearly observed for the Trisuli and the Tista (increasing Ca^{2+}/Σcations, HCO_3^-/Σanions; Table 2 and 5). Other rivers appear to show the same seasonal trend, although less pronounced (Bheri Table 3 and data in Sarin, 1989). The effect of pedogenic carbonate dissolution is more apparent in the Trisuli and the Tista because limestone dissolution does not overprint their chemical signature as strongly as in other basins. The proposed effect of pedogenic carbonate leaching at the beginning of the monsoon may be widespread.

Fig. 8

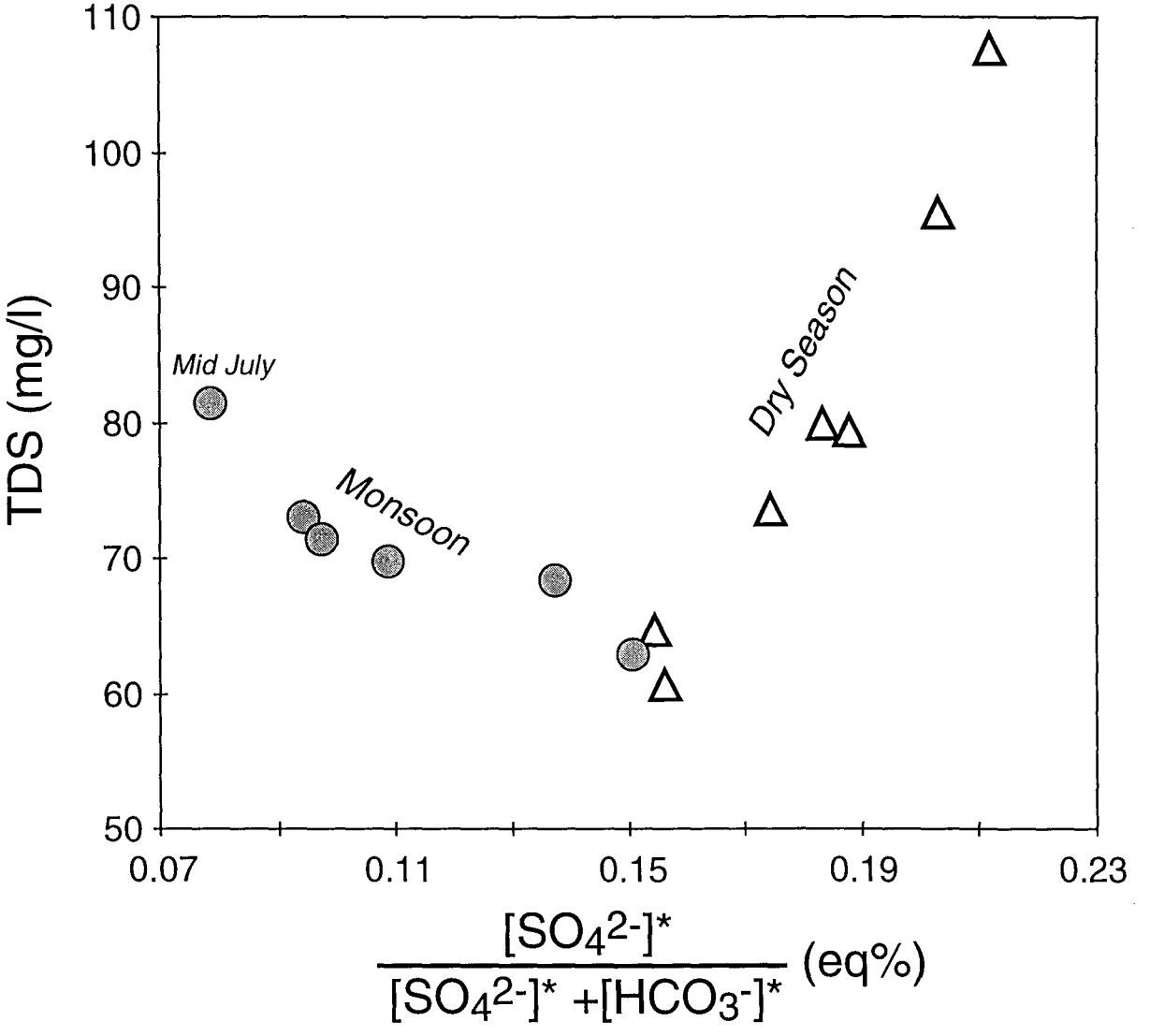


Fig. 8 : Seasonal variation of TDS versus X_{SO_4} for the Trisuli river at Betrawati. The lowest TDS values occur at the beginning and end of the monsoon. The lowest X_{SO_4} values are found during the peak monsoon, while the highest X_{SO_4} occur during the dry season.

5.2.5 Ganges and Brahmaputra

The Ganges and Brahmaputra sampled in Bangladesh during the monsoon (Table 5) have chemical characteristics very similar to those of the main Himalayan rivers at the outflow of the range. They are also close to the mean annual composition reported by the GEMS/Water program (UNESCO). During the dry season, the Brahmaputra follows an

evolution similar to that of Himalayan rivers, with a slight increase of TDS (105 to 153 mg/l) and an increase of X_{SO_4} and $\delta^{13}C_{DIC}$ (Fig 6b). In contrast, TDS in the Ganges almost triples (125 to 370 mg/l) due to the general increase of ion concentrations, with the notable exception of K^+ and SO_4^{2-}. The observed trend is consistent with data reported by Sarin et al. (1989) for the Gangetic plain. These authors have shown that during the dry season, the influence of southern tributaries and of weathering processes in the flood plain become significant relative to Himalayan input. $\delta^{13}C_{DIC}$ of the Ganges increases by about 2‰ during the dry season, while X_{SO_4} decreases from 0.10 to 0.03 (Fig 6b). It is possible that this trend reflects a change in the isotopic composition of the biologically derived DIC. The Gangetic plain and the southern tributary catchments are in the C4 photosynthetic zone. consequently, the $\delta^{13}C_{DIC}$ in soils should be higher by several ‰ than for the Himalayan soils (e.g. Cerling et al., 1989)

5.3 Silicate to carbonate weathering

5.3.1 Chemical budget

Soluble elements in rivers are a mixture of atmospheric input and weathering of silicate, carbonate, sulfide and evaporite minerals. For any element X we can therefore write the budget equation:

$$[X]_{river} = X_{cyclic}+X_{evaporite}+X_{carbonate}+X_{silicate}+X_{sulfide}+X_{anthropogenic}$$

The mixing relationships of elemental or isotopic ratios can help to identify and quantify the end members and their relative proportions. In order to decipher the relative contribution of the different end members, we apply a forward modelling of the river chemistry, complemented by constraints of geology and the chemistry of stream sediments. Selected small catchments of given lithology define the chemical characteristics for weathering of different rocks units. This allowed to express the silicate to carbonate budget by the ratio X_{Sil} and is presented in appendix. The X_{Sil} is the ratio of dissolved cations from silicates over the sum of dissolved cations from silicates plus carbonates expressed in eq%.

The main error on this estimate arises from $Mg_{silicate}$ and $Ca_{silicate}$. We can consider that $0.15 < (Ca^*/Na^*)_{sil} < 0.25$ and $0.25 < (Mg^*/K^*)_{sil} < 0.75$ (Fig. 9). When applying these ranges of values, the propagated relative uncertainty on X_{Sil} is less than 22%. This upper limit applies to samples with very low X_{Sil} values; more typically the uncertainty is 15%. The calculation of X_{Sil} is only relevant for catchments that are large enough to average the chemical heterogeneity of bedrock formations, and have TDS high enough so that cyclic contributions are minor. The silicate to carbonate weathering ratio will therefore be discussed for large basins only.

5.3.2 Spatial variability of X_{Sil}.

If we examine only the major basins, for which the lithology is always mixed, X_{Sil} shows systematic variability. The catchments of the north flank rivers are carbonate-rich and correspond to the lowest X_{Sil} (0.07 ± 0.02 for the Upper Kali Gandaki). Rivers with large basins in the TSS have low X_{Sil} : Kali 0.06 to 0.09; Marsyandi 0.07; Bheri 0.06 to 0.10. The Trisuli or the Tista, which have a small fraction of their catchment areas in the TSS, have high X_{Sil} around 0.19 ± 0.03 and 0.31 ± 0.07, respectively.

At the G-B basin scale, the main Himalayan tributaries have variable proportions of carbonate terranes, and X_{Sil} varies from 0.10 to 0.31. The Ganges and the Brahmaputra have X_{Sil} = 0.18-0.23 and 0.12-0.17, respectively. These values could simply imply that the Brahmaputra basin has more carbonate than the Ganges basin does, in contradiction to the geology of the Himalayan parts of their basins. More likely, the values are a reflection of an higher physical/chemical erosion in the Brahmaputra basin. In the Ganges, the apparent enhanced relative rate of silicate weathering may reflect processes in the Siwaliks basins and in the Ganges flood plain. Rivers draining the Siwaliks are characterized by X_{Sil} between 0.2 and 0.7, the highest in the system (Table 4). For the flood plain, data of Sarin et al.(1989) on the Gomti river, which only drains the plains, and for ground waters have a X_{Sil} around 0.35, significantly higher than that of the Ganges. We lack yearly records and sufficient hydrological data to quantify the exact influence of both domains, but it is clear that weathering in the lowlands and in the flood plain tends to increase the

ratio of silicate weathering in the Ganges. The observation that the flood plain is an important site for silicate weathering is consistent with the long term record of Himalayan weathering preserved in the Bengal Fan (Derry and France-Lanord, 1996).

5.3.3 Rate of chemical erosion

Chemical erosion can be estimated from our budget of silicate/carbonate weathering and surface and hydrological data available for the basin. This type of approach allows us to compare rates of erosion between different basin where we have sufficient data to estimate yearly discharge. Therefore we present chemical erosion rates only for the Narayani, Trisuli, Bheri, Tista, and G-B (Table 8).

The Trisuli and Bheri annual records exhibit a large increase of both carbonate and silicate chemical erosion with the onset of the monsoon. The silicate chemical erosion rates (SCE) are similar in these basins, while the carbonate chemical erosion rates (CCE) are always 3 to 4 times higher in the Bheri watershed. The Bheri basin is rich in carbonate rocks compared, to the Trisuli and Tista, and the difference in the CCE is likely to result primarily from the lithology of the respective catchments. When the lithology is not the limiting factor for CCE, the chemical erosion is 10 times higher for carbonate than for silicate. The average chemical erosion rate obtained for large Himalayan rivers (Table 8) is similar to that of Andean rivers for silicate (0.007 mm/yr; Gaillardet et al., 1997) but 4 to 5 more important for carbonate. A higher proportion of limestone in the Himalayan terranes is likely to explain this difference.

In Bangladesh, the Brahmaputra shows chemical erosion rates very similar to those of the Tista or Trisuli. This is consistent with the Himalayan character of the river and the relatively low proportion of carbonates in the non-Tibetan part of the watershed. The Ganges displays significantly lower chemical erosion rates, compared to Himalayan rivers, especially for carbonates (Table 8). The chemical flux of the Ganges plain, calculated as the difference between Ganges and the sum of the Himalayan and southern tributaries (Table 9), allows us to estimate SCE and CCE for the flood plain at 0.001 and 0.004 mm/yr respectively. The Gomti river (Subramanian et al., 1987; Sarin et al., 1989), which drains only the central Ganges flood plain, also has low SCE and CCE (0.003 and 0.009 mm/yr, respectively). The very low CCE in the plain may result from the relatively low amount of carbonate available for dissolution. Our analyses of the Ganges bedload in

Bangladesh shows that it contains ca. 6 wt% of detrital carbonate. Thus much less carbonate is exposed to dissolution in the flood plain than in the Himalaya. Low SCE and CCE may also result from drier conditions in the plain than in the Himalayan part of the basin. For the entire dry season, the atmospheric water balance is negative in a large part of the plain, which behaves almost as an endoreic system. Such dry conditions are responsible for the development of alkaline soils (Sarin et al., 1989). Over one year, intense evapotranspiration in the plain results in an effective discharge of only 0.4 to 1 m/yr, despite precipitation between 1 and 2 m/yr (Henning, 1989).

The low SCE is however somewhat contradictory with the increase of the smectite and kaolinite proportion in the clay fraction of suspended load along the Ganges course measured by Sarin et al. (1989). This apparent discrepancy may results from a hidden flux of dissolved elements in the system. Based on a study of radium and barium fluxes, Moore (1997) has shown that there is an active submarine discharge of ground water at the G-B mouth. While the magnitude of the water flux is not accurately known it could be between 0.35 to 3.5 time that of the rivers. Since ground waters have higher concentrations of dissolved species than river water, this may imply a notable flux of dissolved elements. The hydrological budget of the Ganges system supports this hypothesis. The runoff for the Ganges plain calculated from the difference of the Ganges flux at the mouth and the sum of all its major tributaries collected from hydrological data (Rao, 1979; Hossain et al., 1987; Alford, 1992; Dept. of Hydrology and Meteorology, unpub. data) is ca. 0.3 m/yr. Such value is significantly lower than the average discharge (0.4 to 1 m/yr) calculated as the difference between precipitation and evapotranspiration (Henning, 1989). Uncertainties remain, but several independent evidences suggest a possibility of significant ground water flux at the G-B mouth.

5.4 Long term CO_2 atmospheric uptake by the Ganges-Brahmaputra system

The alkalinity flux carried by the G-B rivers corresponds to 3.7% of the world riverine flux to the ocean according to Berner and Berner (1996). This value is higher than the fresh water flux (2.8% of the global) and suggests a high weathering rate in G-B. Lithology is a key parameter controlling weathering rate (Meybeck, 1987), and the ubiquitous occurrence of carbonates from the north flank of the Himalaya in the sands in Bangladesh controls the TDS. With regard to long term CO_2 uptake, only the alkalinity

flux linked to silicate weathering is important. For the combined G-B flux, the fraction of cationic charge derived from silicate weathering is ca. 23%. We estimate that ca. 70% of the sulfate flux of the G-B derives from the oxidation of pyrite in the Himalaya (the remaining sulfate being derived from cyclic salts and from Indian shield tributaries). The exact proportion of silicate and carbonate altered by sulphuric acid instead of CO_2 is difficult to estimate, but clearly a significant fraction of the cationic charge derived from silicate alteration is balanced by SO_4^{2-} rather than HCO_3^-, and thus does not contribute to the alkalinity. If all of the sulfide-derived sulfate reacted with silicates, the silicate alkalinity flux would be 1.40×10^{11} mol/yr. If this sulfuric acid reacted only with carbonates, the silicate alkalinity flux would be 2.95×10^{11} mol/yr. Assuming that sulphuric acid weathers carbonate and silicate in the same proportion as the CO_2 does, the silicate alkalinity flux is around 2.66×10^{11} mol/yr.

The silica flux may also be used to estimate the alkalinity flux linked to the silicate weathering (Edmond et al., 1996) while in areas of high physical erosion it may be an underestimate. The G-B silica flux would suggest a silicate alkalinity flux of 2.73×10^{11} mol/y, in the range of our estimates. These estimates would correspond to 2.3% of the global riverine silicate alkalinity flux (Berner and Berner, 1996; Ludwig et al., 1996). Weathering in the G-B basin appears less efficient as a sink of atmospheric CO2 than in other tropical-equatorial basins, such the Amazon and the Congo (Edmond et al., 1996; Gaillardet et al, 1995). Additionally, 60 to 65 % of the silicate alkalinity in the G-B is balanced by Na^+ and K^+. This is close to, but slightly lower than, the estimate established from the chemical difference between HHC and eroded sediments (France-Lanord and Derry, 1997). Only a part of Na^+ and K^+ is exchanged for Ca^{2+} in the marine environment, allowing alkalinity to precipitate as carbonate. The rest undergoes reverse weathering reactions which return alkalinity to the atmosphere. The effectiveness of these processes is poorly constrained, but assuming that 20% of K^+ and 30% of Na^+ are exchanged for Ca^{2+} (France-Lanord and Derry, 1997), the modern CO_2 consumption by Ganges and Brahmaputra would be around 6.4×10^{10} mol/yr. Using the same assumptions, the global uptake of atmospheric CO_2 by silicate weathering calculated from river chemical data should be around 48.5×10^{11} mol/yr (Berner and Berner, 1996). Thus, with 1.3% of the global long term CO_2 uptake, the G-B basin appears to be a minor control on atmospheric

pCO_2. In the reality, the G-B CO_2 uptake is likely to be higher if the probable flux of ground water to the ocean is taken into account. This flux remains to be accurately estimated. However, the low rate of CO_2 uptake in the G-B basin is, in part, the result of a very low proportion of Ca- and Mg-silicates in Himalaya and this will apply also to the ground water.

6. Conclusion

The G-B river system is remarkable for the diversity of erosion and weathering regimes active in its different parts. From Tibet to the flood plain the influence of the tectonic processes, lithology of eroded terranes, and climate all contribute to the final chemical signature of the G-B waters.

Himalayan tectonic activity affects chemical weathering in several ways. First, the high rate of uplift in the High Himalaya develops steep relief and high elevation surfaces. These terranes are therefore undergoing rapid physical erosion instead of slow processes of soil development. Himalayan tectonics acts in this case as a limiting factor for chemical erosion. Second, in the southern part of Tibet, extentional grabens degas metamorphic CO_2. Dissolved in ground water, this CO_2 is an important source of carbonic acid for weathering in the northern basins. At the G-B scale, their contribution is nevertheless negligible, of the order of 10^{10} mol/yr. Third, development of the foreland basin at the front of the range (e.g. Burbank, 1992) accumulates silty material in the flood plains that favours circulation of the ground water. This region is likely dominated by silicate weathering reactions, such as these observed in the rivers draining the Siwaliks. Flood plain ground water may represent a significant flux toward the ocean, as proposed by Moore (1997). However, this flux remains to be quantified for major dissolved elements.

The main lithologic parameters are the presence of carbonate, in the TSS, the presence of sulfides, and the composition of silicate rocks. Carbonate units overprint the chemical riverine signature form north to south. Despite the fact that they are mostly exposed in zones of high altitude and low precipitation, carbonates are the main source of dissolved elements. Cations derived from carbonate dissolution represent 80 to 90 % of the total cationic charge in all parts of the basin, except in purely silicate drainage. The

presence of sulfide plays an important role as weathering agent. Sulphuric acid derived from sulfide oxidation results in a high rate of weathering in places where low precipitation and temperature do not favour chemical weathering. Overall, sulphuric acid controls 20-30% of the weathering reactions in the Brahmaputra and 6 to 9% in the Ganges. The high level of oxidized sulfide in the G-B is likely accompanied by release of PGE. They therefore represent a potential source of radiogenic Os in the Himalayan erosion as inferred by Pegram et al. (1992). Finally, the dominantly alkaline composition of Himalayan silicate rocks implies that most of the cations released by silicate weathering are Na^+ and K^+. Because these cations exchange incompletely with Ca^{2+} and Mg^{2+} to precipitate carbonate, this reduces the potential uptake of atmospheric CO_2 by Himalayan silicate weathering. Despite a relatively important flux of alkalinity, the overall long term CO_2 uptake related to modern Himalayan erosion appears minor on the global scale.

The climate controls the weathering style and intensity. To the north of the high range, the arid and cold climate does not favour soil development. Weathering reactions are therefore dominated by inorganic processes driven by sulfide oxidation or by carbonic acid derived from metamorphic degassing. We do not have a yearly average of dissolved fluxes for the Upper Kali Gandaki, but the estimated rate of chemical erosion is between 0.02 and 0.05 mm/yr, low for a carbonate rich basin. On the southern flank of the range, heavy rainfall and tropical temperatures enable development of soils and vegetative cover up to 4000 m altitudes. In these basin, weathering reactions are dominantly driven by carbonic acid derived from biologic activity in the soils. Under these conditions, the rate of chemical erosion reaches 0.005 mm/yr for silicates and 0.06 mm/yr for carbonates. In the flood plain, despite heavy monsoonal rainfall, high temperature and favourable physical conditions (flat soils and alluvial material), the rate of chemical erosion appears lower than in the Himalaya. The low rates may result from the atmospheric water balance which is strongly influenced by evapotranspiration, and dry conditions prevail in the plain for large parts of the year. At the G-B scale, differences appear between the two river system. The Brahmaputra basin is exposed to more intense monsoon than the Ganges, as shown by their respective runoffs of 1090 (Brahmaputra) and 617 mm/yr (Ganges). The rate of chemical erosion for each system are similar, but this is difficult to interpret because the geographic and geologic distribution of surface area in the two basins are very different. More meaningful are (1) the mineralogical composition of the clay fraction in

the sediment load with smectite+kaolinite around 20% for Brahmaputra and 60% for Ganges, and (2) the ratio of physical to chemical flux, which is 9.3 for Brahmaputra and 3.9 for the Ganges. These data clearly show that erosion in the Brahmaputra basin is more influenced by physical processes when compared to the Ganges. From this comparison, the monsoonal climate appears to be the limiting factor for weathering as it favours rapid physical erosion and transport.

Acknowledgements

This work would have been impossible without the sampling assistance of number of Himalayan geologists: A. Gajurel, P. Le Fort, J-L. Mugnier, B. Marty, R. Muralt, and the "MO" team. We greatly thank the analytical assistance of P. Coget, O. Gabens, B. Jacquier, E. F. Rose and M. Vernet. We also thank Prof. B.N. Upreti for his constant help during this project in Nepal. The collaboration of M. D. Shafiqul Alam from the department of Archeology of Bangladesh and K. Pedoja under the auspices of "la mission d'Orient" made sampling in Bangladesh possible. This paper has benefited from fruitful discussion with L. A. Derry and P. Le Fort, and from reviews by S. Krishnaswami, M. R. Palmer and J. Veizer. This work was supported by the CNRS-INSU programs DBT "Fleuves et Érosion" and PROSE. A. G. was supported by a CNRS-Région Lorraine grant during this study. CNRS-INSU-DBT contribution # 162 and CRPG-CNRS contribution # 1340.

Appendix : Definition of the X_{Sil}

Assuming negligible anthropogenic contributions for major rivers, and correcting for cyclic contribution (cf. § 5.1), equation (1) can be simplified in the equation (2) :

$$[X]_{river} = X_{cyclic}+X_{evaporite}+X_{carbonate}+X_{silicate}+X_{sulfide}+X_{anthropogenic} \quad (1)$$

$$[X]^*_{river}=X_{evaporite}+X_{carbonate}+X_{silicate}+X_{sulfide} \quad (2)$$

Our modelling is based on four straightforward simplifications of the budget equations. First, chloride is only derived from evaporites and from precipitation. Second, the dissolution of carbonate does not contribute to the dissolved sodium and potassium. Third, evaporite weathering yields only NaCl. Finally, sulfate is entirely derived from sulfide oxidation. With these assumptions, we can simplify the equation (1) as follows :

$$[Cl]^* = Cl_{evaporite} \quad (3)$$

$$[Na]^* = Cl_{evaporite} + Na_{silicate} \quad (4)$$

$$[SO_4]^* = SO_4 sulfide \quad (5)$$

$$[K]^* = K_{silicate} \quad (6)$$

$$[Ca]^* = Ca_{carbonate} + Ca_{silicate} \quad (7)$$

$$[Mg]^* = Mg_{carbonate} + Mg_{silicate} \quad (8)$$

Equations (7) and (8) are difficult to solve because of the uncertainty about silicate versus carbonate contributions. In most river system, Sr isotopic composition is a useful additional constraint, but in the case of Himalayan rivers the Sr isotopic budget is complex and cannot be used for this purpose (Palmer and Edmond, 1992; Krishnaswami et al., 1992; Blum et al., 1998; Harris et al., 1998; Singh et al., 1998). Chemical composition of the eroded rocks is therefore utilized as the substitute criterion. The Himalayan crust is dominated by quartz, K and Na feldspars, and micas. Calcic silicates are not a major source of eroded material, except in the Formation II of the HHC (Colchen et al. 1986). A maximum estimate for the Ca/Na ratio of silicates is given by the mean whole-rock composition of the eroded formations. These are 0.25 for the HHC (France-Lanord and Derry, 1997), 0.30 for the LH (Pêcher, 1978) and 0.06 for leucogranitic rocks (France-Lanord and Le Fort, 1988). A minimum ratio is given by the analyses of plagioclase in the HHC of central Nepal, with an average Ca/Na ratio of 0.18 (Brouand, 1989). On this

basis we consider that the Ca/Na ratio delivered to the dissolved load must be close to 0.2 which allows us to rewrite equation (7) where all species are in µmol/l:

$$[Ca]^* = Ca_{carbonate} + Na_{silicate} \times 0.2 \quad (9)$$

Fig. 9

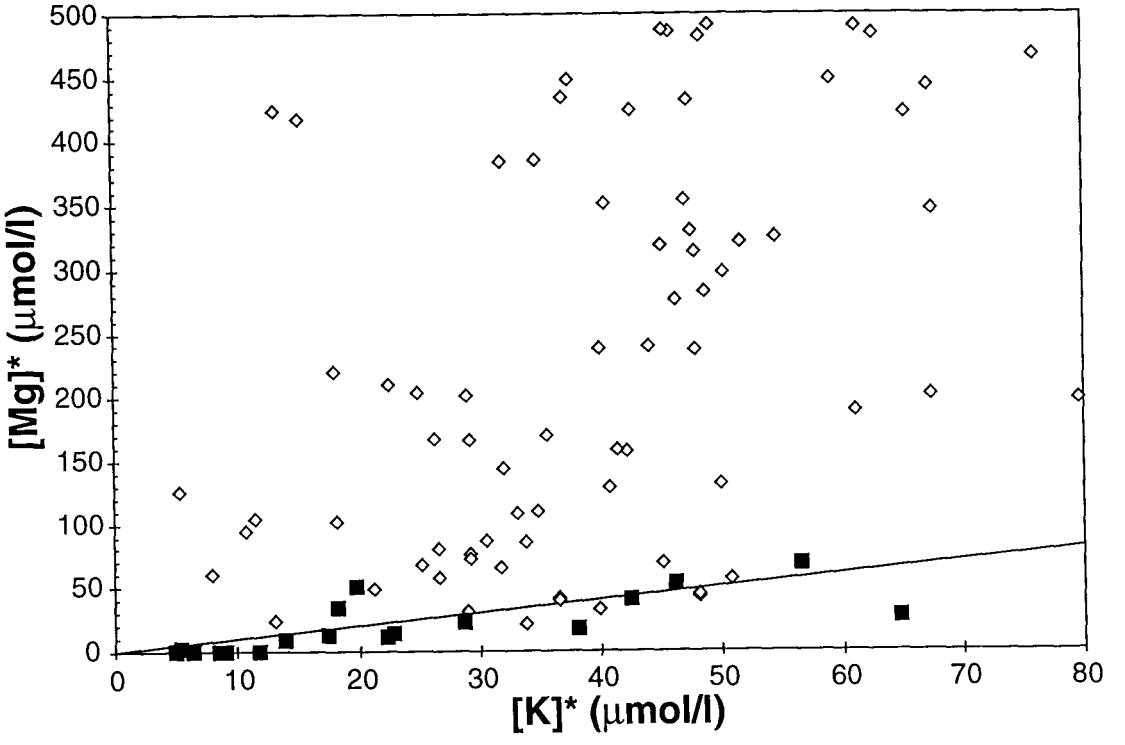


Fig. 9 : K* versus Mg* concentration relationship for Himalayan rivers. Concentrations have been corrected for cyclic contribution according to § 5.1. Open symbols: rivers draining carbonate and silicate formations; Grey symbols: rivers draining only silicate formations. The line represents [Mg]*/[K]* ratios of 1. Some samples with extreme concentrations have been excluded. The data show that silicate weathering contributes a small fraction of the dissolved Mg budget in most rivers.

The budget of Mg is more difficult to assess. Dolomite is present in all bed load samples, except in the Upper Kali Gandaki basin, and therefore an unknown proportion of Mg is derived from carbonate. Marked positive relationship between [Ca] and [Mg] suggest that a large proportion of the Mg is derived from dolomite weathering. On the silicate side, the main reaction which can release Mg in Himalaya is the weathering of

biotite and, to a lesser extent, chlorite and garnet. These reactions are incongruent and Mg is retained in weathering by products such as hydrobiotite, vermiculite or smectite, all common in the Himalayan soils (Bäumler and Zech, 1994; Grout, 1995). The $Mg_{silicate}$ contribution can be estimated using the [Mg]* versus [K]* relationship (Fig 9). In this diagram, rivers draining both carbonate and silicate formations have [Mg]*/[K]* ratios above 1, and [Mg]* appears to be independent of [K]*. In contrast, a marked correlation for catchments draining basins of pure silicate lithology, most having low [Mg]*/[K]* ratios between 1 and 0.2. Similar ratios have been obtained on Western Himalayan streams draining gneissic basins (Blum et al, 1998). Dissolved Mg/K vary during silicate weathering because (1) K can be released by weathering of feldspars and muscovite which do not release Mg and (2) Mg and K are fractionated during secondary mineral formation in different directions depending on micas alteration reactions and alteration conditions (e.g. Mc Bride, 1994). Therefore we will examine silicate weathering budget with Mg/K = 0.5 ± 0.25 which corresponds to most of the measured ratios in silicate catchments. Equation 8 can then be expressed as:

$$[Mg]^* = Mg_{carbonate} + K_{silicate} \times 0.5 \pm 0.25 \quad \text{(in µmol/l)} \qquad (10)$$

While there is a large uncertainty to this ratio, it does not strongly affect the budget of silicate to carbonate weathering. This budget can now be calculated for main rivers because $K_{silicate}$ is always low compared to $Ca_{carbonate}$ and $Mg_{carbonate}$.

The silicate to carbonate budget can then be expressed by the ratio of dissolved cations from silicates over the sum of dissolved cations from silicates plus carbonates. This can be expressed as ratio of equivalent cationic charge by combining equations 3, 4, 6, 9 and 10 :

$$X_{Sil} = (1.4 \times (Na^* - Cl^*) + 2 \times K^*)/(Na^* + K^* + 2 \times Mg^* + 2 \times Ca^*)$$

Table 1 - Chemical data from the Kali Gandaki and tributaries

Sample	River	Location	Date	Altitud m	Temp °C	pH	TDS mg/l	$\delta^{13}C$ ‰	HCO_3	F^-	Cl^-	SO_4^{2}	NO_3	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Si
									µmol/l									
LO 25	Nangyal	Lo Mantang	May.20.93	3695			161	-6.7	1779	29	11	89	0.3	77	21	109	839	148
LO 49	Kali	Lo Mantang	May.20.93	3550	5		316	+1.3	2936	36	929	111	bdl	1254	106	184	1186	250
NH 133	Kali	Lo Mantang	Apr.30.95	3575	9.6	7.8	218	-3.2	2273	13	270	97	bdl	455	53	138	982	189
LO 63	Tsarang	Lo Gekar	May.21.93	3920	4.5		212	-0.3	1909	17	17	402	bdl	115	25	218	1082	127
LO 23	Tsarang	Tsarang	May.19.93	3400			394	+1.4	4127	31	38	371	bdl	697	48	327	1759	270
LO 15	Ghemi	Ghemi	May.19.93	3385	6.3		214	-4.3	2108	14	34	300	0.3	134	47	247	1035	91
LO 96	Narsing	Chhuksang	May.24.93	2900	10		880	+3.9	3594	53	1740	3687	15	4202	390	2246	1825	68
LO 1	Kali	Kagbeni	May.16.93	2800	14		358		2330	22	770	962	bdl	937	79	761	1244	78
NAG 21	Kali	Kagbeni	Nov.25.95	2790	3.8	8.5	426	+0.4	2932	13	787	1096	14	912	82	835	1628	93
NH 147	Kali	Jomsom	May.3.95	2675	8.4	8.4	400	+0.3	2600	11	880	1081	bdl	1027	105	878	1378	83
LO 99	Thini	Thinigaon	May.26.93	2650			293	-2.1	2527	8.4	19	722	12	170	31	954	946	40
LO 103	Marpha	Marpha	May.26.93	2635			183	-5.0	1543	2.6	13	458	bdl	20	16	432	784	27
LO 101	Kali	Marpha	May.26.93	2530	10		348	-1.4	2259	19	622	1019	bdl	778	76	825	1208	nd
NAG 30	Kali	Chairogaon	Dec.1.95	2626	6.3	9.3	418	+0.3	2761	12	640	1221	12	826	75	935	1539	92
NAG 32	Kali	Khobang	Dec.2.95	2530	2.0	8.8	416	+0.1	2811	12	663	1171	12	833	74	966	1490	92
NAG 34	Kali	Koketani	Dec.2.95	2500	11	9.4	382	-1.0	2646	8.9	465	1102	5.3	573	77	943	1389	78
NAG 39	Kali	Dana	Dec.3.95	1450	9	8.5	361	-1.3	2624	12	528	906	12	600	87	771	1371	99
NAG 41	Miristi	Banskot	Dec.4.95	1490	8.9	8.5	165	-3.3	1653	2.6	47	210	2.3	85	43	246	752	85
NH 10	Kali	Tatopani	Mar.15.95	1180	9.4	8.6	362	-2.2	2375§	10	677	826	bdl	759	80	774	1309	109
NAG 43	Kali	Tatopani	Dec.5.95	1180	8.7		314	-3.0	2455	8.4	361	734	bdl	423	72	679	1214	92
NH 31	Mayongdi	Tatopani	Mar.14.95	905	11	8.3	256	-7.1	2251§	6.3	84	387	bdl	485	65	491	904	94
NH 8	Kali	Beni	Mar.13.95	815	12	8.6	290	-9.5	2220§	8.9	394	570	bdl	495	54	622	1072	103
NAG 45	Kali	Baglung	Dec.6.95	740	13	8.6	231	-4.8	2004	6.8	188	433	6.8	254	70	451	921	101
NH 7	Andhi	Waling	Mar.12.95	705	22	8.8	269	-10.1	3221§	5.3	44	57	bdl	69	28	811	872	100
LO 310	Kali	Ramdi	Jun.10.93	460	22		186	-8.9	1911	9.5	73	212	0.3	113	50	362	762	75
NH 6	Kali	Ramdi	Mar.12.95	460	17	8.8	264	-6.5	2389§	7.9	202	351	bdl	269	62	636	948	108
NAG 5	Kali	Ramdi	Nov.13.95	460	18	8.4	206	-9.0	2095	6.3	93	262	bdl	135	49	493	774	59
LO 306	Kali	Kot	Jun.9.93	305	26		162	-7.8	1651	12	56	191	3.7	101	50	338	635	78

§ : alkalinity field titration. bdl: below the detection limit. nd: not determined

Table 2 - Chemical data from the Trisuli river and tributaries

Sample	River	Area	Date	Altitude	Temp °C	pH	TDS mg/l	$\delta^{13}C$ ‰	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Si
									µmol/l									
LO 237	Lari	Lari valley	Jun.5.93	4245			40	-9.4	428	2.6	4	37	12	5	14	102	149	17
LO 238	Mailung	Paigutang	Jun.5.93	4020			18	-8.6	155	1.5	3	22	22	17	16	32	60	19
LO 257	Langtang	Syabru Bensi	Jun.6.93	1480			33	-2.9	297	10	7	45	0.3	51	25	19	141	50
NH 100	Langtang	Syabru Bensi	Apr.14.95	1455	11	7.8	50	-4.8	432	13	14	82	bdl	110	21	42	205	114
NH 102	Bhote Kosi	Syabru Bensi	Apr.14.95	1440	12	7.9	128	-2.5	1174	8.9	58	203	bdl	175	32	209	514	113
LO 256	Trisuli	Syabru Bensi	Jun.6.93	1430	13		79	-2.0	784	11	23	87	13	80	29	88	355	60
LO 258	Trisuli	Betrawati	Jun.6.93	750	18		73	-4.9	739	11	18	75	6.0	84	28	76	327	64
TRI 19/6	Trisuli	Betrawati	Jun.19.93	750			63	-7.2	644	6.8	16	56	8.2	56	24	56	296	51
TRI 6/7	Trisuli	Betrawati	Jul.6.93	750			71	-10.4	760	6.3	17	42	bdl	57	51	51	328	80
TRI 15/7	Trisuli	Betrawati	Jul.15.93	750			81	-8.6	897	6.8	14	41	bdl	44	39	49	409	57
TRI 1/8	Trisuli	Betrawati	Aug.1.93	750			73	-10.0	784	5.8	15	42	bdl	54	51	51	341	82
TRI 15/8	Trisuli	Betrawati	Aug.15.93	750			70	-9.7	737	5.3	19	46	bdl	67	39	49	324	75
TRI 1/9	Trisuli	Betrawati	Sep.1.93	750			68	-9.0	694	5.3	43	54	bdl	93	48	77	278	73
TRI 15/9	Trisuli	Betrawati	Sep.15.93	750			60	-9.2	610	5.3	17	55	bdl	71	29	65	255	94
TRI 1/10	Trisuli	Betrawati	Oct.1.93	750			64	-10.4	642	5.8	26	57	2.3	94	35	73	257	107
TRI 15/10	Trisuli	Betrawati	Oct.15.93	750			79	-5.4	766	8.4	35	85	6.3	124	33	94	319	114
TRI 1/11	Trisuli	Betrawati	Nov.1.93	750			80	-6.7	779	7.9	33	84	bdl	129	37	93	318	116
TRI 1/12	Trisuli	Betrawati	Dec.1.93	750			95	-8.1	911	9.5	49	111	1.5	170	38	117	376	127
TRI 4/4	Trisuli	Betrawati	Apr.4.94	750			107		1027	9.5	49	133	1.9	200	43	136	418	125
KN 76	Tadi	Source	Mar.21.94	3665			11		80	1.6	4.1	21	17	26	9	8	46	68
KN 82	Hundi	Shisipur	Mar.21.94	2130			12		83	2.3	4.5	21	19	50	8	10	35	103
KN 84	Tadi	Ghyangphedi	Mar.21.94	2050			32		321	4.4	5.9	32	13	54	17	16	153	110
KN 93	Tadi	Satbise	Mar.23.94	945			27		262	3.9	6.7	32	10	99	20	20	94	178
KN 95	Chake	Samundratar	Mar.23.94	935			30		331	3.7	11	16	0.2	175	26	22	67	263
KN102	Likhu	Bhadrutar	Mar.24.94	750			55		598	7.3	23	30	0.2	230	45	47	159	310
LO 316	Trisuli	Adamghat	Jun.10.93	465	21		84	-8.4	889	8.9	19	62	0.3	94	32	84	370	93
LO 304	Trisuli	Gumaune	Jun.9.93	320	21		115	-5.7	1121	11	63	140	0.3	119	35	152	505	84

Table 3 - Chemical data for other rivers of the Narayani basin and Bothe Kosi at Kodari.

Sample	River	Location	Date	Altitude m	Temp °C	pH	TDS mg/l	$\delta^{13}C$ ‰	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Si
									µmol/l									
BHURI GANDAKI																		
MO 107	Mati	Arughat	May.12.97		27		79	-11.6	899		19	28	1.1	267	59	76	248	
MO 125	Sueli		May.14.97		30		50	-12.7	589		21	4	bdl	203	23	58	138	
LO 300	BhuriGandaki	Benighgat	Jun.9.93	410	18		122	-3.9	1187	8.4	24	174	13	75	29	176	559	59
MARSYANDI																		
NAG 24	Marsyandi	source	Nov.28.95	5050	0		606	-1.3	2937	2.1	4.1	2852	bdl	48	23	1353	2925	30
HF 131	Miyardi		May.7.93	3920			18		206	0.6	3.7	5	bdl	7	12	7	93	12
MO 58	Chepe		May.7.97	3100			17	-8.4	169		1.6	17	8.6	31	15	6	77	
MO 79	Khota		May.9.97	1700	15		42	-10.9	452		3.3	31	bdl	72	68	34	154	
MO 28	Dordi	Darimbote	May.4.97	1450	10		49	-5.9	417		5.1	101	5.7	56	37	29	239	
MO 100	Marsel		May.11.97	590	23		56	-11.3	643		17	17	bdl	245	49	60	140	
LO 314	Marsyandi	Markichok	Jun.10.93	435	20		127	-6.0	1173	11	140	170	0.3	157	45	165	561	80
SETI KHOLA																		
HF 126	Chhar	Rambong	May.5.93	3785			6.4		73	0.5	3.2	1	bdl	5	8	7	26	2
HF 111	Chhar	Rambong	May.4.93	3680			8.3		72	0.5	3.3	5	bdl	18	11	8	20	48
HF 103	Madi	Siklis	May.2.93	1435			103	-7.5	1058	10	41	87	31	60	31	30	580	
HF 141	Madi	Khilang	May.10.93	1040			102		1086	3.7	45	77	1.3	81	43	40	542	31
NH 40	Sardi	Khadarjung	Mar.16.95	1185	17	8.5	133	-8.3	1341	4.7	10	153	bdl	58	82	205	555	169
NH 39	Seti	Khadarjung	Mar.16.95	1180	9.9	7.9	208	-3.4	1730§	7.4	190	430	bdl	228	54	329	918	83
NAG 3	Bijapur	Kundahar	Nov.11.95	870	21	8.1	149	-10.3	1670	3.7	68	64	3.7	87	51	290	578	136
LO 312	Seti	Kotre Bazar	Jun.10.93	585	26		179	-6.7	1893	9.5	42	171	0.3	87	57	332	738	107
LO 302	Seti	Sarang Ghat	Jun.9.93	325	26		162	-7.4	1688	8.4	33	174	0.3	102	51	322	636	120
NARAYANI																		
LO 308	Narayani	Nayaran Ghat	Jun.9.93	225	26		145	-8.0	1458	10	60	169	0.3	114	51	244	602	96
NH 1	Narayani	Nayaran Ghat	Mar.10.95	225	20	8.5	202	-5.6	2038§	10	148	245	bdl	230	50	439	739	143
NAG 49	Narayani	Nayaran Ghat	Dec.11.95	225	19	8.4	207	-7.1	2143	6.3	88	214	bdl	185	68	429	777	159
NH 20	Bothe Kosi	Kodari	Mar.17.95		6.5	8.2	107	-2.0	1169§	8.4	20	120	bdl	163	14	112	468	124

§ : alkalinity by field titration.

Table 4 - Chemical data for river from Karnali basin and Siwaliks.

Sample	River	Location	Date	Altitude	Tem °C	pH	TDS mg/l	$\delta^{13}C$ ‰	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Si
									µmol/l									
NH 80	Thuli Bheri	Dunai	Mar.21.95	2030	8.3	8.5	234	-4.0	2089§	3.7	16	526	bdl	88	29	553	956	67
NAG 47	Thuli Bheri	Dunai	Nov.25.95	2030			229	-8.3	1852	2.6	222	512	17	147	64	498	954	57
NH 71	Tilla Nadi	Tatopani	Mar.21.95	2130	14	8.8	125	-10.5	1495§	7.7	31	77	bdl	58	82	205	555	
NAG 14	Bheri	Sampujighat	Nov.18.95	370	17	8.3	195	-7.9	2111	3.7	19	183	7.3	90	40	442	746	95
NAG56*	Bheri	Sampujighat	Jun.95	370			198		2176	2.4	32	156	bdl	84	70	354	830	84
NAG57*	Bheri	Sampujighat	Aug.95	370			174		1985	1.8	18	96	0.6	40	53	304	748	87
NAG58*	Bheri	Sampujighat	Sep.95	370			174		1920	2.6	14	149	bdl	56	38	393	678	106
94-16	Bheri	Ghatgaun	Mar.27.94				222		2422	3.7	31	203	0.3	160	52	499	826	101
94-15	Karnali	Ghatgaun	Mar.25.94				161		1694	13	47	149	0.3	151	49	283	644	108
NAG 11	Karnali	Kotillaghat	Nov.17.95	100	20	8.6	229	-8.0	1595	7.9	29	131	6.6	198	46	432	896	146
NAG 19	Rapti	Darbang	Nov.21.95	290	19	8.6	229	-10.5	2590	7.4	26	141	bdl	144	62	456	893	155
NAG 10	Rapti	Bhabaniyapur	Nov.16.95	140	22	8.6	274	-9.3	3156	5.8	27	131	bdl	149	79	475	1136	151
94-05	Sarda	Luham	Mar.8.94	1400			200		2375	4.2	80	40	0.3	133	18	425	768	124
NAG 15	Sarda	Luham	Nov.16.95	1400			140	-10.1	1571	3.7	52	61	bdl	130	28	212	584	148
SIWALIKS																		
94-01	Chor	Upper part	Mar.2.94				670		7139	16	71	628	bdl	3488	124	1059	1373	175
94-02	Suraî	Upper part	Mar.4.94				599		6574	22	70	415	0.3	3729	108	1020	807	268
NH 3	Suraï	Tatopani	Mar.11.95		18	8.5	631	-8.6	6764§	14	46	217	bdl	3277	286	1148	974	320
94-03	Rangsing	Charange	Mar.5.94				331		3920	6.8	34	104	0.3	473	53	556	1264	132
94-13	Gadel	Palaite	Mar.23.94				325		3988	5.8	52	6	0.3	197	46	581	1326	199
94-14	Basunti	Bashanti	Mar.24.94				270		3292	6.8	33	14	3.5	138	43	360	1231	113
94-17	Kachali		Mar.29.94				403		4699	8.4	22	148	1.8	1768	84	794	789	203
94-18	Banka		Mar.29.94				477		5515	6.3	31	204	0.3	2167	95	833	1010	165

§ : alkalinity by field titration; * : sample filtred in the laboratory and non acidified.

Table 5 - Chemical data for rivers in Bangladesh

Sample	River	Location	Date	Temp °C	pH	TDS mg/l	$\delta^{13}C$ ‰	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Si
								µmol/l									
BGP 12	Tista	Kaunia	Aug.4.96	28	7.2	41	-11.9	350§	7.1	21	42	bdl	51	37	45	153	129
BGP 72	Tista	Kaunia	Mar.7.97	24	8.1	79	-8.6	817	13	34	78	bdl	221	41	121	258	nd
BGP 4	Ganges	Rajshahi	Aug.2.96	31	7.6	125	-10.1	1421§	10	94	76	0.3	175	69	201	466	127
BGP 65	Ganges	Rajshahi	Mar.3.97	24	8.5	374	-8.2	4412	10	234	64	2.7	619	110	612	1418	nd
BGP 15	Brahmaputra	Chilmari	Aug.5.96	29	7.6	105	-10.1	1114§	4.3	25	55	bdl	104	52	168	393	155
BGP 79	Brahmaputra	Chilmari	Mar.7.97	23	8.5	145	-8.3	1513	8.2	53	149	1.6	196	75	214	590	nd
BGP 51	Brahmaputra	Aricha Ghat	Feb.25.97	22	8.4	154	-9.2	1619	8.7	58	154	1.6	281	26	233	613	nd
BGP 39	Upper Meghna	Bhairab Bazar	Aug.13.96	30	7.2	38	-11.8	395§	3.5	30	21	2.5	84	18	68	108	129
BGP 0	Upper Meghna	Nangalband	Oct.20.94			47		512	2.6	25	7	1.6	113	37	86	117	126
BGP 20	Lower Meghna	Bhola	Aug.10.96	30	8.1	127	-9.0	1350§	7.6	78	77	23	229	41	182	489	129

§ : alkalinity by field titration.

Table 6 - Average chemical composition of river water in the G-B system

Zone	Catchment Type	n	$\delta^{13}C$ ‰	pH	TDS mg/l	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H_2SiO_4
						µmol/l							
North Flank	Composite	6	-3.1	8.5	270	2060	20	790	90	30	550	1220	80
Mustang	Graben	11	+0.2	8.7	410	2900	710	1080	1140	110	820	1420	130
South Flank	Composite	25	-8.4	8.3	160	1680	50	120	120	40	250	520	100
South Flank	Gneiss	11	-8.9	7.5	30	310	10	30	70	20	20	120	120
Ganges			-10.1	7.6	130	1420	90	80	180	70	200	470	130
Brahmaputra			-10.1	7.6	110	1110	20	60	100	50	170	390	160

All data are rounded average and therefore may not satisfy the charge neutrality.

Table 7 - Chemical composition of rain water in the Ganges-Brahmaputra basin

Source	Location	Area	Date	Type	n	TD	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Si
						mg/l			µmol/l							
(1)	Tibet	Everest	Spring 1986	snow	120				6.1	2.9	4.5	7.5			16	0.5
(1)	Nepal	Yala	1970-81	snow	55				9.9	2.4	2.1	11				
(2)	Nepal	Ngozumpa	1989-90	snow	30				0.3	0.1	0.1	0.3			0.2	
(2)	Tibet	Xixabangma	1990-91	snow	31				0.5	0.2	0.6	0.4			0.6	
(2)	Tibet	Qiang Yong	1990-91	snow	17				0.5	0.2	0.6	0.4			0.6	
(3)	Nepal	Likhu	1991-93	rain	73					9.4	4.2	13	4.9	17	29	
(4)	Nepal	Kathmandu	1995-96	rain	11	9.3	91	1.3	8.7	6.2	5.3	15	7.9	3.0	44	4.2
	Himalaya	Weighted Average					68§		7.4	4.7	3.9	10	2.2	6.1	22	0.8
(5)	India	Calcutta	1967	rain	112				41	35	4.6	41	8.4	15	48	62
(6)	India	Calcutta	1975	rain	56				28	7.8		37	4.4	4.9	17	
(6)	India	Delhi	1975	rain	56				18	4.4		30	5.9	3.7	29	
(6)	India	Gulmarg	1975	rain	28				8.7	3.5		20	3.1	6.6	22	
(4)	Bangladesh		monsoon 1996	rain	7	5.8	26	1.2	20	12	8.6	17	16	2.4	20	3.0
	Plain	Weighted Average					55§		29	19	4.8	35	6.6	9.0	34	

The very high concentration of Cl in Collins and Jenkins (1996) were excluded because the charge balance of these analyses imply no HCO_3^- in the rain and a deficit of cations. § : by charge balance. Sources : (1) : Wake et al. (1990); (2) : Wake et al. (1993); (3) : Collins and Jenkins (1996); (4) : this study ; (5) : Handa (1969); (6) : Sequeira and Kelkar (1978).

Table 8 : Chemical denudation rate for main sampled rivers

River	Location	Season	Discharge 10^9 m^3/yr	Surface 10^3 km^2	Silicate mm/yr	Carbonate mm/yr
Trisuli	Betrawati	Monsoon	4.2	4.6	0.007±3	0.033±15
Trisuli	Betrawati	Other	1.5	4.6	0.003±1	0.009±3
Trisuli	Betrawati	Year¶	5.8	4.6	0.005	0.021
Bheri	Sampujigha	Monsoon	10.3	12.3	0.011±2	0.131±29
Bheri	Sampujigha	Other	3.4	12.3	0.002±1	0.024±16
Bheri	Sampujigha	Year¶	13.7	12.3	0.005	0.060
Narayani	Narayangha	Year¶	49.4	31.8	0.007	0.052
Tista	Kaunia	Year¶	26.0	12.5	0.008	0.013
Brahmaputra	Chilmari	Year¶	612	583	0.004	0.021
Brahmaputra	GEMS	Year	612	583	0.005	0.018
Ganges	Rajshahi	Year¶	459	1060	0.002	0.013
Ganges	GEMS	Year	459	1060	0.003	0.011

¶ : Annual chemical denudation rates correspond to monsoonal rate over 4 months and dry season rates are the ramaining months. In order to calculate the chemical denudation rate an average density of 2.7 and 2.4 for silicate and carbonate were applied. GEMS : average data from UNEP GEMS/WATER Program.

Table 9 - Fluxes of dissolved element in the different zones of the Ganges and Brahmaputra basin

Rivers	Discharge	Surface	Cl^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	H_2SiO_4
	10^9 m^3/yr	10^3 km^2				10^9 mol/yr				
Ganges	459	1060	40	128	29	93	252	713	39	59
Indian Shield¶	100	328	*26.8*	*82.4*	*5.2*	*37.1*	*69.3*	*256*	*5.4*	*17.8*
Himalaya§	206	176	*9.5*	*27.5*	*12.2*	*68.6*	*138*	*387*	*31.2*	*25.7*
Plain#	153	556	*3.8*	*18*	*12*	*-13*	*44.3*	*70.5*	*2.3*	*15.4*
±			114%	74%	10%	60%	34%	74%	83%	23%
Plain/Ganges	33%		10 ±11 %	14 ±10 %	41 ±4 %	-14 ±9 %	18 ±6 %	10 ±7 %	6 ±5 %	26 ±6 %
Brahmaputra	612	583	19	55	29	94	211	473	91	78
G-B	1071	1643	59	183	59	187	462	1185	130	137
World rivers	37400	148170	6120	8460	1240	5230	12500	31900	2060	6480

¶ : The Indian Shield contribution is the sum of each documented southern tributaries of the Ganges.
§ : The Himalaya are the sum of each main river that cross the MFT.
# : The plain contributions are the missing fluxes between the mouth and Himalayan + Indian Shield contribution. Relative uncertainties are the propagation of 5% and 15% uncertainties on the Himalayan and Indian Shield riverine concentration respectively. Therefore only K, Ca, Si and at a lesser extent alkalinity are significative.

IV-2) L'altération des silicates déduite de la chimie des particules érodées

L'altération des roches conduit à la mise en solution des éléments solubles, tels que Na, K, Ca, Mg, Sr, alors que d'autres tels que Al, Ti, Th et les terres rares, fortement insolubles, restent dans la phase solide. Ces modifications chimiques des particules lors de l'altération sont bien visibles dans les sols, avec une évolution progressive du chimisme entre la roche mère et le niveau le plus altéré du sol. Celle-ci n'est valable que dans le cas d'une dissolution incongruente. Ainsi cette approche permet une étude de l'altération des silicates. La dissolution des carbonates et des évaporites est presque toujours congruente, donc ne laisse pas de résidu solide, sauf dans des conditions particulières, comme en flanc nord de la chaîne, où la précipitation (de carbonate et/ou de sulfate) dans les sols conduit à une dissolution incongruente pour les carbonates aussi. Dans ce cas, il faudrait une étude détaillé des sols, chose que nous n'avons pas pu faire. Nous allons donc regarder seulement l'altération des silicates.

L'hypothèse de base de ce raisonnement est un état stationnaire des sols : à la partie nouvellement altérée de la roche, qui augmente le volume du sol, correspond le même volume de sol érodé par l'écoulement (e. g. Gaillardet *et al.*, 1995 ; Stallard, 1995). Deux paramètres sont donc importants : d'une part la quantité de matière exportée par les rivières (voir chapitre 1), et d'autre part la composition chimique de cette matière érodée. L'étude de la chimie des particules exportées par les rivières est donc un autre mode d'estimation des taux d'érosion chimique. La comparaison avec les flux dissous, lorsqu'ils sont connus, permet soit de tester l'hypothèse de l'état stationnaire des sols, soit de recalculer les flux particulaires.

Une telle approche a été réalisée sur de larges bassins équatoriaux (Gaillardet, 1995; Dupré *et al.*, 1996; Gaillardet *et al.*, 1997). La comparaison entre la charge dissoute et particulaire des bassins du Congo et de l'Amazone laisse supposer un état stationnaire de l'érosion des sols. Ceci est confirmé de manière indépendante, sur ces rivières, par l'étude des compositions isotopiques de plomb associées aux teneurs en U, Th et Pb (Allègre *et al.*, 1996). Cependant, cette étude montre aussi que pour la partie andine du bassin de l'Amazone, les sols subissent une érosion plus importante que le flux dissous ne le laisserait supposer. Enfin, l'importance de la chimie initiale (de la roche-mère) a été

documentée par l'étude de petits bassins volcaniques (Louvat et Allègre, 1997 ; Louvat et Allègre, 1998). Sur le bassin du Gange-Brahmapoutre, l'analyse chimique des sédiments fins du cône du Bengale, associée à l'estimation des volumes de sédiments, a abouti à un flux d'érosion chimique dans le passé (France-Lanord et Derry, 1997 ; Mc Cauley et De Paolo, 1997). Nous allons tester ces différentes approches, en comparant avec les flux dissous provenant des silicates (voir paragraphe IV-1).

Table IV-10 : Composition chimique des éléments majeurs des matières en Suspension et proportion de carbonate (poids %)

Ech		Ct	Dol	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	Pf
Gange														
BGP7	Rajshahi	4.04	2.03	54.7	17.3	7.0	0.09	2.67	3.76	0.86	3.32	0.78	0.14	9.3
(1)	Kazir Ghat			54.4	14.2	12.2		2.37	4.92	4.00	6.28	1.63		
(2)	n = 35			66.9	17.6	6.2	0.05	2.18	3.28		3.20	0.51		
Brahmapoutre														
BGP18	Chilmari	0.15	1.07	60.7	16.9	6.8	0.10	2.87	2.00	1.53	3.25	0.79	0.17	4.8
BGP3	Aricha Ghat			58.2	18.4	7.6	0.11	3.22	1.77	1.39	3.57	0.83	0.16	4.6
(1)	Aricha Ghat			50.3	19.0	16.0		4.30	1.47	1.57	6.56	0.85		
(2)	n = 21			60.9	21.2	8.3	0.08	2.74	2.70		3.00	0.51		
Lower Meghna														
(1)	Kazir Ghat			52.0	16.2	17.4		2.40	4.06	0.28	6.90	0.74		
BGP21	Bhola	2.00	0.85	52.8	18.1	7.7	0.09	2.82	2.56	0.94	3.18	0.81	0.15	10.6
BGP23	ChorFasson			55.8	19.7	8.1	0.09	3.00	1.36	0.97	3.56	0.81	0.15	6.3
Silicates														
BGP7	Rajshahi			58.30	18.40	7.42	0.10	2.38	0.95	0.92	3.54	0.83	0.15	7.0
BGP18	Chilmari			61.56	17.09	6.90	0.10	2.67	1.62	1.55	3.29	0.80	0.17	4.3
BGP21	Bhola			54.50	18.67	7.91	0.09	2.72	1.22	0.97	3.28	0.84	0.15	9.6

Données d'après (1) : Konta, (1985) et (2) : moyenne des matières en suspension échantillonnées le long du cours des 2 fleuves dans la plaine indienne : Subramanian *et al.*, (1985). Ct : calcite, Dol : dolomite et Pf : perte au feu.

IV-2-1) : Chimie des MES et des sables

Nous avons seulement échantillonné des particules en suspension pour la partie basse du bassin, au Bangladesh. L'analyse des compositions chimiques de cette matière en suspension (MES) peut être comparée d'une part aux analyses déjà publiées (voir table IV-10), d'autre part à la chimie des sables échantillonnés et enfin à la chimie des roches himalayennes (chapitre III). La chimie des particules en suspension est assez variable entre le Gange et la Brahmapoutre d'une part et d'un échantillonnage à l'autre d'autre part (table IV-10). Une large part de cette variabilité provient de la dilution par des carbonates,

qui peuvent représenter jusqu'à 6% (poids %) pour le Gange. Dans le cas où la silice serait dosée par différence, la présence de carbonate pourrait expliquer la surestimation des teneurs en SiO_2 pour les données de Subramanian *et al.*, (1985), alors que ensemble des autres éléments ont des teneurs très proches de nos échantillons. Une correction de la teneur mesurée en calcite et dolomite permet d'estimer la chimie des silicates. Elle est assez homogène pour les éléments peu solubles tels que Ti et Al, mais assez variable pour les éléments solubles tels que Na et Ca (table IV-10).

Sur la base des teneurs en Na, les silicates transportés par le Gange (BGP 7) sont plus altérés que ceux du Brahmapoutre (BGP 18) et les MES de la Meghna sont compatibles avec un mélange. Cette différence d'altération entre les produits transportés par les 2 fleuves est qualitative, mais correspond bien aux informations minéralogiques (présence significative de smectite pour le Gange et non pour le Brahmapoutre, voir paragraphe V-1-3-3) ainsi qu'aux flux respectifs de Na dissous (paragraphe IV-1). Une quantification des flux d'éléments dissous est possible en utilisant ces analyses chimiques, ainsi que celles des éléments en trace (Table IV-11).

Cependant, nous venons de voir que les MES contiennent une proportion significative de carbonate. Or cette approche ne peut s'appliquer qu'aux silicates. La chimie des silicate a donc été estimée à partir de l'analyse globale des MES ou des sables et en soustrayant la contribution des carbonates en Ca, Mg et perte au feu (déterminés par pesée et mesure manométrique, après réaction acide, voir Chapitre II) puis en normalisant à 100 l'ensemble des éléments majeurs. Nous utiliserons les flux de matière en suspension ainsi que les deux principales approches de quantification (Gaillardet *et al.*, 1995 ; France-Lanord et Derry, 1997). Afin de tester l'influence de la chimie des particules exportées, nous utiliserons aussi les analyses des sédiments de rivières (Table IV-12).

Table IV-11 : Composition chimique des éléments en trace (ppm) des matières en Suspension

Ech	BGP 7	(2)	BGP 18	BGP 3	(2)	BGP 21	BGP 23
Rivière	Gange	Gange	Brahmapoutre	Brahmapoutre	Brahmapoutre	Lower Meghna	Lower Meghna
	Rajshahi	n = 35	Chilmari	Aricha Ghat	n = 21	Bhola	Chor Fasson
As	11.6		9.5	7.9		13.8	12.5
Ba	571	348	538	607	347	600	597
Be	2.8		2.8	3.0		2.8	3.4
Bi	0.92		0.85	0.94		0.86	0.95
Cd	0.14		0.14	0.14		0.16	0.24
Ce	90.9		81.1	88.1		76.0	73.1
Co	15.9	22.0	16.6	18.9	31.0	17.7	18.4
Cr	95	52	105.1	122	100	118	120
Cs	9.4		9.6	9.5		9.5	10.5
Cu	47	21	42	56	17	56	51
Dy	5.5		5.1	5.3		4.7	4.3
Er	3.1		2.9	2.9		2.6	2.5
Eu	1.4		1.3	1.4		1.2	1.2
Ga	24.6		22.7	25.9		26.4	26.8
Gd	6.4		6.1	5.8		5.6	5.1
Ge	1.6		1.5	1.6		1.6	1.7
Hf	5.0		5.0	4.6		3.6	3.1
Ho	1.24		1.09	1.18		1.04	1.00
In	0.07		0.05	0.07		0.06	0.07
La	44.7		40.0	43.0		37.7	36.3
Lu	0.45		0.44	0.43		0.41	0.40
Mo	0.41		0.35	0.40		0.44	0.36
Nb	15.7		13.9	15.6		14.4	14.4
Nd	36.6		33.3	35.6		31.0	29.5
Ni	47.7	20.0	54.9	63.0	47.0	64.4	65.8
Pb	30.2	25.0	31.2	30.8	13.0	29.5	36.2
Pr	9.9		8.7	9.3		8.1	7.7
Rb	187	124	166	190	85	179	195
Sc	12.0		10.8	11.5		12.3	12.2
Sb	1.1		0.7	0.5		0.9	0.8
Sm	7.4		6.4	7.5		6.3	5.8
Sn	6.0		4.9	5.8		5.6	5.5
Sr	100	116	130	131	270	119	99
Ta	1.6		1.4	1.6		1.4	1.4
Tb	1.0		0.9	0.9		0.8	0.8
Th	20.0	14.0	18.3	19.4	15.0	16.7	16.5
Tm	0.5		0.4	0.5		0.4	0.4
U	4.4	6.0	4.1	4.8	7.0	3.3	3.4
V	114	86	111	122	137	130	132
W	3.4		3.1	3.2		2.8	3.0
Y	32.1		29.1	30.9		27.7	26.1
Yb	3.1		2.8	3.1		2.7	2.5
Zn	80		83	94		100	98
Zr	176		179	167		136	117

Table IV-12 : Composition chimique des éléments majeurs des sables du Bangladesh et proportion de carbonate

Ech	Ct	Dol	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	Pf
GANGE													
BGP 5	4.59	2.52	66.0	11.9	4.71	0.05	2.12	4.37	1.33	2.64	0.65	0.13	5.80
BGP 6	3.03	1.51	78.5	7.9	2.46	0.05	0.91	3.28	1.48	1.83	0.57	0.12	2.57
BGP 68	2.38	1.35	81.0	7.7	1.69	0.03	0.84	2.52	1.51	1.81	0.26	0.07	2.49
BRAHMAPOUTRE													
BGP 14	0.024	0.53	73.0	11.9	4.19	0.05	1.72	1.99	1.82	2.50	0.53	0.10	2.00
BGP 82	0.003	0.004	76.5	10.3	3.88	0.09	1.23	2.36	2.02	1.99	0.57	0.10	0.83
BGP A	0.005	0.007	78.6	10.4	2.37	0.02	0.89	1.63	2.08	2.34	0.27	0.04	1.16
TISTA													
BGP 11	0.003	0.007	73.7	12.2	4.39	0.05	1.56	1.44	1.77	2.55	0.58	0.16	1.32
BGP 76	0.001	0.005	69.9	14.0	4.94	0.06	1.94	1.16	1.78	3.08	0.67	0.14	2.01
UPPER MEGHNA													
BGP 0	0.007	0.009	75.2	10.1	4.31	0.07	1.31	2.90	1.85	1.87	0.74	0.17	1.14
BGP 36	0.019	0.041	74.7	10.3	4.44	0.07	1.35	2.50	1.71	1.90	0.75	0.18	1.78
LOWERMEGHNA													
BGP 34	0.15	0.94	63.2	15.5	6.39	0.09	2.59	1.75	1.48	3.02	0.81	0.14	4.50

IV-2-2) : Quantification de l'altération des silicates

Les différentes méthodes de calcul de l'érosion chimique à partir de la chimie des particules sont assez similaires. Elles comparent le rapport d'un élément soluble à un élément insoluble dans le solide transporté par la rivière au même rapport dans la roche source.

IV-2-2-1) : La normalisation à Al

L'approche la plus simple est de normaliser à un élément insoluble, dont la teneur est bien documentée dans la roche source : l'aluminium. C'est ainsi qu'a été quantifiée l'altération des silicates dans le bassin du Gange-Brahmapoutre à partir de l'analyse des sédiments du cône du Bengale en comparant à celle de la HHC (France-Lanord et Derry, 1997 ; Mc Cauley et De Paolo, 1997). Néanmoins, la normalisation à l'aluminium introduit un biais. En effet, sa teneur est sensible à la minéralogie, et les sédiments de rivières, ou les particules en suspension, sont sujets à des tris minéralogiques. Mis à part le Mg, qui est réintroduit dans les minéraux secondaires (sous forme de brucite dans les chlorites, vermiculites et smectites), l'étude des sédiments fins, comme les MES par rapport au sable, implique une surestimation de l'altération des silicates (France-Lanord et

Derry, 1997). Celle-ci est difficile à quantifier. Étant donné la présence de carbonate, la composition en Ca, Mg, Sr et Ba des silicates exportés par les rivières, est relativement moins précise que celle en Na. Ainsi par la suite, nous ne considèrerons que la perte de sodium par les silicates (Na_{sil}) en comparaison avec le flux dissous, corrigé de la contribution atmosphérique et évaporitique. La relation entre le flux dissous et le flux de particules est :

$$\phi_{Na_{sil}} = \phi_{MES} \times [Al]_{MES} \times \left(\frac{[Na]_{HHC}}{[Al]_{HHC}} - \frac{[Na]_{MES}}{[Al]_{MES}} \right),$$ où les différentes concentrations sont en mole par gramme et le flux particulaire en gramme. La composition chimique de la HHC est donnée dans le chapitre III. Les résultats, en utilisant les flux de MES de la littérature (voir Chapitre I) sont présentés dans la table IV-13 sous la dénomination de modèle 1. La différence entre les flux estimés à partir de la chimie des MES et celle des sables montre la sensibilité de cette approche à la minéralogie des particules exportées. Les incertitudes sur les flux de particules, ont une influence mineure par rapport à l'effet de tri minéralogique. Les MES analysées ont une composition en Si et Al similaire aux sédiments du Leg 116 (France-Lanord et Derry, 1997). Le calcul suggère que l'estimation du flux de Na_{sil} à partir de la chimie de ces sédiments est surestimée d'un facteur 4 à 7 par rapport au flux mesuré dans la rivière.

IV-2-2-2) : La normalisation à Sm

La méthode développée par l'IPGP est une inversion généralisée, qui a l'avantage de traiter indifféremment presque tous les éléments chimiques considérés. Deux choix à priori doivent être tout de même effectués. Le premier concerne l'élément normalisateur, et la plus ou moins grande précision de la mesure de l'élément a été le critère de choix. Ainsi, le Sr, mesuré par dilution isotopique a été choisi pour normaliser l'ensemble des autres éléments (e. g. Négrel *et al.*, 1993). Le second paramètre à déterminer peut soit être la chimie de la roche avant altération, soit l'élément chimique insoluble. Lorsque la géologie du bassin est mal connu, la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (CCS) est utilisée en première approximation. Dans ce cas, le choix d'un élément insoluble comme le thorium permet, par méthode inverse de recalculer la chimie de la croûte (e. g. Gaillardet *et al.*, 1995). Enfin, l'effet de dilution des compositions

élémentaires par la silice (tri minéralogique entre le quartz et les autres minéraux) est éliminé par une normalisation de l'ensemble des éléments par rapport à leur teneur estimée de l'ensemble des silicates terrestres (terre silicatée, notée TS).

Table IV-13 : Flux de Na dissous en milliard de moles par an, mesuré ou modélisé

	Mesuré Rivière	Silicaté (Na - Cl)	Modèle 1 HHC / Al_{norm}	Modèle 2 CCS / Sm_{norm}	Modèle 3 HHC / Sm_{norm}
NARAYANI	7.6	3.4			
Sable			2.7 à 6.1	48 à 109	6.4 à 14.5
BRAHMAPOUTRE	55	36			
MES			204 à 309	590 à 892	99 à 150
Sable			-14 à -21	389 à 589	-17 à -26
GANGE	128	88			
MES			234 à 391	530 à 886	134 à 224
Sable			16 à 26	562 à 939	108 à 180

Le flux mesuré provient de GEMS/Water program et le flux silicaté est simplement estimé par soustraction du Cl. Le modèle 1 suit l'approche de France-Lanord et Derry, (1997) ; le modèle 2, est une simplification d'après Gaillardet et al., (1995) et le modèle 3, est l'utilisation de la HHC (voir Chapitre III) à la place de la croûte continentale supérieure dans le modèle 2. La gamme de valeur est simplement le résultat de la propagation des gammes de flux particulaires (Chapitre I).

L'étude de bassins sur des îles presque exclusivement volcaniques a montré l'importance d'une bonne définition du paramètre roche source (e. g. Louvat, 1997). En effet, le choix de la composition de la roche érodée introduit de fortes incertitudes. Ainsi, il est indispensable d'utiliser la composition locale des roches à l'altération dans le bassin, lorsque celle-ci est disponible. Le choix des éléments pour les différents rapports élément soluble sur élément insoluble se fait à partir d'un classement des éléments en fonction de leur abondance relative dans la CCS. Par rapport au modèle de l'IPGP, nous avons pris les estimations de ces 2 réservoirs dans la base de donnée GERM, ce qui explique un classement légèrement différent des éléments. Chaque élément soluble est considéré par rapport à l'élément insoluble le plus proche dans cette présentation des données (Figure IV-11). Pour Na, l'élément insoluble le plus proche est le Sm. La mesure de cet élément trace est donc assez cruciale et l'excellent accord entre les mesures par ICP-MS et par dilution isotopique (Chapitre II) garantit la fiabilité de cette information.

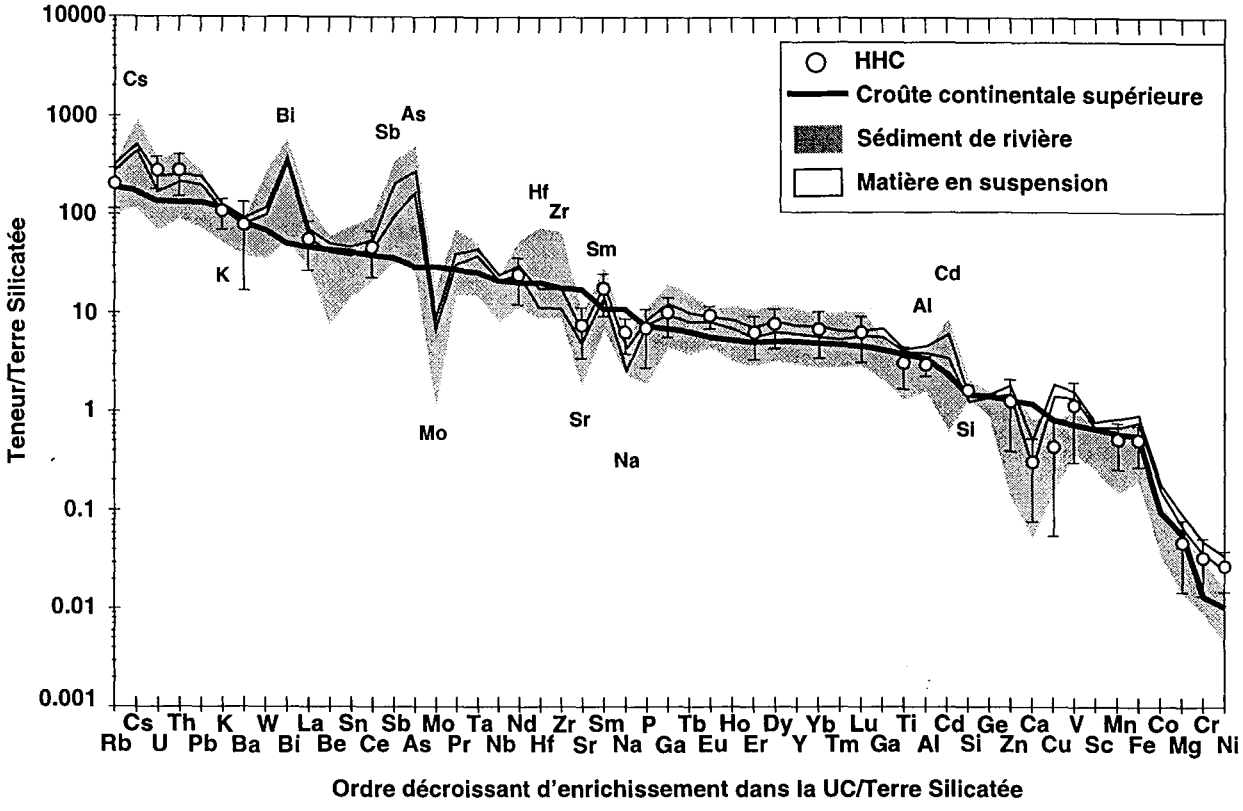


Figure IV-11 : Composition chimique des éléments majeurs et traces des sables des principales rivières analysées, des MES du Bangladesh et de la HHC normalisé à la chimie de la terre silicatée. La composition de la croûte continentale est d'après Taylor et McLennan, (1995) ; Plank et Langmuir, (1998). Les éléments tels que As, Bi, Cs, Mo et Sb ont des teneurs significativement différentes de celle de la CCS. Le manque de données sur la HHC ne permet pas de dire si c'est un caractère lié à la chimie des roches sources ou si cela provient d'une incorporation de ces éléments par les sables lors du transport.

Nous avons effectué 2 estimations, l'une utilisant la composition moyenne de la CCS (modèle 2) et l'autre utilisant la chimie de la croûte locale (modèle 3, Table IV-13). Dans ces modèles le flux de Na_{sil} est défini par :

$$\Phi_{Na_{dis}} = 20 \times \Phi_{MES} \times \frac{\frac{[Sm]_{MES}}{[Sm]_{CCS}} \times [Na_2O]_{CCS} - [Na_2O]_{MES}}{M_{Na2O}}$$

où les concentrations sont en poids %, le flux de particule en kilogramme par an et la masse molaire de Na_2O en grammes. Dans le modèle 3, CCS est remplacée par HHC.

Les flux de Na_{sil} estimés à partir de la CCS sont trop élevés d'un ordre de grandeur au moins, par rapport aux flux de Na_{sil} mesuré sur les rivières, ce qui démontre l'importance de la chimie de la croûte. L'utilisation de la HHC diminue largement cette surestimation du flux dissous de Na. Pour le Gange, le modèle 3 ne surestime l'altération que d'un facteur 2. De plus, la différence est faible entre le flux estimé à partir de la chimie des sables et celle des MES, ce qui signifie que lorsque l'érosion chimique des silicates devient significative, ce modèle est relativement moins sensible à la minéralogie. La normalisation à une terre rare, élément distribué à l'état de trace dans l'ensemble des minéraux, est de ce point de vue une amélioration par rapport à la normalisation à Al, Ti et Th qui sont tous sujets à des tris minéralogiques (voir chapitre V). En revanche, pour une rivière où l'altération est très faible, comme le Brahmapoutre, la chimie des sables est indiscernable de celle de la source, ce qui rend impossible la quantification de l'altération.

Sur le bassin du Gange-Brahmapoutre, l'érosion chimique est très faible par rapport à l'érosion physique. En fonction de la quantité totale de matériaux exportée (voir chapitre 1) et la composition chimique choisie (moyenne des sables ou des MES), entre 1 et 2 % du Si et entre 15 et 30 % du Na des silicates est transporté sous forme dissoute (pourcentage molaire). Donc pour le système Gange-Brahmapoutre, la faible intensité de l'érosion chimique fait que la comparaison entre le flux dissous mesuré et celui déduit des particules est imprécise. Cette approche ne permet donc pas 1) de tester si l'érosion globale s'effectue selon un régime d'équilibre des sols, ou 2) de recalculer les flux de particules érodées à partir des flux dissous. Pour déterminer le bilan d'érosion physique et chimique des sols, d'autres approches sont nécessaires, telle que l'étude des déséquilibres isotopiques des systèmes U-Th-Pb.

Pour le bassin de la Narayani, le flux estimé par notre modèle, à partir de la chimie des sables est plus du double de celui mesuré dans la rivière. Nous n'avons pas d'échantillon de MES de la Narayani, mais par analogie avec celles du Gange et du Brahmapoutre, il est prévisible que la différence sera encore plus accentuée. Ce qui signifie que 1) soit les sols ne sont plus en équilibre dans la chaîne, avec une tendance à la diminution du volume des sols ou que 2) les flux utilisés de MES sont surestimés d'au moins un facteur 2. Cette dernière proposition n'est pas vraisemblable car la charge de fond n'est pas prise en compte dans l'estimation de la quantité totale de matériel transportée (voir chapitre I). L'érosion actuelle de la chaîne exporte donc plus de sol qu'il ne s'en crée. Un phénomène similaire est décrit pour la partie andine de l'amazone

(Allègre *et al.*, 1996). Il est peut être lié à la période climatique actuelle ou à l'activité humaine et au déboisement récent dans la chaîne.

IV-2-3) : Quantification de l'altération des silicates dans la plaine

Nous venons de voir que le modèle 3 diffère d'un facteur 2 par rapport au flux fluviatile de Na_{sil} dissous pour le Gange. Cette différence provient soit 1) d'une sensibilité trop forte de notre modèle aux paramètres sources et de tri minéralogiques soit 2) de l'existence de circulation souterraines dans la plaine. Le bilan hydrologique de la plaine (paragraphe IV-1) et les études des apports en radium et barium dans le golfe du Bengale (Moore, 1997) impliquent de telles circulations. L'érosion chimique qui a lieu dans la plaine agit donc selon 2 modes bien distincts qui sont la pédogenèse et la circulation souterraine. Si un état stationnaire des sols permet de documenter le flux d'érosion chimique des silicates via les particules érodées, les flux chimiques des circulations souterraines ne sont pas accompagnés d'un quelconque flux particulaire. Le matériel actuellement à l'altération dans la bassin d'avant chaîne sera peut-être un jour à l'érosion physique par surrection tectonique. Actuellement, c'est le cas des Siwaliks, qui sont en moyenne plus altérées que les sables des rivières (voir Chapitre III). Cependant, il est impossible de déconvoluer temporellement l'érosion chimique des silicates dans ces formations. L'analyse des circulations et de la chimie des nappes est donc importante à mener pour quantifier l'altération totale dans la plaine.

IV-3) Le budget isotopique du Strontium dissous dans les rivières himalayennes

Ce manuscrit présente les analyses des teneurs et compositions isotopiques du Sr dissous dans des rivières et des eaux de pluies du Népal et du Bangladesh. En complément, la signature isotopique en C, O et Sr de roches carbonatées de l'ensemble des formations himalayennes et des sables des principales rivières a été déterminée.

La moyenne des eaux de pluie, y compris celles de mousson, ont une concentration en Sr autour de 20 nmol/l et un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.714$. La contribution des apports atmosphériques au Sr dissous des principales rivières est compris entre 2 et 6 %. Les rivières drainant les formations des Séries Sédimentaires Thétysienne (TSS) ont des teneurs élevées ([Sr] ≅ 6 µmol/l) pour une composition isotopique assez basse ($^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.717$). Les bassins gneissiques du flanc sud de la chaîne ont des eaux très diluées ([Sr] ≅ 0.2 to 0.4 µmol/l). Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est autour de 0.74 dans les rivières drainant le Haut Himalaya Cristallin (HHC) et proche de 0.8 pour celles du Moyen pays (LH). Les rivières des Siwaliks, terrains constitués par les sédiments du bassin d'avant chaîne, ont une concentration en Sr autour de 4 µmol/l et un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.725$.

Les eaux du Gange et du Brahmapoutre (G-B) au Bangladesh montrent une forte variabilité saisonnière, avec de faible concentrations et des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés durant la mousson. Le Sr dans le Brahmapoutre varie de 0.9 µmol/l et 0.722 en Mars à 0.3 µmol/l et 0.741 en Août. Nous avons estimé le flux annuel du G-B, pondéré des débits saisonniers, à 6.5×10^8 mol/an avec un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7295$. En l'absence de ce flux, la composition isotopique de l'eau de mer diminuerait d'environ 48×10^{-6} Ma^{-1} au lieu de l'augmentation observée. Une telle influence du bassin du G-B sur la composition du Sr marin sera discutée, ainsi que les implications que cela a sur le budget communément utilisé du Sr de l'océan.

Dans les rivières importantes, atteignant la plaine du Gange, les compositions et teneurs en Sr peuvent être modélisées par un mélange entre les rivières drainant les TSS, où des carbonates et des évaporites légèrement radiogéniques ($^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.715$) sont la source principale du Sr dissous, et des rivières drainant le LH, où des silicates très radiogéniques ($^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.85 à 1.6) sont la principale source de Sr. Les eaux provenant de la HHC n'ont pas une contribution significative, à cause de leur faible [Sr]. L'influence de la dissolution de carbonate radiogénique est observée tant dans la HHC que dans le LH mais représente une source mineure de Sr dissous. L'altération des silicates dans les Siwaliks et la plaine du Gange contribue à un apport de Sr radiogénique (0.72 à 0.74) dans le G-B, mais la quantification de ce flux est limitée par les incertitudes du budget hydrologique dans cette partie du bassin.

that carbonates of the Lesser Himalaya are in fact the primary source of radiogenic Sr in Himalayan rivers. Two recent studies of riverine Sr in the high range have argued that carbonate weathering dominates the Sr isotopic signal from the Himalaya (Blum et al., 1998; Harris et al., 1998). In contrast, a recent study of the hydrochemistry and isotopic compositions of the Ganges headwaters found that weathering of radiogenic carbonates in the Lesser Himalaya could only account for a modest fraction of the total dissolved Sr, and cannot satisfy the Sr isotopic and mass budget of Ganges (Singh et al., 1998). These workers show the need for an as yet unidentified component with high Ca/Sr (Krishnaswami et al., 1992; Singh et al., 1998). Furthermore, while silicate alteration in the high Himalaya must be strongly weathering limited (following the terminology of Stallard and Edmond , 1983) because of very high erosion rates, alteration processes in the low elevation Gangetic floodplain may have an important effect on the isotopic budget of Sr delivered to the ocean (Derry and France-Lanord, 1996). Thus, the basic issue of how the riverine $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in the G-B system reflects weathering processes remains unresolved, despite an increasing number of studies. The uncertainty remains because there is so far no published study which comprehensively examines the Sr systematics of rivers in all the major litho-stratigraphic units that make up the G-B drainage basin. Our ability to interpret existing studies is variously constrained by limited areal extent, and/or lack of bedrock, bedload, atmospheric input or anion data, and in all cases, a lack of data covering the dramatic seasonal variation of the monsoon. Despite the potential importance of Himalayan rivers for weathering and erosion processes and the oceanic Sr budget, there is only one published $^{87}Sr/^{86}Sr$ value for the Ganges and none for the Brahmaputra during the monsoon, when > 90% of the water discharge takes place.

This paper reports a study of Sr in Himalayan rivers sampled in the Nepal Himalaya and Bangladesh. We report analyses of rivers draining all the major Himalayan rock units, across an elevation range from 5000 to 20 meters, and from highly arid to rain forest environments. We also report data from the G-B system in Nepal and Bangladesh during the monsoon. We estimate atmospheric inputs of Sr from analyses of local precipitation. We present an extensive data set from bedrock lithologies and river bedload samples in order to define the Sr systematics of potential source rocks. These data and the studies cited above demonstrate that the source of dissolved Sr are complex, and cannot be adequately represented by binary mixing between carbonate and silicate end members. Among Himalayan lithologies, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios vary widely in both silicate and carbonate

rocks, as do Sr contents of carbonates. We use the major element chemistry of water (Galy and France-Lanord, in Press) and sediment to characterize the contribution of dissolved Sr from evaporites, carbonates, and silicates in the different zones of the Himalaya. The combined data sets allow us to construct a consistent isotopic and mass balance for Sr in the G-B system.

2. Study area, sampling and hydrochemistry

Samples were collected in the Narayani and Karnali watersheds which drain two thirds of Nepal Himalaya. The Ganges and Brahmaputra have been sampled in the Bangladesh delta (Fig. 1 & 2). Himalayan geology can be divided into four units separated by major thrust systems (Le Fort, 1989; Upreti and Le Fort, in press; Fig. 2). The terranes of the northern flank and part of the high Himalaya belong to the Tethyan Sedimentary Series (TSS), composed primarily of Palaeozoic-Mesozoic carbonate and clastic sediments (North Indian shelf sediments). Structurally below the TSS, the High Himalaya Crystalline series (HHC) is the principal formation of the high range. It consists of ortho- and paragneisses, migmatites and highly metamorphosed marbles. Bellow the HHC, the Lesser Himalaya (LH) forms the largest area of the south flank. The LH is composed of variably metamorphosed Precambrian sediments dominated by quartzo-pelitic schists with minor dolomitic carbonates. The Mahabarat nappes in the Lesser Himalaya consist of Palaeozoic marbles and gneisses. The southernmost part of the range is the recently uplifted Siwalik foreland basin sequence, containing Mio-Pliocene detrital sediments. The Gangetic flood plain has an elevation of ca. 150 m in Nepal and represents 46% of the G-B basin area.

Sampling includes (1) main tributaries in the Lesser Himalaya, (2) detailed sampling of the Kali Gandaki river from the northern headwaters in Tibet to the south, (3) minor tributaries draining specific Himalayan formations (TSS, HHC, LH, Siwaliks). In addition the Tista river which drains Sikkim Himalaya has been sampled in Bangladesh. Samples were collected between May 1993 and May 1997 (Tables 1 to 5) mainly during the dry season, except for the Trisuli river which was been sampled repeatedly over one year. The Ganges and Brahmaputra were sampled during the 1996 monsoon and winter of 1997 (Fig 1 and Table 5).

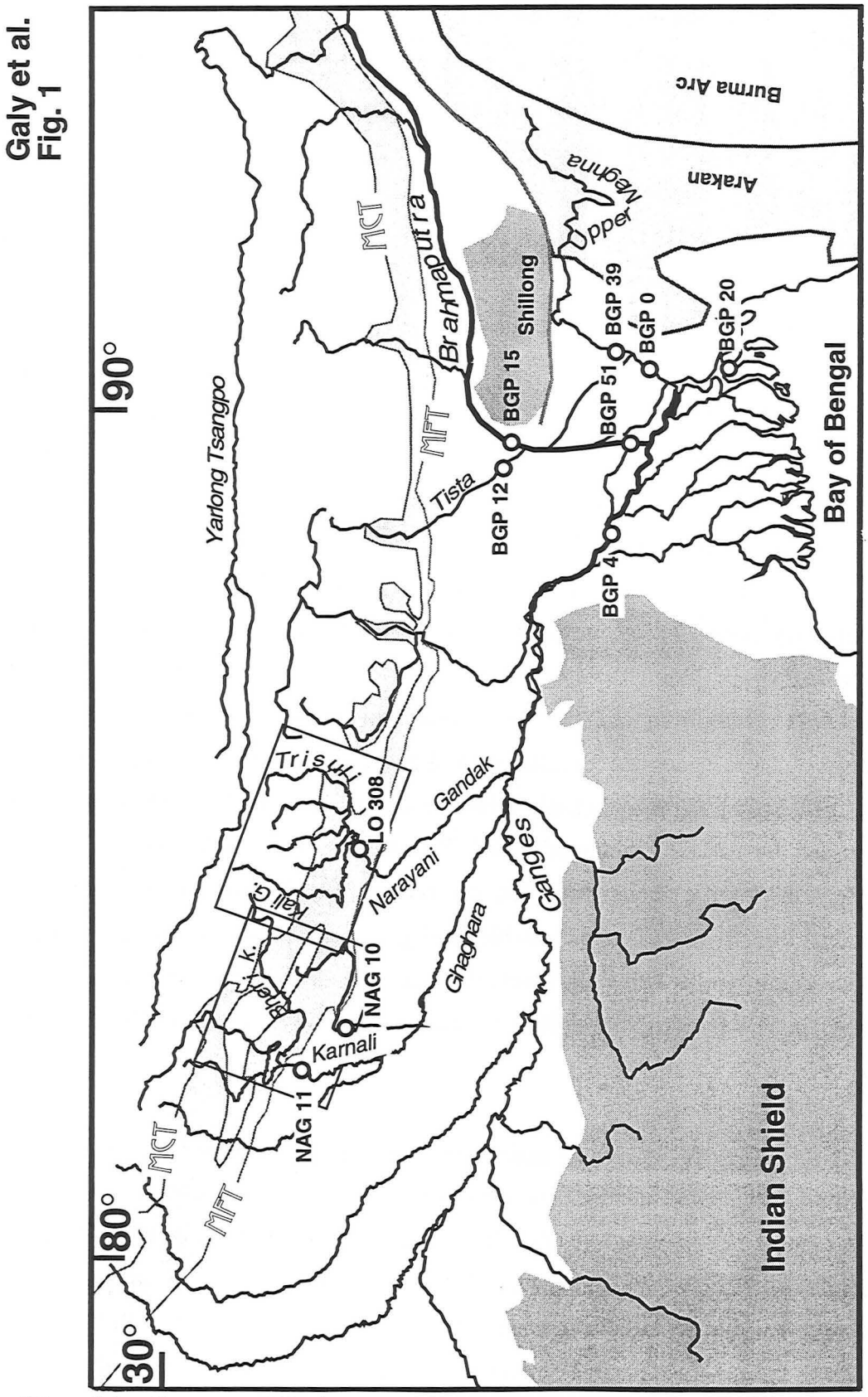
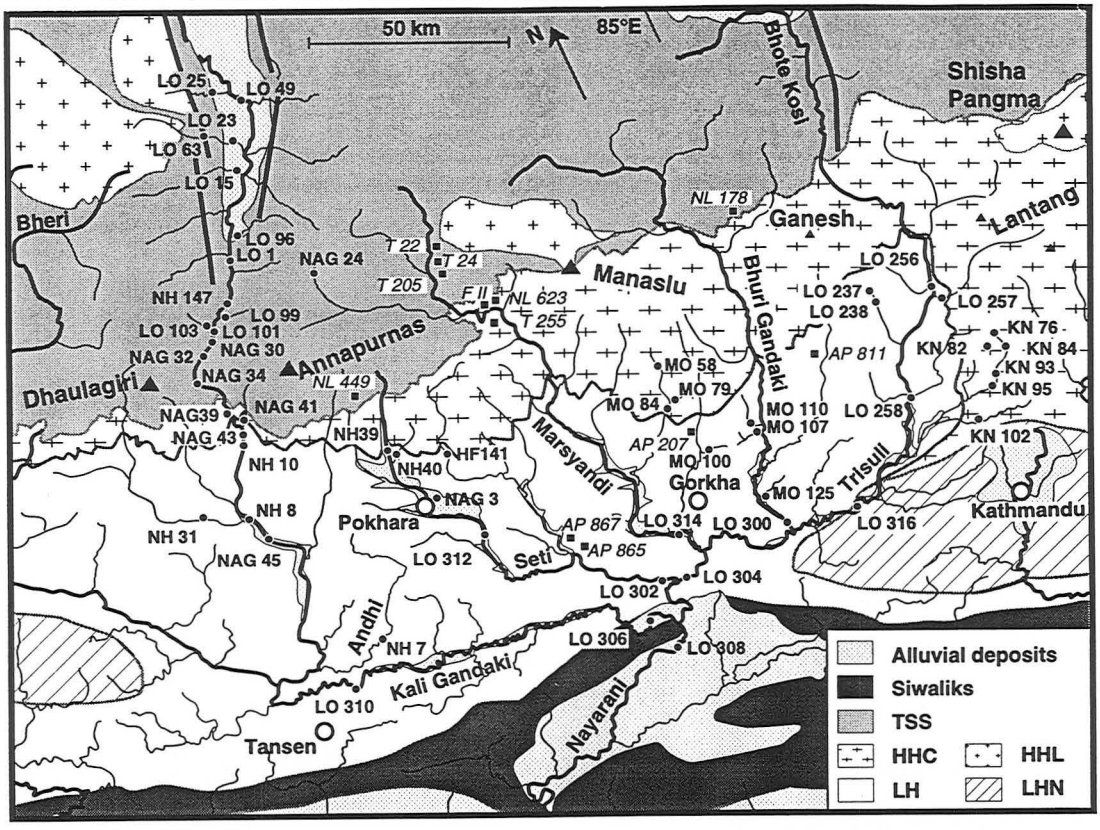
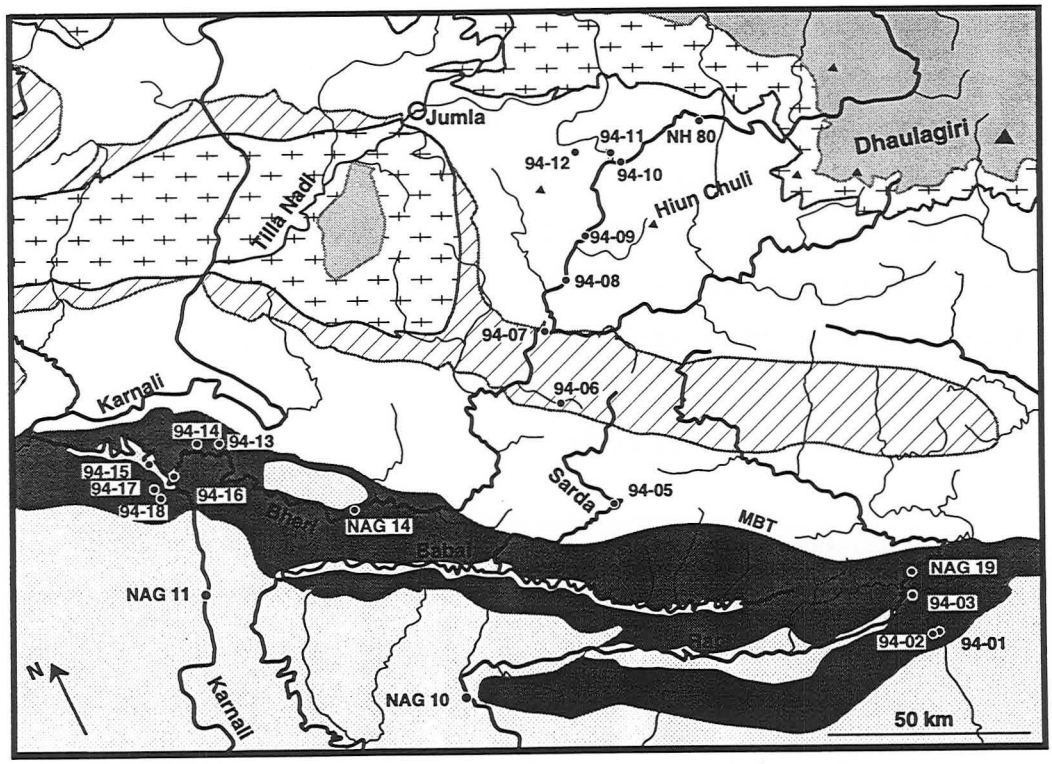


Fig. 1 : Map of the Ganges and Brahmaputra basin and location of river samples and maps of figure 2. When several samples were taken at the same location only the first sample is labelled on the map. MFT: the Main Frontal Thrust places Mio-Pliocene Siwalik foreland basin sediments over the modern Gangetic plain. MCT : the Main Central Thrust places the HHC over the LH.



Galy et al.
Fig. 2a



Galy et al.
Fig. 2b

Fig. 2 : Geological maps of (a) Narayani watershed and (b) Karnali watershed. River water samples are marked by a circle and reference source rock samples by a square. When several samples have been taken at the same location only the first sample is labelled on the map. Geology after Colchen et al. (1986) ; Le Fort and France-Lanord (1995) and Upreti et al. (in press). TSS = Tethyan Sedimentary Series. HHC = High Himalaya Crystalline. LH = Lesser Himalaya. HHL = High Himalaya Leucogranite. LHN = Lesser Himalayan Nappe.

Hydrochemistry of these rivers has been presented elsewhere (Galy and France-Lanord, in Press) and will be briefly summarized below. Table 6 presents the average composition of rivers in the different compartiment of the system. Rivers draining North flank basins have the highest total dissolved solid (TDS) concentration and are characterized by high [SO_4], and locally high [Cl], such as in the upper Kali Gandaki river. High [SO_4] appears linked to sulphide oxidation and Cl input is likely related to thermal springs present in the course of the Upper Kali in the Mustang graben (e.g. LO47, Table 6).

On the south flank of the Himalaya, rivers flowing in carbonate-free basins have low TDS ($\cong$ 15 to 50 mg/l), and Ca comprises some 60% of the cationic charge. In these rivers the atmospheric contribution may represents up to 50% of the dissolved load. Basins draining carbonate from the TSS, HHC or LH have higher TDS (100 to 270 mg/l) and higher $(Ca+Mg)/\Sigma^{+}$.

The Ganges and Brahmaputra sampled in Bangladesh during the monsoon have chemical characteristics very similar to those of the main Himalayan rivers at the outflow of the range. During the dry season, the Brahmaputra follows an evolution similar to that of Himalayan rivers with a slight increase of TDS (105 to 153 mg/l). In contrast, TDS in the Ganges almost triples (125 to 370 mg/l) due to a general increase of ion concentrations, with the notable exception of K and SO_4. The observed trend is consistent with data reported by Sarin et al. (1989) for the Gangetic plain. These authors have shown that during the dry season, the influence of southern tributaries and weathering processes in the flood plain become significant with respect to Himalayan input.

3. ANALYTICAL PROCEDURE

Water samples were collected from the river side, filtered through 0.2 μm or 0.1 μm nylon Millipore filter and stored in bottles free of air. Waters were acidified by adding one drop of strong distilled HNO_3. $^{87}Sr/^{86}Sr$ and Sr concentration by isotope dilution mass spectrometry (IDMS) were measured using a Finnigan Mat 262 in static mode after standard chemical separation techniques, using both Sr-Spec^{TM} cationic resins (Horwitz et al., 1992) and AG 50-X-8 cationic resins. Some Sr concentrations were also measured by atomic absorption. Sr isotopic ratios were normalised to $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$. NBS 987 measurements yielded $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710197 \pm 17$ (1σ, n = 117) during the period of these analyses. Uncertainties on individual $^{87}Sr/^{86}Sr$ measurements were always < 15×10^{-6}

(2σ). Blank levels on water samples are between 0.07 and 2.7 ng, mean of 1.14 ng; and $^{87}Sr/^{86}Sr$ from 0.712 to 0.724, mean of 0.716. Such blank levels will introduce an uncertainty less than 1 part in 10^4 on our analyses.

Rain water samples were filtered in the laboratory. Some samples from Kathmandu have a significant amount of atmospheric dust. A sufficient amount of water was evaporated in order to obtain ca. 60 ng of Sr. Total chemistry blanks were measured routinely along with samples. Sr blanks were 800 - 1200 pg, and the isotopic composition of blanks was 0.709 - 0.715. [Sr] and Sr isotopic compositions of rain water have been corrected using the blank measured during the period of analysis. The induced uncertainties are listed in the Table 7. One of the most dilute sample (BGP 2) was duplicated. The first analysis were performed on around 10 ng of Sr, while the second used 35 ng. The results were agreed within ±0.00006. In addition, approximately 4 ng of NBS 987 was diluted in sub-boiling distilled water, spiked and similar chemical and blank correction procedures were performed. The value obtained on this test ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71046 \pm 0.00016$) implies that isotopic composition of even very dilute rain waters are determined with at least 3 significant figures. The [Sr] of the KTM samples were measured with an ICP-MS (Perkin Elmer, Elan 6000).

Bedload samples were powdered to a uniform size. The proportions of calcite and dolomite in the bedload were manometricaly determined as CO_2 released by selective reaction with >100% H_3PO_4 (Sheppard and Schwarcz, 1970). Synthetic and natural standards were used to calibrate the time and the temperature of reaction necessary to separate CO_2 produced by the dissolution of calcite and dolomite. Greater than 99% of the calcite had reacted after 3 hours at 25°C while dolomite contribute to less than 5% to the produced CO_2. The remaining carbonate was then reacted for > 100 hours at 50°C. $\delta^{18}O$ (SMOW) and $\delta^{13}C$ (PDB) were measured on released CO_2 using a modified VG-602 mass spectrometer. Overall reproducibility is ± 0.1‰. For Sr isotopic analyses, bedload samples were leached with 10% acetic acid for 30 minutes in an ultrasonic bath. Leachate and residue were separated by centrifuging, and the residue was rinsed repeatedly with distilled water. The first wash was added to the leachate. The bulk powder and the remaining residue were weighed. For sample with more than 10 wt% carbonate, the weight loss corresponded within ± 6% to the total amount of carbonate without any systematic shift. For the carbonate-poor bedload, the weight loss tended to exceed the measured carbonate content, but there was no correlation between excess weight loss and

decreasing carbonate content, indicating that any bias was not systematic. Leachates were evaporated, redissolved in HNO_3 and spikes of ^{84}Sr and ^{87}Rb were added. Rb isotope dilution measurements were made on a Cameca-TSN 206 single collector mass spectrometer. Leachate Sr separations and isotopic measurement were performed following similar procedures than water. Sr total blanks were 0.48 to 0.72 ng with $^{87}Sr/^{86}Sr$ around 0.711, negligible for the amount of analysed Sr. The Rb amount (2.3 ± 2.0 ppm) obtained by our leaching process implies very low $^{87}Rb/^{86}Sr$ ratios (0.023 ± 0.029). Acetic acid leaches on clays gave $^{87}Rb/^{86}Sr$ ratios between 1.1 and 2.7 (Ohr et al., 1994). Similar treatment of clean carbonates typically releases very little Rb ($^{87}Rb/^{86}Sr < 10^{-2}$, Derry et al., 1992), low Rb/Sr in the leachates and the very low proportion of clay in the bedload samples (around 1%) are good evidence that Sr from leachates is derived from carbonates even for carbonate poor samples.

4. RESULTS

In this section we present analytical data collected for Sr concentration and isotopic composition on river waters, rain water and carbonates. We use rain water data to estimate the atmospheric contribution to the dissolved chemistry of the rivers, and data on carbonates from bedload and outcrop to determine the characteristics of eroded carbonates in each major litho-stratigraphic unit.

4.1 Dissolved Sr in rivers

The isotopic ratio and concentration of dissolved Sr in all rivers are presented in Figure 3 and listed in Table 1 to 5. As they enter the floodplain main rivers have $^{87}Sr/^{86}Sr$ between 0.725 and 0.768 with [Sr] between 0.3 and 1.8 µmol/l. Along the course of the Kali Gandaki $^{87}Sr/^{86}Sr$ are low (≅ 0.715) in the north and increase rapidly in the south flank below the MCT (Fig 4). Sr concentrations follow an opposite trend. Similar evolution is observed for other Nepalese rivers such as the Bheri and Trisuli (Tables 2 and 4), the Bhote Kosi (Harris et al., 1998), and the Alaknanda in India (Bickle et al., 1997).

Data for rivers draining a single formation display specific trends (Fig. 3). In the TSS, dissolved Sr is the least radiogenic of the river system and [Sr] are the highest. This reflects the influence of abundant Palaeozoic carbonate in the basin. Few data are published for other TSS rivers but the upper Bhote Kosi has [Sr] and $^{87}Sr/^{86}Sr$ around 4.8

µmol/l and 0.720 respectively (Harris et al., 1998). The Tsangpo south of Lhasa is also radiogenic with $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7172 (Palmer and Edmond, 1989). HHC basins are characterised by low [Sr] and intermediate $^{87}Sr/^{86}Sr$ between 0.732 and 0.750. The LH rivers have [Sr] > 0.3 µmol/l, and are the most radiogenic, with dissolved $^{87}Sr/^{86}Sr$ from 0.758 up to 0.803. Similar values were found in the LH of western Himalaya (Krishnaswami et al., 1992; Trivedi et al., 1995).

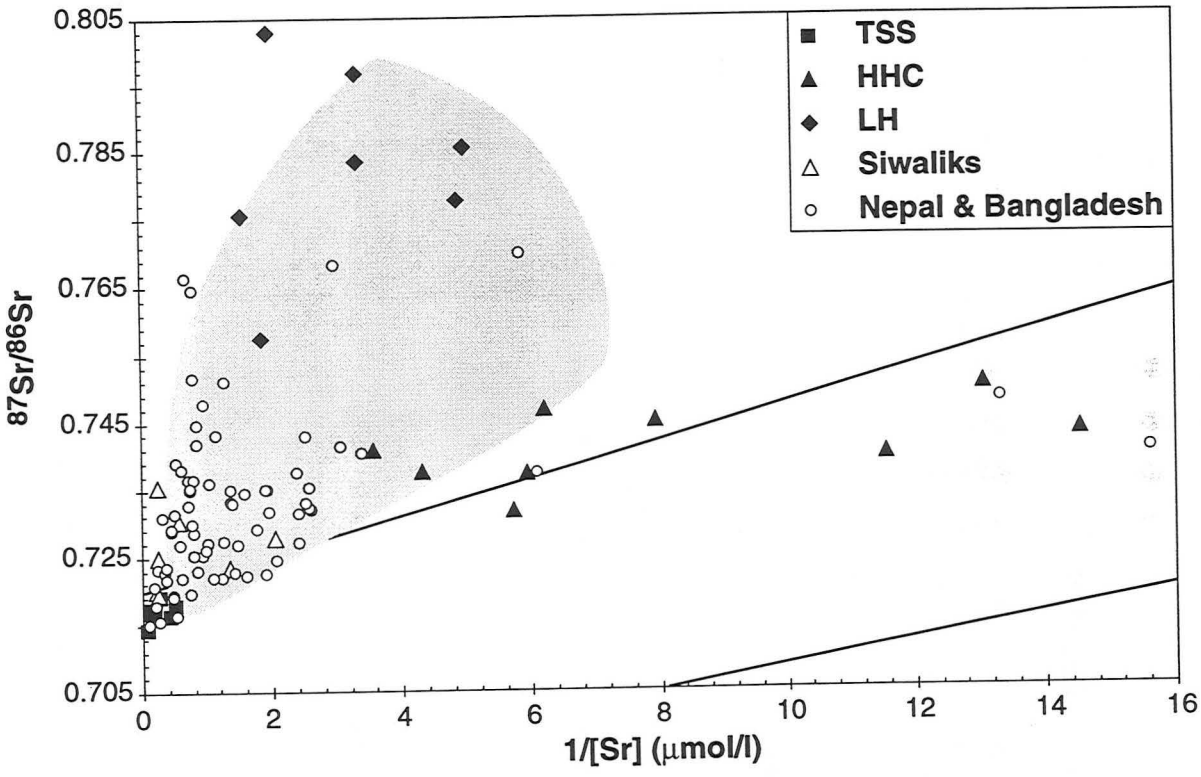


Fig 3 : Isotopic composition of dissolved Sr versus 1/[Sr]. Samples with watershed in the TSS, HHC, LH and Siwaliks are individualised. All other samples are rivers combining drainage of several geological formations in Nepal and Bangladesh. The shaded area corresponds to published data for Himalayan tributaries of G-B (Palmer and Edmond, 1992 ; Krishnaswami et al., 1992 ; Trivedi et al., 1995 ; Harris et al., 1998). The two lines bracket the riverine composition of dissolved Sr in other major world rivers (after Edmond, 1992).

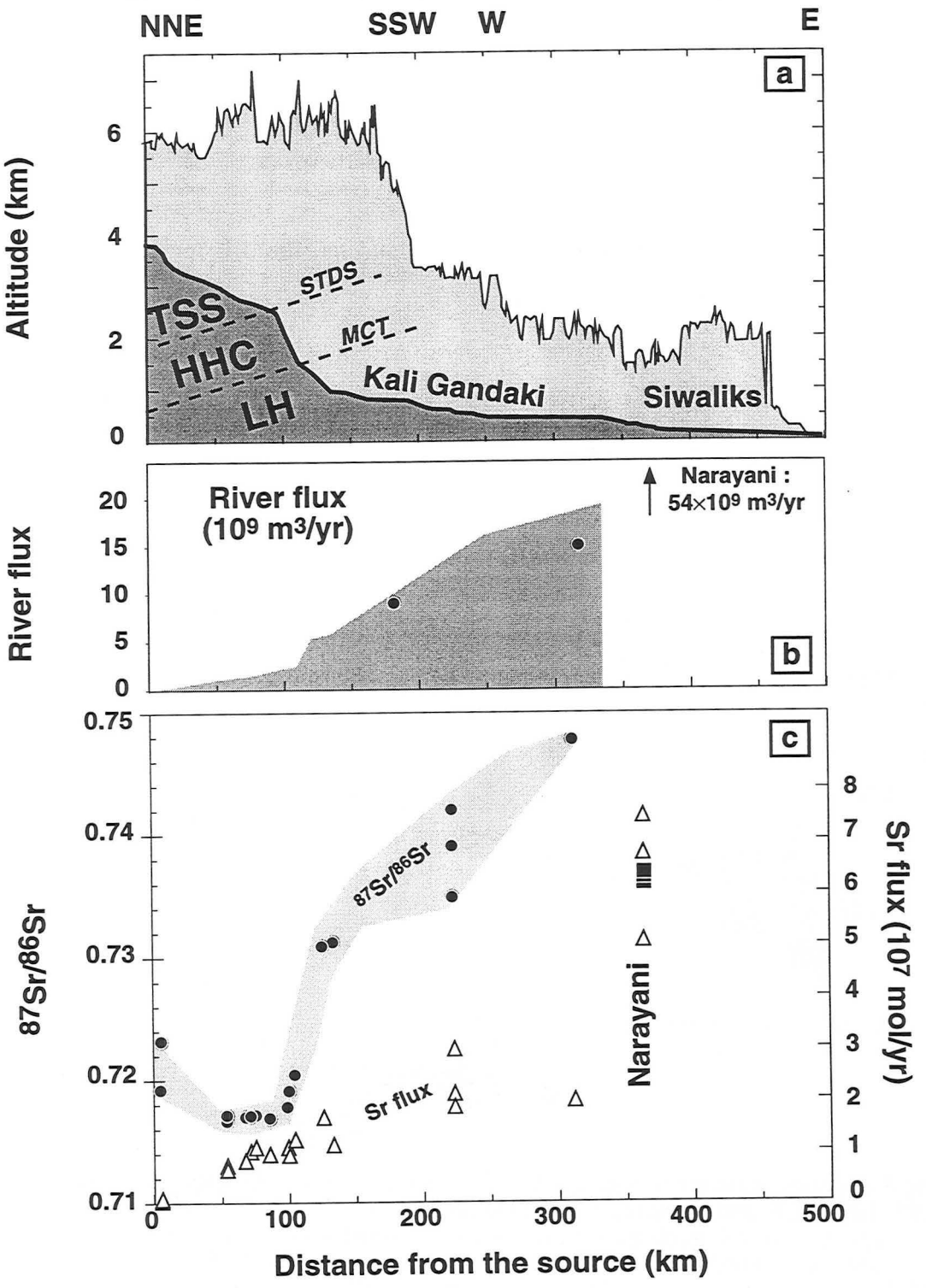


Fig 4 : River profile of the Kali Gandaki, from the source in the Mustang graben to the outflow of the Narayani in the Gangetic plain. a) Topographic profile of the river and average crest altitude (Hurtrez, 1998). The breaks in slope of the river profile underline the zones of intense physical erosion. Rocks of the Tethyan Sedimentary Series (TSS) are separated from the High Himalayan Crystalline sequence (HHC) by the Southern Tibetan Detachment System (STDS). The HHC are thrusted over the Lesser Himalaya (LH) along the Main Central Thrust (MCT). b) River flux as calculated from integration of 1987-90 precipitation data over the basin (Hurtrez, 1998). The circle indicate gaged data from Hydrological survey of Nepal c) $^{87}Sr/^{86}Sr$ of dissolved Sr (closed symbols) and riverine Sr fluxes (open triangle) calculated from [Sr] in Table 1 and water flux.

In August, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and [Sr] are respectively 0.741 and 0.32 µmol/l for Brahmaputra, and 0.729 and 0.56 µmol/l for the Ganges. During the dry season, $^{87}Sr/^{86}Sr$ decreases and [Sr] increases. While dry season values are similar to previously published data (Krishnaswami et al., 1992; Palmer and Edmond, 1989; Palmer and Edmond, 1992), our data show that during the monsoon the combined Ganges-Brahmaputra flux is much more radiogenic than previously reported.

4.2 Dissolved Sr in rain water

Rain water has been sampled in Kathmandu during different seasons, and Bangladesh during the 1996 monsoon. $^{87}Sr/^{86}Sr$ vary between 0.7096 and 0.7251 and [Sr] vary between 5 and 680 nmol/l (Table 7) with no apparent relationship. High [Sr] are associated with high [Ca] and likely reflect input of carbonate dust (Wake et al., 1993). The average [Sr] in all rain samples is 166 nmol/l, which is higher than [Sr] in several mountain streams, but this mean is biased by a few very high values. In Bangladesh, the mean value of our sampling is 24 nmol/l. To avoid bias due to a single non representative event, rainfall in Kathmandu was collected continuously during the 1997 monsoon, and sampled every 2 weeks (KTM 1-6). The weighted average of these six samples, covering twelve weeks of deposition, is our best current estimate of mean [Sr] in rain, 16 nmol/l. Assuming that the average evapotranspiration is 25% in Nepal (Alford, 1992), we consider that the atmospheric contribution of Sr to river water is 21 nmol/l with $^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.714$.

4.3 Carbonate rocks

Himalayan limestone and marbles in the Narayani watershed (Fig. 2a) display a wide range of [Sr] and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios depending on their geological origin (Table 8, Fig 5). The TSS carbonates have [Sr] = 250-1600 ppm, typical for Phanerozoic carbonates, and slightly variable isotopic ratios (0.7079 to 0.7119). $\delta^{18}O_{smow}$ are +14 to +18‰, lower than marine carbonate and $\delta^{13}C$ are -2.5 to 0‰ (France-Lanord et al., 1988). In Formation II of the HHC, high grade metamorphic marbles have the same characteristics. In contrast, Precambrian dolomites in the LH have low [Sr] (28-55 ppm) and are very radiogenic with $^{87}Sr/^{86}Sr$ up to 0.857. These dolomites outcrop as thin layers in the schist and quartzite of the LH and have low $\delta^{18}O_{smow}$ values (15 to 20‰) due to fluid interaction during Himalayan metamorphism (France-Lanord, 1987). Their unusual

isotopic signatures are due to exchange of Sr during metamorphism with the pelitic country rocks which are extremely radiogenic (0.85 to 1.7, France-Lanord and Le Fort, 1988). Where Lesser Himalayan carbonate units are thick as in the western Himalaya, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios are much more like unaltered limestone, with values around 0.709 and [Sr] around 250 ppm (Sarkar et al., 1996; Singh et al., 1998).

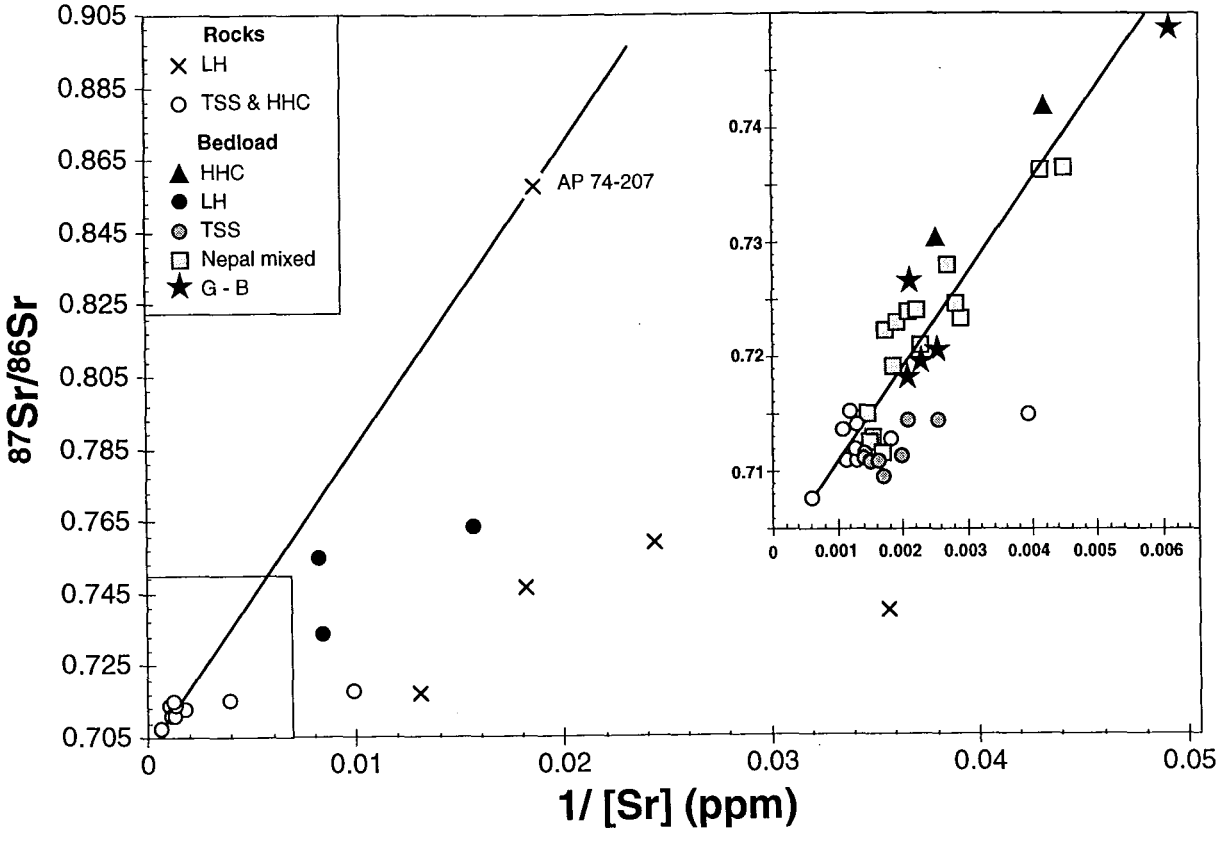


Fig 5 : Isotopic composition of Sr versus 1/[Sr] in bedrock and bedload carbonate samples. The LH data from central Nepal reflect Sr loss and exchange during metamorphism. TSS and HHC carbonates have slightly elevated $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios for marine carbonates. The Sr of bedload carbonate in the main rivers and in the Ganges and Brahmaputra is consistent with the admixture of TSS-HHC carbonate with the highly radiogenic carbonate end member from the LH, as represented by sample AP 74-207. The less radiogenic LH carbonate does not contribute significantly to the bed load.

4.4 Bedload carbonate

Major rivers in the south typically carry 10-14 wt% of detrital carbonate. Some rivers have significantly different proportions (Marsyandi ≅ 37 wt%; Seti ≅ 46 wt%; Trisuli ≅ 0.60%) depending on the lithologies present in their watershed. In Bangladesh the Ganges carries 4 to 7 wt% carbonate in the bedload whereas the Brahmaputra is almost free of carbonate. Sr-, C-, and O- isotope compositions of bedload carbonate (Tables 9-10, Fig. 5) have almost the same variability as for Himalayan carbonate rocks. This confirms that these carbonates are detrital material rather than secondary phases such as pedogenic carbonates. In the TSS, bedload carbonates have $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios similar to those of Palaeozoic rocks. Trace carbonate in the bedload of HHC catchments (KN 83 & 101) have higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios than the Formation II massive carbonate. They may be similar to trace carbonate from Himalayan gneisses in Pakistan (Blum et al., 1998). Samples from LH basins have very radiogenic compositions associated with low [Sr], similar to analyses of LH carbonates. Rivers draining large basins in Nepal, as well as the Ganges and Brahmaputra, have bedload carbonates which define a mixing trend (Fig 5) between Palaeozoic carbonates and a very radiogenic end member such as LH Himalaya carbonate sample # AP74-207. $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of carbonate in the three principal trunk rivers in Nepal (Narayani, Karnali, Bheri) are 0.719, 0.723 and 0.728 respectively, and represent the average carbonate transported in the flood plain. Assuming a mixing between Palaeozoic carbonate such as NAG 38 and a LH end member such as AP74-207 (Table 8), the proportion of LH carbonate in these rivers would be 30 to 50%.

5 SOURCES OF Sr IN HIMALAYAN RIVERS

5.1 Budget methodology

The results obtained from Himalayan rivers show that there are a variety of sources of dissolved Sr with very different concentrations and isotopic ratios. Unlike in most other rivers, carbonate and silicate sources do not define unique isotopic end members. Rather, the Ca/Sr ratio of carbonates varies widely, and both carbonates and silicates display a wide range of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. In addition, high chloride concentration in some rivers such as the Kali Gandaki headwaters suggest that evaporite dissolution can play a significant

role. The combination of these end members in large Himalayan rivers results in a complex blend whose Sr budget is difficult to resolve.

In the first step, we subtract the atmospheric contribution according to mean composition of atmospheric inputs given in section 4.2. Then, the contribution of the different lithologies to the dissolved Sr of Himalayan rivers will be calculated using Cl/Sr, Na/Sr and Ca/Sr for evaporite, silicate and carbonate sources respectively. We first determine typical values for these ratios based on Cl rich thermal springs for evaporites, monolitholgic silicate watersheds for silicates, and bedload and outcrop data for carbonates.

5.2 Evaporite contribution of Sr in Himalayan rivers

The Kali Gandaki headwaters, in the Mustang graben, have Cl content as high as 930 µmol/l which is associated with occurrence of thermal springs highly enriched in Na and Cl (up to 93,000 µmol/l Cl). Evaporite sediments have not been described in the TSS and high [Cl] in water are not been observed in rivers draining the TSS outside of the graben. In the filling conglomerate of the graben, Fort (1996) describes some discrete evaporite layers, and thermal spring waters are used for salt production. Dissolved NaCl is therefore likely derived from (1) thermal springs circulating through deeply buried evaporitic formations, and/or (2) groundwater percolating throughout the conglomerates. In the thermal spring LO47, NaCl represent 70 eq% (Table 6). The other source of dissolved elements is weathering of the conglomerate matrix, derived from the surrounding Mustang leucogranite with no significant carbonate input. Cl/Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the evaporite end-member can be estimated by mass balance assuming (1) that dissolved load only derives from these two processes, (2) that $^{87}Sr/^{86}Sr$ and Na/Sr from the leucogranite weathering is 0.750 ± 0.01 and 1000 ± 500 respectively, as measured from bedload silicate in LO50 or from leucogranite samples (Deniel et al., 1986; Le Fort and France-Lanord, 1995). This results in an evaporite end member with Cl/Sr = 650 ± 60 and $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.726 ± 0.003. Based on this Cl/Sr ratio, the evaporite contribution of dissolved Sr in the Kali mainstream is between 20 and 30% in the headwaters. However, continental evaporites likely have variable [Sr] and $^{87}Sr/^{86}Sr$ as shown by the chemistry of the modern Tibetan endoreic lakes (Chen et al., 1981). Downstream, Cl is also derived from the metamorphic terranes in the LH, where thermal springs have significantly higher

Cl/Sr (1500-2000, Kotarba et al., 1981). Based on LO47, we use a Cl/Sr ratio of 650 which will tend to overestimate the evaporite contribution to the dissolved Sr.

5.3 Silicate Sr

Fourteen catchments in HHC and LH which drain only silicate rocks (superscript "^{S}" in the tables) provide a direct measurement of the silicate weathering characteristics in the HHC and LH. HHC and LH rivers have comparable chemistry but markedly different $^{87}Sr/^{86}Sr$ which reflects the isotopic contrast between the LH silicates (0.85 to 1.7, France-Lanord and Le Fort, 1988; Trivedi et al., 1984) and the HHC silicates (0.72 to 0.75, Deniel et al., 1986). Weathering of oligoclase feldspar is the principal silicate alteration reaction in Himalayan catchments (Galy and France-Lanord, in Press), therefore we calibrate the silicate Sr using Na/Sr ratios. After correction for the atmospheric contribution which can be as high as 30%, measured Na/Sr varies between 300 and 1000 in silicate rich watersheds. Na/Sr ratios are negatively correlated with the Ca contribution to the total cationic charge (X_{Ca}) (Fig. 6). The correlation results from dissolution of vein or trace carbonate and occasional intercalated metasedimentary calcic lenses in HHC gneisses (Colchen et al., 1986). Blum et al. (1998) have highlighted the role of trace and vein carbonate dissolution in the Raikhot gneiss in the eastern syntaxis of the Himalaya. While similar process may contribute to dissolved Sr in HHC catchments, we note that the Sr isotopic systematics for the Raikhot gneiss differ considerably from those of the HHC in Nepal, and are much more similar to the LH in Nepal. Carbonate free chemistry is best approached with rivers having low X_{Ca} around 0.3, which corresponds to oligoclase alteration. According to figure 6, waters from end member silicate catchments have a Na/Sr ratio between 700 and 1000. The calculated proportion of dissolved Sr from silicate weathering is between 1-10% for basins with large areas in TSS and FII carbonates, like the Kali, Marsyandi or Seti, and 15-40% for predominantly silicate basins such as the Trisuli and Tista rivers.

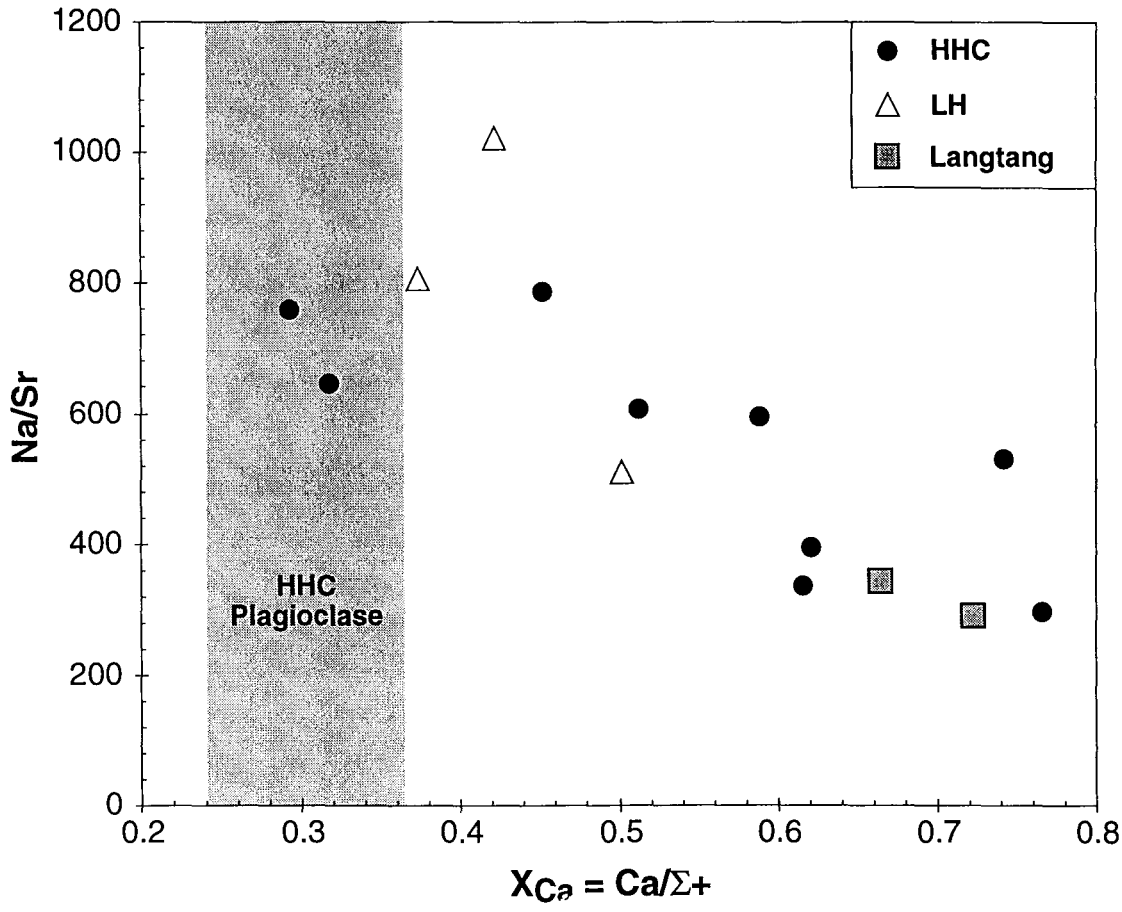


Fig 6 : Variation of dissolved Na/Sr molar ratio with X_{Ca} (eq%) for rivers draining basin of silicate composition (except Langtang samples). All data are corrected for rain water contribution. Dissolution of discrete carbonate present in altered formations is sufficient in some cases to significantly increase X_{Ca} and [Sr]. The shaded zone indicate X_{Ca} value for HHC plagioclase after Brouand (1989).

5.4 Carbonate Sr

TSS and HHC carbonates are essentially calcite with Ca/Sr molar ratios between 1000 and 2000. Lesser Himalaya carbonates are rich in dolomite (up to 95%) and have significantly higher Ca/Sr (up to 20,000). The low [Sr] of LH carbonate is also observed in Kumaon and Himachal Himalaya (Singh et al., 1998). Because of the large difference in Ca/Sr it is difficult to estimate the proportion of carbonate Sr in the dissolved load. For major rivers, we can conservatively estimate the fraction of Sr from carbonate dissolution by making the simplifying assumptions that (1) all dissolved Ca is from carbonate and (2) all dissolved carbonates have Ca/Sr = 1000. This would imply that for all major Himalayan rivers except the Trisuli, a maximum of 60% of dissolved Sr is from carbonate weathering. The actual proportion is necessarily lower because 5 to 10 % of the Ca is

released by silicate weathering (Galy and France-Lanord, in Press), and Ca/Sr of LH carbonates are much higher than 1000.

The calcite/dolomite ratio in the bedload is an indication of the composition of eroded carbonates. Because calcite is more soluble than dolomite the bedload chemistry should provide a lower limit for the dissolved Ca/Mg ratio.

5.5 Sr in excess

Using the characteristics of the different sources of Sr we can calculate a Sr budget for the rivers based on measured [Cl], [Ca] and [Na] by the equations :

$$[Sr]_{Riv} = [Sr]_{Cyc} + [Sr]_{Ev} + [Sr]_{Sil} + [Sr]_{Car}$$

$$[Sr]_{Ev} = [Cl]^{*}_{Riv} \times \left(\frac{[Sr]}{[Cl]}\right)_{Ev}$$

$$[Sr]_{Sil} = \left([Na]^{*}_{Riv} - [Cl]^{*}_{Riv}\right) \times \left(\frac{[Sr]}{[Na]}\right)_{Sil}$$

$$[Sr]_{Car} = \left([Ca]^{*}_{Riv} - 0.2 \times \left([Na]^{*}_{Riv} - [Cl]^{*}_{Riv}\right)\right) \times \left(\frac{[Sr]}{[Ca]}\right)_{Car}$$

For $[Sr]_{car}$ a correction for silicate Ca is applied based on [Na] (Galy and France-Lanord, in Press). The calculated $[Sr]_{Riv}$ is equal to or higher than the measured $[Sr]_{Riv}$ only for some rivers. For the Trisuli calculated $[Sr]_{Riv}$ corresponds to 95-105% of the measured Sr. On the south flank, it is around 150% for HHC basins, 240% for LH basins and 150% for the Tista. These over-estimates are unsurprising since (1) our budget assumes that all dissolved Ca derives from calcite with 800 ppm Sr whereas LH carbonate have much lower [Sr] and (2) the chosen evaporitic Cl/Sr ratio is likely too low. The calculated $[Sr]_{Riv}$ exceeds the measured value by the greatest amount for rivers draining LH terranes with Sr-poor dolomitic carbonates.

For the large rivers with a large contribution from north flank basins (Kali, Marsyandi, Bheri), only 60% to 90% of the actual [Sr] is accounted for by our budget. The excess dissolved Sr over that predicted by the model clearly derives from the northern basins such as the upper Kali or Bheri basins. In these headwaters, only 40-50% of the dissolved Sr can be explained by our budget. A similar problem is also observed for Mg. A number of rivers such as LO99 or LO103 in the upper basins have [Mg] close to [Ca], and much higher than [Na] and [K]. This results in very high proportions of Mg (30 to 40 eq%) in the Marsyandi headwaters and the main stream of the upper Kali and Bheri.

These high proportions of Mg do not result from silicate weathering because (1) local lithologies are not Mg rich and (2) Na, K and Si concentrations are at least an order of magnitude lower than [Mg]. Bedload and petrologic data (Bordet et al., 1971; Von Rad et al., 1994) indicate that carbonate units in the basin contain mostly calcite, and carbonate dissolution cannot yield Mg/Ca close to 1 (Table 8-10). Cl concentrations appear independent of the Mg excess, which suggest that evaporite is not the likely source for Mg as well. The excess Mg and Sr is also observed in thermal spring of the Kali headwater (our unpublished data and Kotarba et al., 1981).

A solution to the excess in Mg and Sr concentration could be the recrystallization of calcite from surface waters. We have observed extensive carbonate crusts in Mustang around the thermal springs and in the soils. In this arid climate, carbonate precipitates easily because waters are strongly supersaturated with respect to calcite. Mingsen (1981) also described such carbonate precipitation in Tibetan soils. Analyses of these crust show that they contain very low Mg, around 500 ppm and are depleted in Sr (290 ppm) with respect to TSS carbonate. The enrichment in dissolved Mg and Sr could result from dissolution of relatively Mg- and Sr-rich carbonates, and recrystallization of low-Mg and -Sr precipitates. Ca/Mg fractionation during carbonate weathering is described in laboratory experiments as result of precipitation of secondary calcite with low Mg (Plummer and Mackenzie, 1974). Enrichment of surface waters in Mg and Sr via the secondary precipitation of low-Mg and -Sr calcite has been reported from glaciated catchments with carbonate bedrock (Fairchild et al., 1994; Webster et al., 1994). This is likely related to carbonate precipitation during freezing of subglacial streams (Derry et al., 1992). Supersaturated ground waters show similar Mg and Sr enrichment related to carbonate precipitation (Reeve and Perry, 1994). Sr and Mg "excess" is observed in both glacial water (NAG 24) and thermal springs from Mustang (LO 47 and Kotarba et al., 1981), indicating that these processes occur in Himalayan environments. Water of the upper Kali Gandaki contains significant concentrations of sulfate primarily derived from sulfide oxidation (Galy and France-Lanord, in Press). This could also promote secondary precipitation of gypsum which would have a similar effect of enrichment in dissolved Mg and Sr. The carbonate precipitation hypothesis supposes that a significant fraction of the low-Mg, low-Sr calcite produced is later re-eroded. Alternatively, Mg and Sr could be derived from some unusual evaporitic product. Saline lakes from Tibet are known for their very exotic evaporitic signatures (Zeng Mianping, 1989). This is however not supported by any observation in the Himalaya and we propose that crystallization of

secondary carbonate and sulfate is responsible for the observed Sr and Mg excess. In this environment carbonate alteration could therefore be described as "incongruent" dissolution. Comparable Mg excesses observed in the Gangetic plain waters during the dry season were also attributed to preferential $CaCO_3$ precipitation in soils (Sarin et al., 1989). One result of the precipitation of low-Sr carbonate is that the Ca/Sr ratio will tend to underestimate the Sr derived from carbonate in the G-B basin.

5.6 Dissolved Sr Budget in TSS, HHC, LH and Siwaliks

We can now derive a mass balance for the origin of dissolved Sr in the different geological zones of the central Nepal river system. These estimates are based on average chemical compositions for river water in the different zones (Fig. 7).

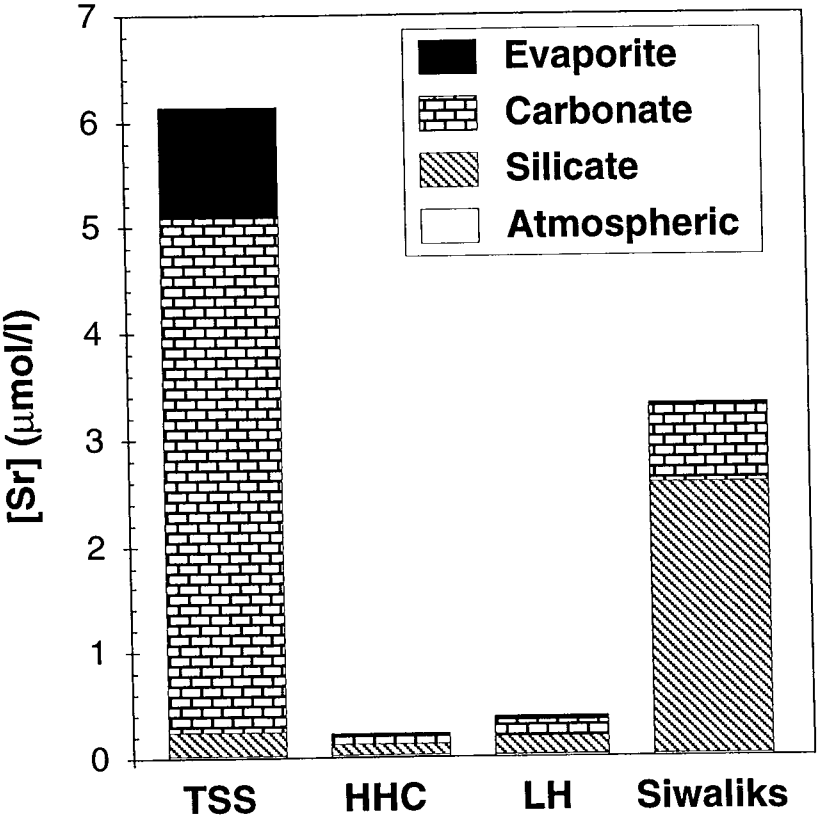


Fig 7 : Estimate of the average contribution of Sr sources to river chemistry in TSS, HHC, LH and Siwalik catchments. LH and HHC rivers are characterized by low [Sr] compared to TSS and Siwaliks rivers. Siwaliks rivers are characterized by a very high proportion of Sr derived from silicate alteration.

In the TSS, the carbonate contribution is estimated by difference after accounting for evaporite and silicate input using [Cl] and [Na]. The characteristics of TSS rivers are (1) high [Sr] = 1 to 6 µmol/l and (2) the predominance of carbonate Sr assuming that the Sr in excess of what can be estimated from the major cation budget is derived from carbonates. Pure TSS rivers have been sampled only in the upper Kali basin where the evaporite contribution is relatively important. Other major rivers draining large TSS basins such as Bheri khola and Bothe kosi/Trisuli have lower relative [Cl], and hence lower contributions of evaporitic Sr.

For HHC streams, [Sr] is typically low between 0.1 and 0.3 µmol/l. Most sampled rivers are from catchments in paragneisses of the HHC which are almost pure silicate. There, trace carbonates (and possibly carbonate dust) deliver between 0 and 50% of the dissolved Sr, but the total flux of Sr is low. Samples of the Langtang khola provide an example of contribution of the whole HHC, including marbles. The upper limit for carbonate Sr can be estimated from X_{Ca} values (Fig. 6) assuming that (1) carbonates deliver a Ca/Sr ratio of 1500 (Table 8-10), and (2) a Na/Sr of 800 for the silicate input. In this river ca. 40% of the Sr is derived from silicate and 60 % from carbonate.

Rivers in the LH have low [Sr] around 0.4 µmol/l, close to the average contribution of LH rivers in western Himalaya (Krishnaswami et al., 1992; Trivedi et al., 1995). The evaporite contribution does not exceed 10%, when applying a Cl/Sr of 1500, defined by local spring water in the Kali Gandaki (Kotarba et al., 1981). The average contribution of carbonate Sr to the dissolved load is around 40%. The very low [Sr] of the LH carbonates is the main reason for their minor influence on the dissolved Sr budget of the larger rivers. For instance, despite a [Ca]+[Mg] as high as 1600 µmol/l from dolomite dissolution, the dissolved [Sr] can be as low as 0.2 µmol/l in samples NH 7 and 94-12.

Most rivers in the Siwaliks have high [Sr], around 4 µmol/l related to very high TDS around 600 mg/l. Na is the dominant cation in these rivers implying that plagioclase alteration is the source for ca. 80% of the dissolved Sr. These Siwalik rivers (e.g. 94-02 and 94-18, Table 4) are very different from other south flank rivers given that their [Sr] is an order of magnitude higher and is dominantly of silicate origin. In some other Siwalik catchments (e.g. 94-13 and 94-14, Table 4), carbonate dissolution is the major source of dissolved elements, with Ca comprising more than 90 eq% of the cations. In this case [Sr]

is significantly lower but isotopic ratios remain relatively high. This is consistent with the fact that both detrital and pedogenic carbonate have radiogenic compositions around 0.720-0.740 in the Siwaliks (Quade et al., 1997).

6 CONTROL OVER THE Sr ISOTOPIC COMPOSITION OF HIMALAYAN RIVERS

6.1 Narayani watershed

North of the Siwaliks, the relative importance of the different source of Sr in main Himalayan rivers can be estimated using combined $^{87}Sr/^{86}Sr$ and [Sr] of rivers for the different zones (TSS, HHC, LH) given in Table 11 and presented in Figure 8a. Samples of the Kali Gandaki lie on the mixing trend between TSS and LH waters. This implies that the contribution of the low [Sr] water derived from HHC terrains does not represent a significant source of Sr in the Kali Gandaki. The Trisuli basin is more clearly influenced by HHC type of waters. There are significant differences between the tributaries of the Narayani which are consistent with the bedrock geology in each basin. The Sr budget can be used to calculate the flux of water derived from basins on each unit which can be compared to hydrological data. The results of this Sr hydrological budget are presented in Table 11 together with hydrological modelling of the river system (Hurtrez, 1998). This modelling is based on the integration of Nepal meteorological data for precipitation and the area of each geological unit in the basins. Both approaches compare well, which supports our overall approach (Table 11). The Narayani has a relatively homogeneous composition.

From this budget it is clear that Sr in the Narayani river is controlled essentially by the contributions from the LH and TSS. HHC waters are a minor contributor to the Narayani budget, because they have low [Sr]. About 65 % of the Narayani Sr is derived from TSS. Combining the lithological budget of dissolved Sr in the different units (Fig. 7) and the contributions from each formation to the dissolved Sr load (Fig. 8) we can estimate the sources of Sr for the Narayani, Kali and Trisuli (Fig. 9). The main features are that (1) 65 to 75% of Sr is derived from carbonate dissolution, (2) TSS carbonates account for more than 50% of Sr, (3) evaporite Sr is variable but can reach 15% in the Kali, and (4) silicate Sr is mostly derived from LH and represent 15 to 20% of the dissolved load.

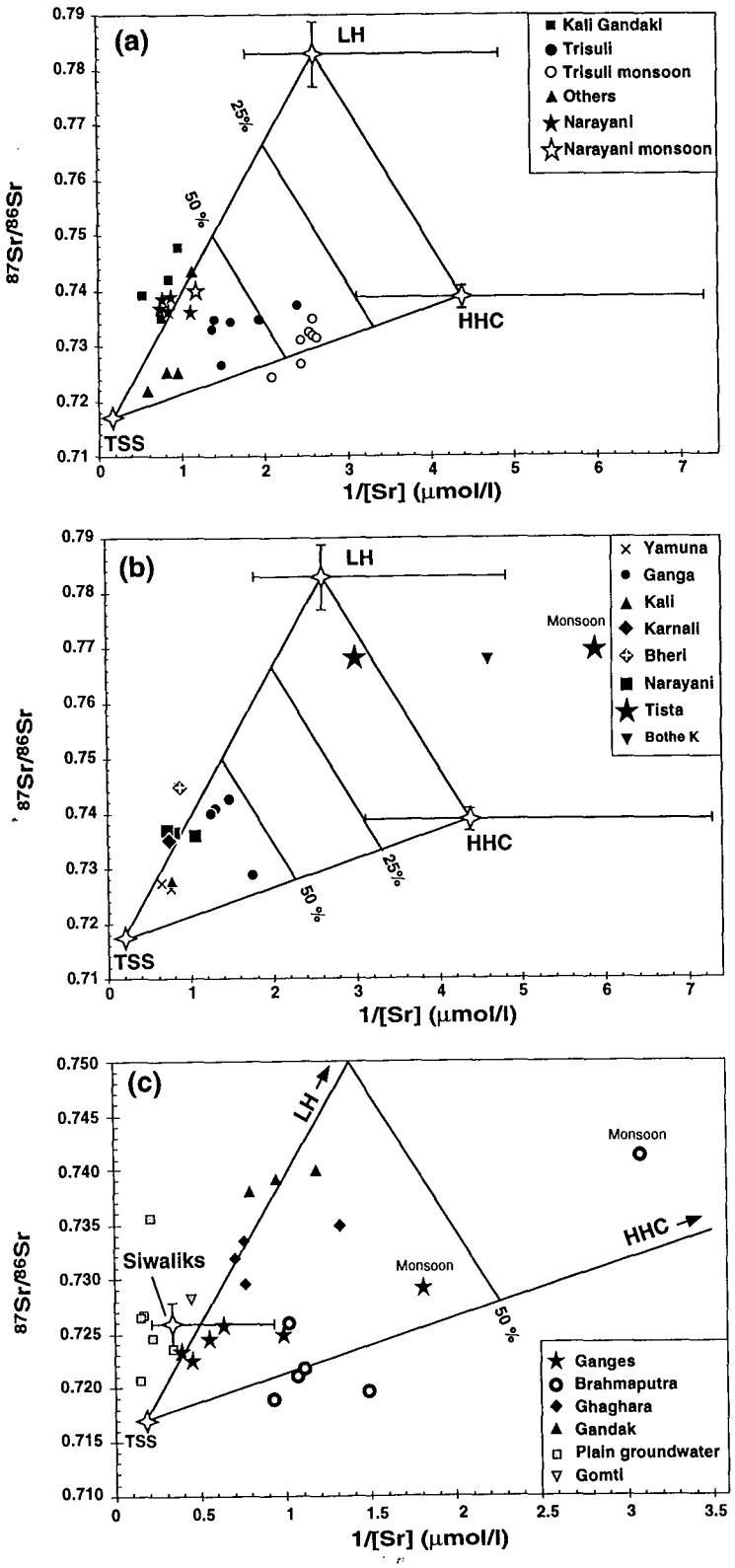


Fig 8 : Isotopic composition of Sr versus 1/[Sr] for (a) the Narayani and its principal tributaries in Lesser Himalaya (b) main Himalayan rivers from other basins; (c) flood plain and delta waters. Average and standard deviation for small rivers in each Himalayan geological unit (TSS, HHC and LH and Siwaliks) have been represented according to data in figure 4. Composition lines for waters with 25% and 50% of their Sr derived from the TSS are shown for a mixing between TSS, HHC and LH. Data are from this study, Palmer and Edmond (1989) ; Palmer and Edmond (1992) ; Krishnaswami et al. (1992) ; Trivedi et al. (1995) and Harris et al. (1998).

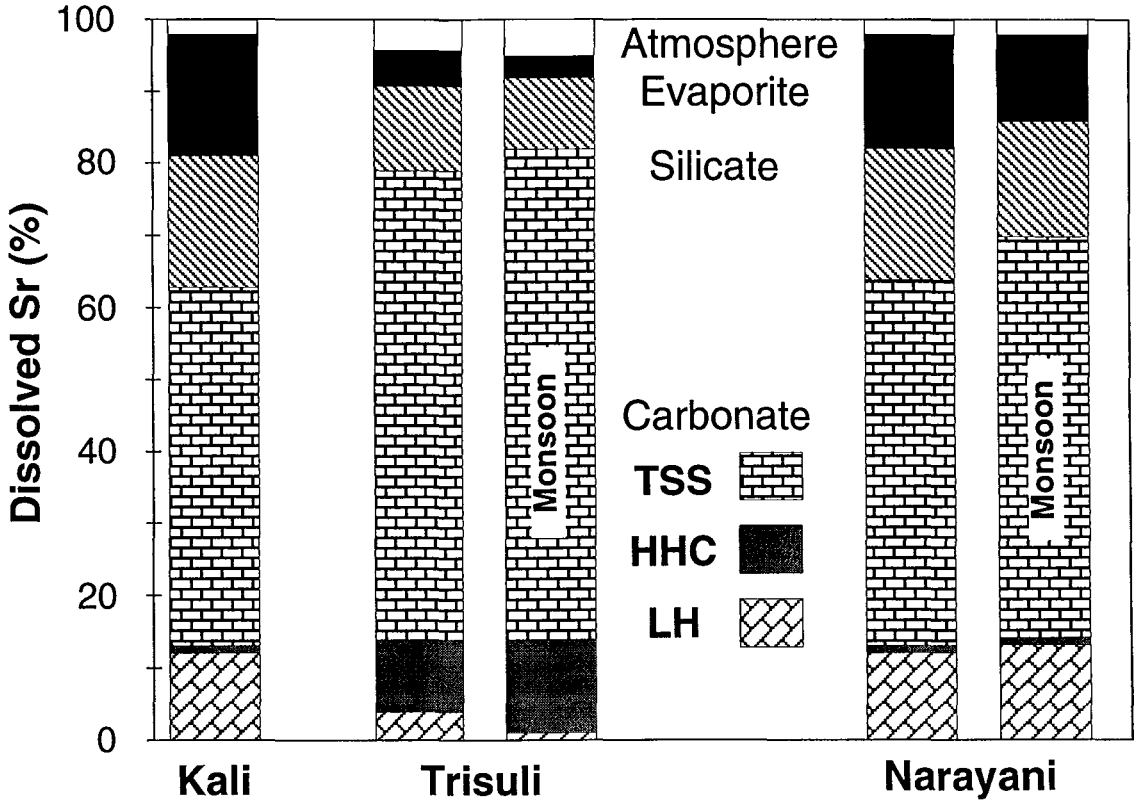


Fig 9 : Origin of Sr in term of lithologies for the Narayani and its two main tributaries. This budget derives from Sr isotopic mass balance (Fig. 8a) combined with lithological budget for each geological unit (Fig. 7).

6.2 Other Himalayan rivers

Sr isotopic data for main rivers in the Himalaya from this and previous studies are presented in Figure 8b (Krishnaswami et al., 1992; Palmer and Edmond, 1992; Trivedi et al., 1995). With the notable exception of the Tista, other studied rivers have Sr characteristic comparable to those of the Narayani watershed. Assuming that comparable sources are involved in their watersheds they all suggest that evaporite and carbonates in the TSS are the largest source of dissolved Sr in Himalayan rivers. From their study of the Ganges headwaters in the western Himalaya, Singh et al. (1998) inferred the need for a source of relatively unradiogenic Sr with a high Ca/Sr ratio. The TSS can provide a source of this type in the western Himalaya as well. The Bothe Kosi sampled in the LH is an exception since TSS contribution is certainly very low in this river, and most of the is Sr derived from alteration of the LH (Harris et al., 1998). Harris et al. (1998) propose that

60% of the Sr comes from LH carbonate, but because they assume "normal" [Sr] for LH carbonates they substantially overestimate the impact of carbonate dissolution. For the Tista (sampled in Bangladesh) the budget is also clearly different. This river does not have any TSS in its watershed which explains its very radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ and low Sr concentration.

6.3 Flood plain

In the flood plain other sources contribute to the Ganges and Brahmaputra rivers (Fig. 8c). This includes (1) addition of rivers draining the Siwaliks which have $^{87}Sr/^{86}Sr$ near 0.725 with high [Sr], (2) in situ weathering reactions in the flood plain as illustrated by data from ground waters or the Gomti river (Palmer and Edmond, 1992), and (3) for the Ganges the tributaries draining the Indian shield and the Deccan traps (Krishnaswami et al., 1992). Ground waters of the the flood plain, as well as the Gomti river which drains only the flood plain, have chemical characteristics very similar to those of the Siwaliks rivers. Their cation chemistry (Sarin et al., 1989) is dominated by Na which implies that, unlike Himlalayan rivers, the main source of dissolved Sr is silicate alteration.

In the Ganges, the influence of less radiogenic southern tributaries is observed only during the dry season (Krishnaswami et al., 1992). Downstream, the combined influence of major Himalayan and Siwalik tributaries and of flood plain waters raise the Ganges Sr isotopic ratio. During the monsoon $^{87}Sr/^{86}Sr$ in the Ganges increases under enhanced influence of the Himalayan and possibly flood plain input. While this scenario provides a consistent explanation of the Ganges Sr characteristics, with the available set of data it is very difficult to quantify the relative importance of the different sources of Sr. Because the Siwalik-flood plain "end member" lies near the mixing line between LH and TSS sources (Fig 8c) the Sr data cannot resolve the importacne of these sources. The Siwalik-flood plain could be a significant source of Sr derived from silicate weathering, but without improved hydrologic data it is difficult to constrain their importance. In addition, the hydrological budget of the Ganges and Ba and Ra data in the Bay of Bengal imply that there is a significant hidden flux of groundwater to the ocean (Galy and France-Lanord, in Press; Moore, 1997). Given these uncertainties the budget of Sr in the Ganges basin remain poorly quantified both in terms of flux and origin.

The Brahmaputra river differs from the Ganges, and has chemical characteristics similar to those of Nepal Himalayan rivers, with high Sr isotopic ratios (0.720 to 0.740) and relatively low [Sr]. A simple explanation is that flood plain processes are less important than for the Ganges because the area of the Brahmaputra floodplain is reduced by the Shillong plateau uplift, and the Brahmaputra lacks important southern tributaries. As with the Himalayan rivers, the TSS represent an important source of Sr. The Brahmaputra shows marked seasonal variation. During the monsoon, the Brahmaputra has lower [Sr] but is very radiogenic ($^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.740$), very similar to monsoon waters from the Trisuli (Fig. 8). Tributaries and headwaters in the Brahmaputra basin have been little studied, but the monsoon signal is consistent with the Himalayan geology of the basin which is strongly dominated by HHC terranes (Gansser, 1983).

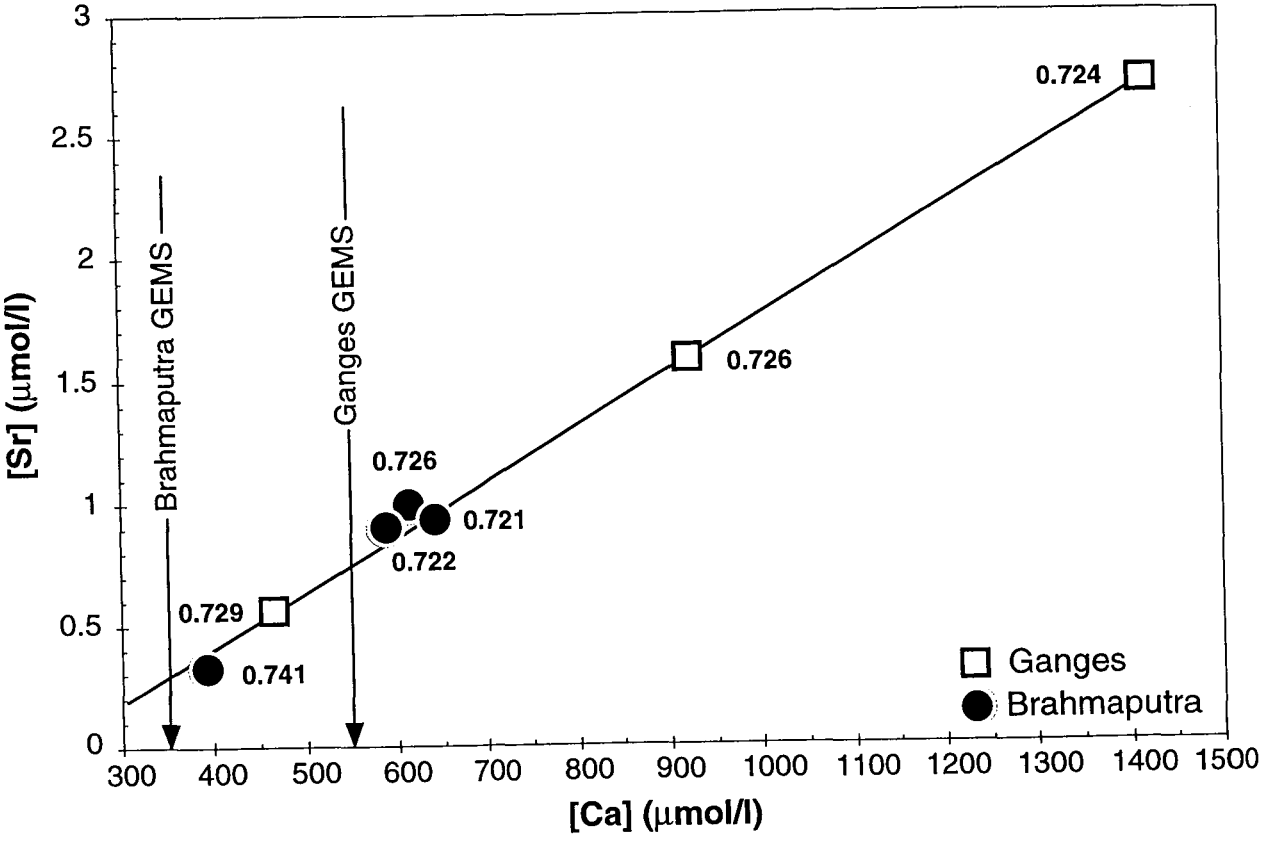


Fig. 10 : Ca versus Sr concentration relationship for Ganges (square) and Brahmaputra (circle) near their mouth. Data are from this study, Palmer and Edmond (1989); Sarin et al., (1989). $^{87}Sr/^{86}Sr$ values for each sample are indicated. During the monsoon, waters are more radiogenic and less concentrated. Based on this relationship and on the [Ca] yearly average given by the GEMS water program (arrows), average [Sr] for the Ganges and Brahmaputra should be 0.75 and 0.2 µmol/l respectively.

7 GANGES-BRAHMAPUTRA EFFECT ON SEAWATER ISOTOPIC COMPOSITION

Our data from the Ganges and Brahmaputra (Table 5) show considerable seasonal variability. The data obtained in August imply that the annual G-B flux of Sr to the ocean is lower but notably more radiogenic than previous estimates (Krishnaswami et al., 1992; Palmer and Edmond, 1992). In order to calculate the G-B flux of Sr we can extrapolate the measured data close to the mouth (Palmer and Edmond, 1989) and seasonal variability to calculate a flux of Sr based on average monthly discharge (Hossain et al., 1987). This results in a G-B flux of 8.22×10^8 mol/yr with a $^{87}Sr/^{86}Sr$ of 0.7295. However the same calculation applied to Ca is significantly higher than the average yearly fluxes published by the GEMS/Water program (UNESCO). Another approach is to use the clear relationship between Ca and Sr for Ganges and Brahmaputra (Fig. 10) and calculate the Sr concentration assuming Ca reported by GEMS/Water program. The exercise seems correct for the Ganges, with mean annual concentrations between monsoonal and winter data. The resulting Ganges flux is 3.52×10^8 mol/yr. In contrast, for the Brahmaputra the annual GEMS Ca is significantly lower than our measured concentrations during the monsoon. This result in yearly flux of Sr for Brahmaputra of only 1.36×10^8 mol/yr which is likely too low. It is moreover very difficult to extrapolate this result to isotopic ratios since for the Brahmaputra there is a marked increase of $^{87}Sr/^{86}Sr$ with decreasing Sr. It is possible that the reported GEMS value for Brahmaputra is not representative. Because of this problem we prefer to use the extrapolation based on our own data which gives a Sr flux of 2.96×10^8 mol/yr with $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7339$ for Brahmaputra. The resulting G-B flux is 6.5×10^8 mol/yr which is only 50% of the flux proposed by Richter et al. (1992) and corresponds to 1.9% of the world river delivery to the ocean according to the global budget of Palmer and Edmond (1989).

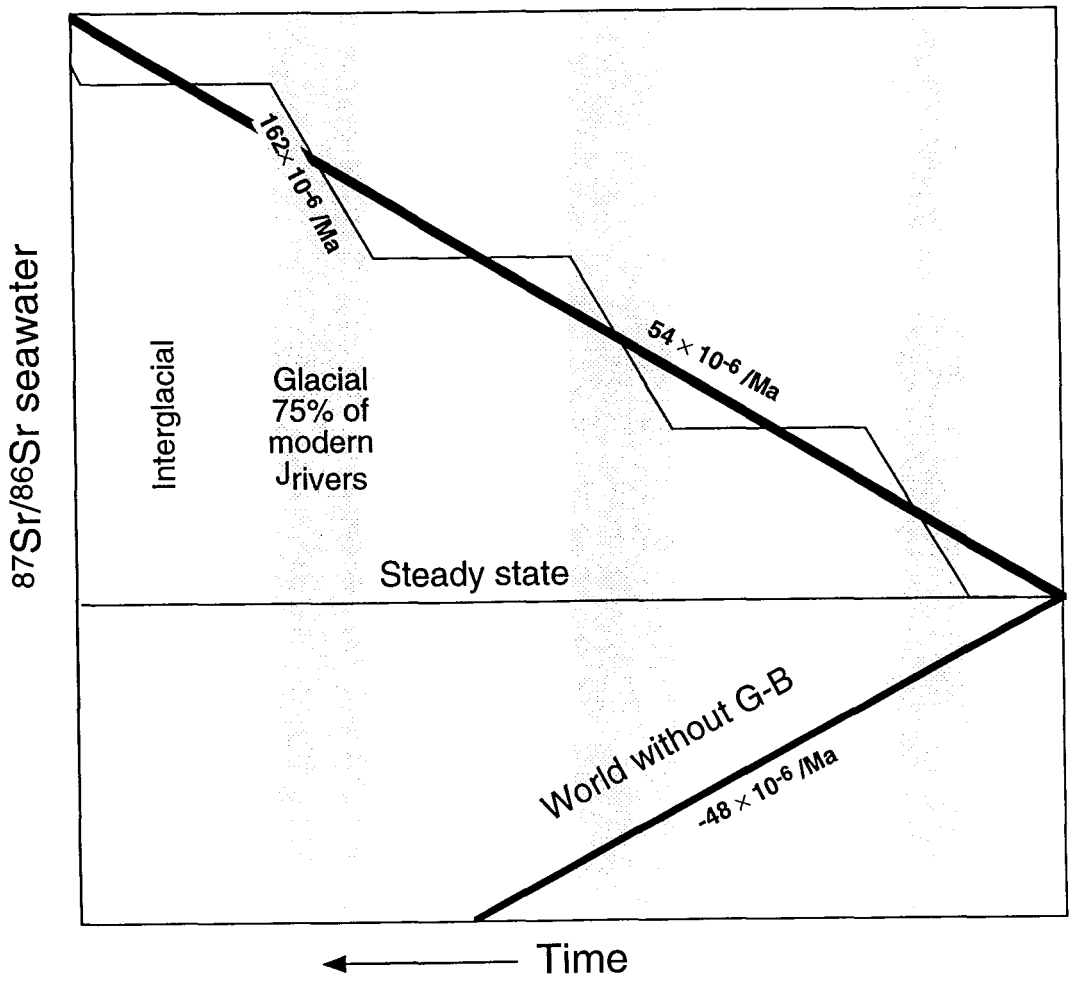


Fig. 11 : Schematic evolution diagram for $^{87}Sr/^{86}Sr$ in seawater, assuming present day values of R_R = 0.7114, J_R = 32.02×10^9 mol/yr; R_D = 0.7084, J_D = 3.4×10^9 mol/yr; R_{GB} = 0.7295, J_{GB} = 0.68×10^9 mol/yr; and R_H = 0.7035. The horizontal line represents steady state ($dR_{SW}/dt = 0$). The mean Pleistocene slope of 54×10^{-6} Ma-1 is calculated from Hodell et al., 1992, which defines a J_H of 13.2×10^9 mol/yr. The "step" history has the same mean slope and is indistinguishable at present analytical resolution, but is farther from steady state during "interglacial" conditions (given by modern values), and at steady state during glacial conditions with all river fluxes set to 75% of modern values. The step model defines a J_H of 10.7×10^9 mol/yr. The negative slope is calculated for a modern world with J_H of 13.2×10^9 mol/yr, but no flux from the G-B system. The change in slope that results from the hypothetical removal of the G-B flux demonstrates the strong control the G-B system has on the rate of change of the seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ value.

The variation of the marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ (R_{SW}) can be described by :

$$\frac{dR_{SW}}{dt} = \frac{1}{\tau_{Sr}}\left(\frac{J_{GB}}{J_{tot}}[R_{GB} - R_{SW}] + \frac{J_R}{J_{tot}}[R_R - R_{SW}] + \frac{J_H}{J_{tot}}[R_H - R_{SW}] + \frac{J_D}{J_{tot}}[R_D - R_{SW}]\right)$$

where the J and R are the Sr fluxes and ratios to sea water (SW) from the G-B, all other rivers (R), hydrothermal (H) and diagenesis (D) respectively (Brass, 1976; Goldstein and Jacobsen, 1987). τ_{Sr} is the oceanic residence time of Sr. The mass balance for the Sr isotopic composition of sea water can be calculated from the estimated input values for the GB, the flux from all other rivers (R), diagenesis (D), and hydrothermal sources (H). Values for several of the inputs to the oceans have been estimated independently: (1) a Sr diagenetic input of 3.4×10^9 mol/yr with a $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7084$ (Palmer and Edmond, 1989) ; and (2) a riverine Sr flux excluding the G-B of 32.03×10^9 mol/yr with a $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7114$ (after Palmer and Edmond, 1989) ; (3) we use our data to estimate the GB flux of 6.5×10^8 mol/yr with $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7295$. The remaining term, J_H, is poorly known independently but can be calculated if the derivative of the Sr isotopic curve is known, using the value of $R_H = 0.7035$ (Palmer and Edmond, 1989). The mean rate of change of $^{87}Sr/^{86}Sr_{SW}$ over the last 2.5 Ma has been 54×10^{-6} Ma^{-1} (Hodell et al., 1990), which yields a value of $J_H = 13.2\times 10^9$ mol Sr/yr. In the absence of any flux from the GB, dR_{SW}/dt would be -48×10^{-6} Ma^{-1}, demonstrating that the GB flux exerts a major control on the rate of change of the marine Sr ratio. The very high $^{87}Sr/^{86}Sr$ value of modern sea water is supported by the very radiogenic GB flux.

A hydrothermal flux of ca. 13×10^9 mol Sr/yr implies mid-ocean ridge heat and water fluxes that are a factor of 4-5 higher than those obtained by geophysical and other geochemical methods (Elderfield and Schultz, 1996). The discrepancy can be partially ameliorated by considering a marine Sr balance even further from steady state than suggested by the mean Pleistocene value for dR_{SW}/dt. To test whether a non-steady state model can successfully reconcile the Sr mass balance with other estimates of the hydrothermal flux we take the mean Pleistocene value of dR_{SW}/dt to result from an "interglacial" flux equivalent to the modern values, and a "glacial" flux with a 25% reduction in the Sr flux from all rivers. We do not change $^{87}Sr/^{86}Sr$ for any flux, although decreased shield weathering could lower the mean isotopic ratio of runoff during glacial conditions (Blum and Erel, 1995). Increased dissolution of reef carbonate during low sea level stand slows the rate of change of R_{SW} (Stoll and Schrag, 1998). We choose the

duration of the glacial interval to be 2/3 of a climatic cycle, while the interglacial is 1/3. The overall slope necessarily matches the Pleistocene average, but the interglacial (present day) value of dR_{SW}/dt is 3× higher ($172\times10^{-6}Ma^{-1}$), and the glacial dR/dt = 0 (Fig. 11). With a measurement uncertainty of 10 to 15×10^{-6}, it is unlikely that such changes in dR_{SW}/dt can be detected over the time scale of Pleistocene climate cycles (e.g. Clemens et al., 1994). This arbitrary "step" history for R_{SW} permits a reduction in the hydrothermal flux to 10.7×10^{9} mol Sr/yr. The calculation demonstrates the sensitivity of the hydrothermal flux estimate to assumptions about the current state of the marine Sr balance. However, even this reduced value of J_H does not bring the Sr-based estimate into agreement with the axial hydrothermal flux estimate of (Stoll and Schrag, 1998), who suggest an axial flux of about 2.9×10^{9} mol Sr/yr. If this axial flux were the only source of unradiogenic Sr to the oceans the modern river data would imply a present day $dR_{SW}/dt \cong 526\times10^{-6}$ Ma^{-1}, an order of magnitude higher than the observed mean rate. It is highly unlikely that any reasonable glacial-interglacial changes in river fluxes and ratios could satisfy the Pleistocene mean with such a low hydrothermal flux. In any case, such extreme rates of change should produce variations in $^{87}Sr/^{86}Sr_{SW}$ during a climate cycle that are detectable with high resolution sampling, but these have not been reported. The Sr mass balance in the oceans apparently requires a large source of non-radiogenic Sr other than the axial ridge flux. For an axial flux value of 2.9×10^{9} mol Sr/yr, and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of 0.7035 for both axial and non-axial fluxes, an approximate minimum estimate for the magnitude of the non-axial flux of unradiogenic Sr is 3.1±0.5 times greater than the axial flux, if either the glacial-interglacial step or linear history for dR_{SW}/dt are realistic. This large non-axial unradiogenic flux must comprise low temperature alteration of the oceanic crust, and possibly weathering of Sr from mafic-intermediate terranes such as Oceania, which may be currently underestimated in the global river budget (Louvat, 1997). While models often scale the "hydrothermal" flux of Sr to past rates of oceanic crust production, if most of the unradiogenic Sr flux to the oceans is non-axial, such scaling may not be a robust way to predict past variations in the Sr flux to the oceans.

8. SUMMARY AND CONCLUSION

For rivers draining the central Himalaya, we find that about 60% of the dissolved Sr is is derived from sediments of the TSS. TSS rivers, as documented in the Kali Gandaki watershed, have high [Sr] around 5 µmol/l and low $^{87}Sr/^{86}Sr$, near 0.717. Still,

the [Sr] is high for the given $^{87}Sr/^{86}Sr$ compared to "normal" rivers (e.g. Edmond and Huh, 1997) and this is related (1) to the presence of radiogenic evaporites, (2) to the moderatly radiogenic character of carbonate with $^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0.711$ and (3) to processes involving carbonate dissolution and recrystallization. These latter processes are likely specific to the arid and glaciated environments of the north basins. Previous studies by Krishnaswami et al. (1992) of western Himalayan rivers have highlighted the role of weathering of the highly radiogenic silicates of the LH as an important source of the high $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the Ganges. Our study of rivers in central Nepal confirms this interpretation. As in western Himalaya (Singh et al., 1998), the role of the highly radiogenic carbonates of the LH appears accessory in the general budget of the rivers. Weathering in the crystalline rocks of the HHC represents a minor source of dissolved Sr except in the Trisuli river. This contrasts strongly with the budget of physical erosion, where the HHC is the source for ca. 80% of the eroded material (France-Lanord et al., 1993; Galy et al., 1996). Himalayan rivers are strongly "weathering limited", and rapid physical erosion is a limiting factor for the increase of the riverine $^{87}Sr/^{86}Sr$, and for chemical weathering in general (France-Lanord and Derry, 1997; Galy and France-Lanord, in Press).

To first order, our data (and other published data on Himalayan rivers) can be modelled with the assumption that Himalayan river Sr is derived from a mixture of carbonate sources of Sr from the TSS and highly radiogenic Sr derived from silicates of the LH. Although dissolution of Sr from metamorphosed carbonates contributes to Himalayan rivers, our data do not support proposals that highly radiogenic carbonates are the main source of radiogenic Sr (Quade et al., 1997; Harris et al., 1998; Blum et al., 1998). The low Sr content of the very radiogenic carbonates minimizes their impact on the river budget (e.g. Singh et al., 1998).

Rivers in the Siwaliks have isotopic compositions similar to those of Himalayan rivers, but with higher [Sr]. Unlike Himalayan rivers, most of their Sr is derived from weathering of silicates which are mostly HHC-derived detrital sediments. Ground waters in the flood plain have the same characteristics and are also systems where HHC silicate is a significant source for Sr. The importance of Siwalik rivers and of reactions in flood plain soils and ground waters on the final composition of the G-B remains uncertain, because of large uncertainties in the flood plain hydrological budget.

During the monsoon, available data show that the Ganges and Brahmaputra rivers become more radiogenic and more dilute with respect to Sr. The change is consistent with

an increased source of Sr from HHC material, although whether the alteration takes place in the high range or flood plain is not yet clear.

The unusual Sr signature of Himalayan rivers is in large part caused by the metamorphic redistribution of ^{87}Sr from Rb-rich minerals such as micas into more easily weatherable minerals such as plagioclase (Edmond, 1992). Carbonate weathering primarily acts to dilute this effect, increasing [Sr] and decreasing the isotopic ratio. Long term variability of the G-B can therefore be achived reducing the TSS input relative to either LH and HHC in Himalaya and/or floodplain contributions. High values for $^{87}Sr/^{86}Sr$ but low flux from the G-B during some of the last 10 Ma (Derry and France-Lanord, 1996; Quade et al., 1997) likely also result from decreased carbonate contribution and increased silicate weathering. Better constraints on flood plain processes are necessary to construct a complete Sr budget for the modern Ganges-Brahmaputra system, and to interpret past changes in river and seawater ratios.

Acknowledgments - We thank Ananta Gajurel for his constant help in sampling river and rain waters in Nepal during the monsoons 93 and 97. In addition we thank all our colleagues who helped us for sampling in different parts of Nepal and Bangladesh. Technical assistance and laboratory facilities were provided by Jean Carignan, Pierre Coget, Laurie Reisberg and Catherine Spatz. We thank Prof S. Krishnaswami and an anonymous reviewer for constructive suggestions improving this manuscript. This study was supported by the CNRS Programs DBT "Fleuve et Érosion" and PROSE. AG was supported by a Grant of CNRS and Région Lorraine during this study. This is contribution CRPG #1400 and INSU DBT #163.

Table 1 - Chemical data from the Kali Gandaki and tributaries

Sample	River	Location	Date	Unit	Altitude m	TDS mg/l	Sr^{2+} µmol/l	$^{87}Sr/^{86}Sr$
LO 25	Nangyal	Lo	20.may.93		3695	161	0.80	0.7218
LO 49	Kali	Lo	20.may.93		3550	316	4.25#	0.7232
NH 133	Kali	Lo	30.apr.95		3575	218	2.01	0.7193
LO 63	Tsarang	Lo Gekar	21.may.93		3920	212	1.90	0.7162
LO 23	Tsarang	Tsarang	19.may.93		3400	394	3.71#	0.7155
LO 15	Ghemi	Ghemi	19.may.93		3385	214	2.32#	0.7162
LO 96	Narsing	Chhuksang	24.may.93		2900	880	11.1	0.7143
LO 1	Kali	Kagbeni	16.may.93	TSS	2800	358	6.06#	0.7171
NAG 21	Kali	Kagbeni	25.nov.95	TSS	2790	426	5.41#	0.7166
NH 147	Kali	Jomsom	03.may.95	TSS	2675	400	6.57	0.7173
LO 99	Thini	Thinigaon	26.may.93	TSS	2650	293	3.87	0.7192
LO 103	Marpha	Marpha	26.may.93	TSS	2635	183	1.93	0.7177
LO 101	Kali	Marpha	26.may.93	TSS	2530	348	5.60#	0.7171
NAG 30	Kali	Chairogaon	01.dec.95	TSS	2626	418	6.89	0.7169
NAG 32	Kali	Khobang	02.dec.95	TSS	2530	416	6.77	0.7173
NAG 34	Kali	Koketani	02.dec.95	TSS	2500	382	5.60	0.7168
NAG 39	Kali	Dana	03.dec.95		1450	361	4.59#	0.7177
NAG 41	Miristi	Banskot	04.dec.95		1490	165	1.31	0.7197
NH 10	Kali	Tatopani	15.mar.95		1180	362	4.99	0.7205
NAG 43	Kali	Tatopani	05.dec.95		1180	314	3.72#	0.7190
NH 31	Mayongd	Tatopani	14.mar.95		905	256	1.44	0.7663
NH 8	Kali	Beni	13.mar.95		815	290	3.09	0.7310
NAG 45	Kali	Baglung	6.dec.95		740	231	1.94#	0.7313
NH 7	Andhi	Waling	12.mar.95	LH	705	269	0.30	0.7846
LO 310	Kali	Ramdi	10.jun.93		460	186	1.31#	0.7350
NH 6	Kali	Ramdi	12.mar.95		460	264	1.85	0.7391
NAG 5	Kali	Ramdi	13.nov.95		460	206	1.16	0.7419
LO 306	Kali	Kot	09.jun.93		305	162	1.02#	0.7477

: AA analysis calibrated with MSID

Table 2 - Chemical data from the Trisuli river and tributaries

Sample	River	Area	Date	Unit	Altitude	TDS	Sr^{2+}	$^{87}Sr/^{86}Sr$
						mg/l	µmol/l	
LO 237	Lari	Lari valley	05.jun.93		4245	40	0.06#	0.7400
LO 238	Mailung	Paigutang	05.jun.93		4020	18	0.08	0.7476
LO 257	Langtang	Syabru Bensi	06.jun.93		1480	33	0.16	0.7371
NH 100	Langtang	Syabru Bensi	14.apr.95		1455	50	0.29	0.7403
NH 102	Bhote Kosi	Syabru Bensi	14.apr.95		1440	128	1.14	0.7229
LO 256	Bhote Kosi	Syabru Bensi	06.jun.93		1440	79	0.62	0.7222
LO 258	Trisuli	Betrawati	06.jun.93		750	73	0.67	0.7268
TRI 19/6	Trisuli	Betrawati	19.jun.93		750	63	0.41	0.7270
TRI 6/7	Trisuli	Betrawati	06.jul.93		750	71	0.38	0.7318
TRI 15/7	Trisuli	Betrawati	15.jul.93		750	81	0.48	0.7246
TRI 1/8	Trisuli	Betrawati	01.aug.93		750	73	0.41	0.7313
TRI 15/8	Trisuli	Betrawati	15.aug.93		750	70	0.39	0.7321
TRI 1/9	Trisuli	Betrawati	01.sep.93		750	68	0.39	0.7328
TRI 15/9	Trisuli	Betrawati	15.sep.93		750	60	0.39	0.7353
TRI 1/10	Trisuli	Betrawati	01.oct.93		750	64	0.42	0.7375
TRI 15/10	Trisuli	Betrawati	15.oct.93		750	79	0.51	0.7349
TRI 1/11	Trisuli	Betrawati	01.nov.93		750	80	0.52	0.7349
TRI 1/12	Trisuli	Betrawati	01.dec.93		750	95	0.63	0.7345
TRI 4/4	Trisuli	Betrawati	04.apr.94		750	107	0.73	0.7331
KN 76^{S}	Tadi	Source	21.mar.94	HHC	3665	11	0.08	0.7500
KN 82^{S}	Hundi	Shisipur	21.mar.94	HHC	2130	12	0.09	0.7397
KN 84^{S}	Tadi	Ghyangphedi	21.mar.94	HHC	2050	32	0.18	0.7315
KN 93^{S}	Tadi	Satbise	23.mar.94	HHC	945	27	0.17	0.7373
KN 95^{S}	Chake	Samundratar	23.mar.94	HHC	935	30	0.23	0.7376
KN102^{S}	Likhu	Bhadrutar	24.mar.94	HHC	750	55	0.28	0.7407
LO 316	Trisuli	Adamghat	10.jun.93		465	84	0.72#	0.7348
LO 304	Trisuli	Gumaune	09.jun.93		320	115	0.97#	0.7270

: AA analysis calibrated with MSID. S : Silicated catchment

Table 3 - Chemical data for other rivers of the Narayani basin.

Sample	River	Location	Date	Unit	Altitude m	TDS mg/l	Sr^{2+} µmol/l	$^{87}Sr/^{86}Sr$
BHURI GANDAKI								
MO 107^{S}	Mati	Arughat	12.may.97	LH		78	0.50	0.8030
MO 110	Isul	Arughat	12.may.97	LH		297	0.64	0.7756
MO 125^{S}	Sueli		14.may.97	LH		49	0.20	0.7855
LO 300	Bhuri	Benighat	09.jun.93		410	122	1.07#	0.7252
MARSYANDI								
NAG 24	Marsyandi	source	28.nov.95	TSS	5050	606	10.3	0.7150
MO 58^{S}	Chepe		07.may.97	HHC	3100	17	0.07	0.7431
MO 79^{S}	Khota		09.may.97	HHC	1700	42	0.13	0.7449
MO 84^{S}	Chepe		09.may.97	HHC		32	0.16	0.7468
MO 100^{S}	Marsel		11.may.97	LH	590	55	0.30	0.7969
LO 314	Marsyandi	Markichok	10.jun.93		435	127	1.24#	0.7253
SETI KHOLA								
HF 141	Madi	Khilang	10.may.93		1040	102	0.53	0.7224
NH 40	Sardi	Khadarjung	16.mar.95		1185	133	0.39	0.7429
NH 39	Seti	Khadarjung	16.mar.95		1180	208	2.03	0.7192
NAG 3	Bijaipur	Kundahar	11.nov.95	LH	870	149	0.54	0.7575
LO 312	Seti	Kotre Bazar	10.jun.93		585	179	1.58#	0.7218
LO 302	Seti	Sarang Ghat	09.jun.93		325	162	0.86#	0.7430
NARAYANI								
LO 308	Narayani	Nayaran Ghat	09.jun.93		225	145	0.94#	0.7360
NH 1	Narayani	Nayaran Ghat	10.mar.95		225	202	1.39	0.7365
NAG 49	Narayani	Nayaran Ghat	11.dec.95		225	207	1.25	0.7364

: AA analysis calibrated with MSID. S : Silicated catchment

Table 4 - Chemical data for river from Karnali basin and Siwaliks.

Sample	River	Location	Date	Unit	Altitude	TDS	Sr^{2+}	$^{87}Sr/^{86}Sr$
						mg/l	µmol/l	
NH 80	Thuli Bheri	Dunai	21.mar.95		2030	234	2.75	0.7226
NAG 47	Thuli Bheri	Dunai	25.nov.95		2030	229	2.59	0.7216
94-12		Sarmi	16.mar.94	LH	1630	249	0.20	0.7777
94-11	Jagdula	Luhu	15.mar.94		1580	184	1.66	0.7266
94-10	Thuli Bheri	Laha	15.mar.94		1600	225	2.21	0.7288
94-09	Bheri	Tallu	14.mar.94		1280	217	2.15	0.7292
94-08	Bheri	Radijiula	12.mar.94		1010	216	1.58	0.7380
94-07	Bheri	Ramnaghat	11.mar.94		830	217	1.26	0.7516
94-06	Joug	Sahare	10.mar.94			207	0.71	0.7328
NAG 14	Bheri	Sampujighat	18.nov.95		370	195	1.15	0.7446
94-16	Bheri	Ghatgaun	27.mar.94			222	1.23	0.7647
94-15	Karnali	Ghatgaun	25.mar.94			161	1.23	0.7286
NAG 11	Karnali	Kotillaghat	17.nov.95		100	229	1.30	0.7299
NAG 19	Rapti	Darbang	21.nov.95		290	229	1.34	0.7351
NAG 10	Rapti	Bhabaniyapur	16.nov.95		140	274	1.37	0.7327
94-05	Sarda	Luham	8.mar.94		1400	200	0.51	0.7317
NAG 15	Sarda	Luham	16.nov.95		1400	140	0.78	0.7273
SIWALIKS								
94-01	Chor	Upper part	2.mar.94			670	4.02	0.7250
94-02	Suraî	Upper part	4.mar.94			599	4.32	0.7354
94-03	Rangsing	Charange	5.mar.94			331	1.77	0.7304
94-13	Gadel	Palaite	23.mar.94			325	0.74	0.7234
94-14	Basunti	Bashanti	24.mar.94			270	0.49	0.7278
94-17	Kachali		29.mar.94			403	4.28	0.7195
94-18	Banka		29.mar.94			477	4.91	0.7201

Table 5 - Chemical data for rivers in Bangladesh

Sample	River	Location	Date	TDS	Sr^{2+}	$^{87}Sr/^{86}Sr$
				mg/l	µmol/l	
BGP 12	Tista	Kaunia	4.aug.96	41	0.17	0.7698
BGP 72	Tista	Kaunia	7.mar.97	79	0.33	0.7683
BGP 4	Ganges	Rajshahi	2.aug.96	125	0.56	0.7291
BGP 65	Ganges	Rajshahi	3.mar.97	374	2.71	0.7235
BGP 15	Brahmaputra	Chilmari	5.aug.96	105	0.32	0.7413
BGP 79	Brahmaputra	Chilmari	7.mar.97	145	0.90	0.7218
BGP 51	Brahmaputra	Aricha Ghat	25.feb.97	154	0.99	0.7260
BGP 39	Upper Meghna	Bhairab	13.aug.96	38	0.22	0.7160
BGP 0	Upper Meghna	Nangalband	20.oct.94	47	0.23	0.7162
BGP 20	Lower Meghna	Bhola	10.aug.96	127	0.70	0.7226

Table 6 - Average chemical composition of river water in the G-B system

Zone	LO 47	North Flank	Mustang	South Flank	South Flank	Ganges	Brahmaputra
Type	Spring	Composite	Graben	Composite	Gneiss		
n		6	11	26	11		
TDS	8590	240	410	140	30	130	110
HCO_3^-	36420	2060	2900	1540	310	1420	1110
Cl^-	93090	20	710	40	10	90	20
SO_4^{2-}	130	790	1080	110	30	80	60
Na^+	111050	90	1140	130	70	180	100
K^+	7580	30	110	40	20	70	50
Mg^{2+}	3660	550	820	270	20	200	170
Ca^{2+}	2080	1220	1420	550	120	470	390
H_2SiO_4		80	130	100	120	130	160
Sr^{2+}	167.2	3.4	5.8	0.69	0.12		
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7306	0.718	0.717	0.749	0.741		

All data are rounded average and therefore may not satisfy the charge neutrality. TDS are in mg/l and all other species are in µmol/l.

Table 7 - Sr composition of rainwaters

Sample	Date	TDS mg/l	Sr nmol/l	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±
KATHMANDU					
Orage	29.may.93	9.4	47.3	0.71229	0.00009
NAG 50	22.jul.95	25.5	600	0.71607	0.00001
NAG 51	07.aug.95	18.3	404	0.71467	0.00002
NAG 52	19.aug.95	4.5	50.9	0.71452	0.00010
NAG 53	22.sep.95	31.2	91.3	0.71449	0.00009
NAG 54	29.sep.95	10.4	32.8	0.71359	0.00013
NAG 1	10.nov.95	6.4	32.1	0.70983	0.00010
GK2	20.may.96	26.6	127	0.72505	0.00007
GK5	07.jul.96	7.6	15.3	0.71304	0.00024
GK6	03.aug.96	20.4	50.5	0.71495	0.00058
GK8	09.sep.96	176	679	0.71180	0.00011
KTM 1	25.jun-09.jul	0.8	5.8	nd	
KTM 2	10.jul-24.jul	2.5	23.0	nd	
KTM 3	25.jul-05.aug	2.0	12.8	nd	
KTM 4	06.aug-24.aug	1.9	12.1	nd	
KTM 5	25.aug-07.sep	4.1	32.3	nd	
KTM 6	08.sep-29.sep	4.9	32.5	nd	
NEPAL					
NAG 2¶	10.nov.95	2.0	7.10	0.71303	0.00019
MO 17B		5.0	12.8	nd	
MO 46		2.6	16.1	nd	
MO		1.9	5.11	nd	
MO 76		1.7	3.52	nd	
BANGLADESH					
BGP1	29.jul.96	15.3	59.2	0.71182	0.00009
BGP2	31.jul.96	2.6	10.9	0.70957	0.00032
BGP2#	31.jul.96	2.6	12.2	0.70966	0.00014
BGP9	03.aug.96	2.2	5.83	0.71184	0.00024
BGP10	04.aug.96	0.7	4.81	0.71217	0.00018
BGP17	07.aug.96	0.8	6.94	0.71912	0.00074
BGP 35	13.aug.96	11.7	58.0	0.71101	0.00009

¶ : Sample from Pokkara. The MO sample are from unoccupied area. # : Duplicate.

Table 8 - Isotopic chemistry of Carbonate from Nepal bedrock

	Sample		Lithology	Ct %	Dol %	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Sr/^{86}Sr$
	NL 178	Mesozoic	Limestone	62.0	10.9	0.8	1.9¶	49.5	1600§	0.7079
	DK 30 #	Palaeozoic	Calc-schist					62	759§	0.7109
	DK 29 #	Palaeozoic	Calc-schist					50.5	868§	0.7110
TSS	NL 449 #	Palaeozoic	Limestone					46	773§	0.7119
	T 22	Palaeozoic	Marble			-2.5	13.8		253	0.71494
	T 24	Palaeozoic	Marble			-2.1	15.1		543	0.71279
	T 205	Palaeozoic	Marble			-2.5	16.4		909	0.71365
	NL 623 #	F II	Marble					5	773§	0.7141
HHC	T 255	F II	Pyr Marble			-3.0	14.6		832	0.71523
	F II	F II	Gneiss	0.76	0.02	-5.8	8.3¶		101	0.71777
	AP 74-207		Dolostone	12.7	47.0	-1.7	14.8		53.3	0.85722
LH	AP 75-811		Dolostone	31.5	31.0	-3.1	15.2		54.8	0.74639
	AP 75-865		Dolostone	12.5	58.0	-1.3	21.7		41.0	0.75872
	AP 75-867		Dolostone	17.0	65.0	-0.9	21.1		28.0	0.73950
LHN	DA 15		Limestone	68.9	1.49	-3.4	19.1¶		76.4	0.71747

§ : Whole rock digestion, all the others are leachates. # : Data from Deniel, 1985. $\delta^{18}O$ of whole carbonates are from France-Lanord, 1987; France-Lanord et al., 1988 and those labelled ¶ are this study.

Table 9 - Isotopic chemistry of Carbonate from bedload sediment

Sample	Corresponding Water Sample	Ct %	Dol %	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰	Sr ppm	Rb ppm	$^{87}Rb/^{86}S$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
KALI GANDAKI									
LO 50	LO 49	5.64	0.71	1.04	14.9	485	2.2	0.013	0.71437
LO 64	LO 63	1.59	0.72	-0.40	17.1	395	2.7	0.020	0.71445
LO2	LO 1	31.1	2.26	1.76	15.4	608			0.71082
NAG 20	NAG 21	32.3	2.14	1.59	17.0	580	2.0	0.010	0.70955
NAG 25	NAG 21	28.0	1.57	1.92	15.7	499	4.9	0.028	0.71124
NAG 33	NAG 34	29.1	3.67	0.90	17.2	702	nd	-	0.71119
NAG 36	NAG 34	30.8	3.11	0.94	17.0	646	1.0	0.004	0.71086
NAG 38	NAG 39	27.5	2.57	0.58	17.1	691	nd	-	0.71153
NAG 42	NAG 43	27.8	2.49	0.04	17.0	662	nd	-	0.71262
NAG 44	NAG 45	14.1	2.55	-0.49	16.9	678	0.8	0.003	0.71506
LO 311	LO 310	13.0	4.54	-1.18	17.9	475	3.0	0.018	0.72388
NAG 6	NAG 5	14.4	5.12	-0.81	17.5	438	1.7	0.011	0.72101
LO 307	LO 306	8.49	3.80	-1.18	18.3	524	0.9	0.005	0.72307
Trisuli									
KN 83	KN 84	0.05	0.011	-0.8	18.7	402	nd	-	0.73044
KN 101	KN 102	0.002	0.021	-4.3	12.8	238	nd	-	0.74165
LO259	LO 258	12.4	0.69	1.12	20.2	583	1.6	0.008	0.71170
TRI 6/7	TRI 6/7	0.14	0.24	-0.76	18.2	222	nd	-	0.73653
TRI 15/9	TRI 15/9	0.60	0.32	-0.45	17.5	579	1.2	0.006	0.72230
TRI 1/12	TRI 1/12	0.11	0.23	-0.53	17.6	242	nd	-	0.73641
TRI 4/4	TRI 4/4	0.66	0.30	-0.47	17.6	453	nd	-	0.72409
LO 317	LO 316	0.20	0.14	-1.05	22.1	252	8.3	0.093	0.73760
Nayarani									
NAG 48	NAG 49	9.82	3.96	-0.83	17.7	533	0.9	0.005	0.71902
LO 308	LO 309	11.4	3.34	-0.92	17.4	nd	nd	nd	nd

Table 10 - Isotopic chemistry of Carbonate from bed load sediment

Sample	Corresponding Water Sample	Ct %	Dol %	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰	Sr ppm	Rb ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
SETI									
NAG 4	NAG 3	0.30	0.36	-2.32	19.8	122	4.4	0.103	0.75490
NAG 4*	NAG 3	0.18	0.26	-2.32	17.5	119	3.7	0.088	0.73364
HF 10		53.3	3.44	-0.82	18.7	nd	nd	-	0.71349
HF 11		41.3	4.62	-0.68	18.6	nd	nd	-	0.71307
MARSYANDI									
NAG 22	NAG 24	20.1	4.60	0.69	10.2	188	0.9	0.013	0.71162
LO 315	LO 314	34.0	3.07	-0.51	17.6	641			0.71306
BHURI GANDAKI									
LO 301	LO 300	2.38	1.26	-0.57	17.2	354	2.0	0.016	0.72467
BHERI-KARNALI									
R 94-12	R 94-12	3.23	65.5	-0.51	20.5	63.8	0.2	0.008	0.76382
NAG 13	NAG 14	7.13	4.93	-0.60	18.7	372			0.72803
NAG 12	NAG 11	4.04	4.30	-1.06	19.7	345			0.72348
Ganges									
BGP 5	BGP 4	4.59	2.52	-1.13	20.2	478	0.6	0.003	0.71832
BGP 6	BGP 4	3.03	1.51	-0.99	18.7	436	0.8	0.005	0.71978
BGP 7#	BGP 4	4.04	2.03	-1.27	21.5	nd	nd	nd	nd
BGP 68	BGP 65	2.38	1.35	-0.98	19.2	391	1.2	0.009	0.72059
Brahmaputra									
BGP 14	BGP 15	0.024	0.53	0.88	18.6	164	1.6	0.028	0.74855
BGP 18#	BGP 15	0.15	1.07	1.20	20.2	nd	nd	nd	nd
BGP 82	BGP 79	0.003	0.004	-4.13	23.1	470	6.7	0.040	0.72665

* : Corresponds to the granulometric fraction less than 63µm of the NAG 4 stream sediment. # : suspended matter samples.

Table 11 - Mean Sr composition of TSS, HHC and LH rivers and water discharge infered from Sr mass balance and hydrology

	Period	TSS	HHC	LH
[Sr] µmol/l		6.13 ± 0.62	0.23 ± 0.09	0.38 ± 0.20
$^{87}Sr/^{86}Sr$		0.717 ± 0.001	0.739 ± 0.002	0.783 ± 0.006
Kali	June	10%	5%	85%
Kali	Nov	10%	5%	85%
Kali #	Year	11%	5%	84%
Trisuli	June	10%	80%	10%
Trisuli	Nov	5%	65%	30%
Trisuli #	Year	14%	63%	24%
Narayani	June	10%	20%	70%
Narayani	Nov	15%	0%	85%
Narayani #	Year	11%	28%	61%

: Hydrological data after Hurtrez 1998. The mean isotopic composition is a weighted average of catchments in Table 1-4.

IV-4) Les facteurs contrôlant le taux de dénudation chimique

L'altération peut être décrite de façon très synthétique comme une seule réaction chimique:

$$\text{Roche} + \text{Acide} \Leftrightarrow \text{Sol} + \text{Solutés} \qquad (1)$$

Dans cette réaction, la composition et la structure des différents réactifs interviennent dans la constante d'équilibre thermodynamique. Ainsi, le type de roche a son importance. De même, le type d'acide (carbonique ou sulfurique) ainsi que sa quantité, liée au débit, peuvent avoir une influence sur le taux de dénudation chimique d'une roche donnée. Enfin, l'aspect cinétique de la réaction peut aussi être envisagée. L'hypothèse généralement admise est que la vitesse de cette réaction est constante, ce qui revient à supposer qu'il n'y a aucune rétroaction (positive ou négative) effectuée par les produits de la réaction. Généralement, les constantes de cinétique chimique sont liées à la température de la réaction par la loi d'Arrhenius, ce qui aboutit à une relation exponentielle entre la cinétique de la dissolution des roches et la température :

$$\frac{d[Solute]}{dt} = k \text{ avec } k = k_0 \times e^{\frac{-Ea}{RT}} \qquad (2)$$

où R est la constante des gaz parfaits, k_0 est la constante cinétique intrinsèque, Ea l'énergie d'activation, et T la température.

Ces paramètres sont interdépendants, comme par exemple la température et le débit des rivières qui sont contrôlés par le climat ou comme la lithologie et la présence (ou l'absence) d'acide sulfurique, lorsqu'il est le produit de l'oxydation des sulfures. Nous tâcherons donc de les traiter par ordre d'importance.

IV-4-1) Effets dus aux réactifs

IV-4-1-1) la lithologie

Nous avons pu voir que la lithologie est le paramètre essentiel qui contrôle le taux de dénudation chimique. Les principaux résultats sont résumés dans le Table IV-25. A partir des débits annuels, obtenus par extrapolation des données météorologiques (voir chapitre I), nous avons estimé les flux mensuels en appliquant un facteur correctif mensuel. Celui-ci correspond au rapport du débit mensuel sur le débit annuel moyen mesuré sur la Narayani durant 13 ans (Figure I-4 du chapitre I). Les données mensuelles des quelques stations de jaugeage au Népal central nous ont permis de tester notre

estimation des débits mensuel. Celle-ci n'entraîne qu'une faible différence sur les taux de dénudation chimique (Table IV-25). Nous avons vu que lorsque l'absence de carbonate n'était pas un facteur limitant (cas des bassins versant de la Bheri, la Kali Gandaki et la Marsyandi), le taux de dénudation chimique des carbonates était 10 fois celui des silicates. Un rapport similaire a été déterminé pour des petits bassins monolithologique en milieu tempéré (Meybeck, 1984). La relative constance de ce rapport pour les climats très contrastés (désertique froid pour le flanc nord à tropical humide pour les parties à basse altitude du LH et des Siwaliks) montre la primauté de la lithologie sur les autres facteurs.

Tableau IV-25 : Taux de dénudation chimique des carbonates et des silicates dans quelques bassins

Rivière	Lieu	Saison	Altitude m	Surface 10^3 km^2	Silicate mm/an	Carbonate mm/an
Trisuli	LO 258	Mousson	4300	4.6	0.007±3	0.033±15
Trisuli	LO 258	Autre	4300	4.6	0.003±1	0.009±3
Trisuli	LO 258	Annuel¶	4300	4.6	0.005	0.021
Bheri	NAG 14	Mousson	4400	12.3	0.011±2	0.131±29
Bheri	NAG 14	Autre	4400	12.3	0.002±1	0.024±16
Bheri	NAG 14	Annuel¶	4400	12.3	0.005	0.060
Marsyandi#	LO 314	Juin	3800	4.1	0.005	0.051±3
Bhuri#	LO 300	Juin	3700	5.0	0.003	0.038±1
Trisuli#	LO 316	Juin	3600	6.1	0.005	0.022±2
Kali#	LO 310	Juin	3100	10.6	0.004	0.061±9
Narayani#	LO 308	Juin	3000	31.8	0.006	0.056±3
Narayani	LO 308	Annuel¶	3000	31.8	0.007	0.052
Tista	BGP 12	Annuel¶		12.5	0.008	0.013
Brahmapoutre§	Himalaya	Annuel¶		381	0.006	0.037
Gange	Himalaya	Annuel¶		176	0.006	0.043
Brahmapoutre	BGP 15	Annuel¶		583	0.004	0.021
Brahmapoutre	GEMS	Annuel		583	0.005	0.018
Gange	BGP 4	Annuel¶		1060	0.002	0.013
Gange	GEMS	Annuel		1060	0.003	0.011

¶ : les taux de dénudation chimique annuels correspondent aux taux durant la mousson pour 4 mois et à ceux de la période sèche pour le reste de l'année. # : les incertitudes correspondent à la propagation de la différence entre les débits mensuels mesurés et les débits modélisés. Elles sont inférieures à 0.001 pour le taux d'érosion chimique des silicates. § : En supposant que la totalité de la dénudation chimique a lieu dans la chaîne et au Tibet.

En terme de cinétique chimique, cela revient à dire que les carbonates ont une constante cinétique intrinsèque et/ou une énergie d'activation plus faible que celle des silicates. Les mesures de cinétique de dissolution en laboratoire sur les principaux minéraux montrent qu'en effet, la calcite a une énergie d'activation plus basse que celle de la plupart des silicates (e. g. Lasaga, 1981).

IV-4-1-2) les acides

Nous avons vu que deux types d'acide (CO_2 et H_2SO_4) étaient les principaux agents altérant les roches. Pour un bassin versant donné, l'augmentation de la proportion de CO_2 par rapport à la totalité des acides (diminution de X_{SO_4}) est corrélée avec une augmentation de l'ensemble de l'érosion chimique (Figure IV-23). Cette relation est valable pour les carbonates comme pour les silicates. Intuitivement, un acide fort, tel que l'acide sulfurique devrait altérer la roche plus rapidement que ne le fait le CO_2 dissous qui est un acide faible. Mais, la quantité d'eau disponible (ou l'écoulement spécifique) fixe aussi la quantité d'agent altérant. C'est donc la quantité, plus que la qualité de l'acide qui est prépondérante. D'une façon simple, plus il y a d'eau, plus il y a d'acide et plus les roches sont altérées, quelque soit l'acide intervenant dans la réaction (1). L'augmentation de la quantité d'eau n'entraîne pas forcément une augmentation similaire des deux catégories d'acides, étant donné que la source de l'acide sulfurique est avant tout la roche, donc la lithologie.

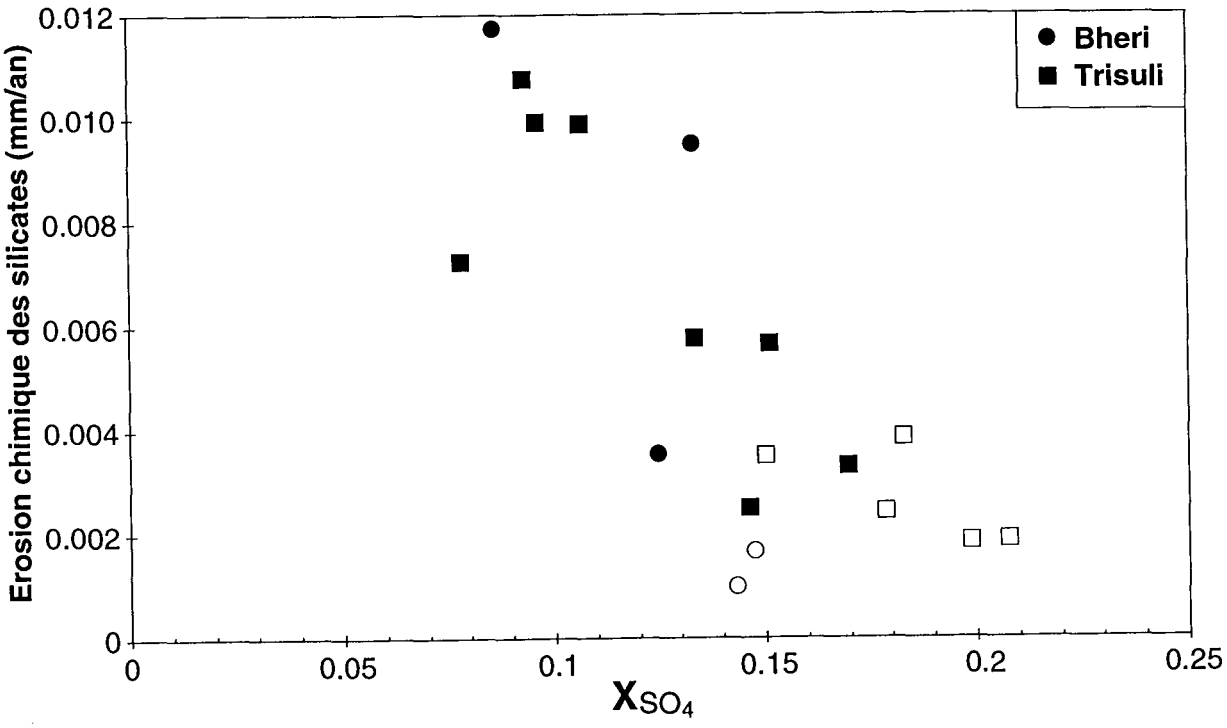


Figure IV-23 : Relation entre le taux de dénudation chimique des silicates et la proportion de sulfate par rapport à la somme des sulfates et bicarbonates (X_{SO_4}). Les symboles en noir correspondent aux mois de Juin à Septembre inclus (mousson).

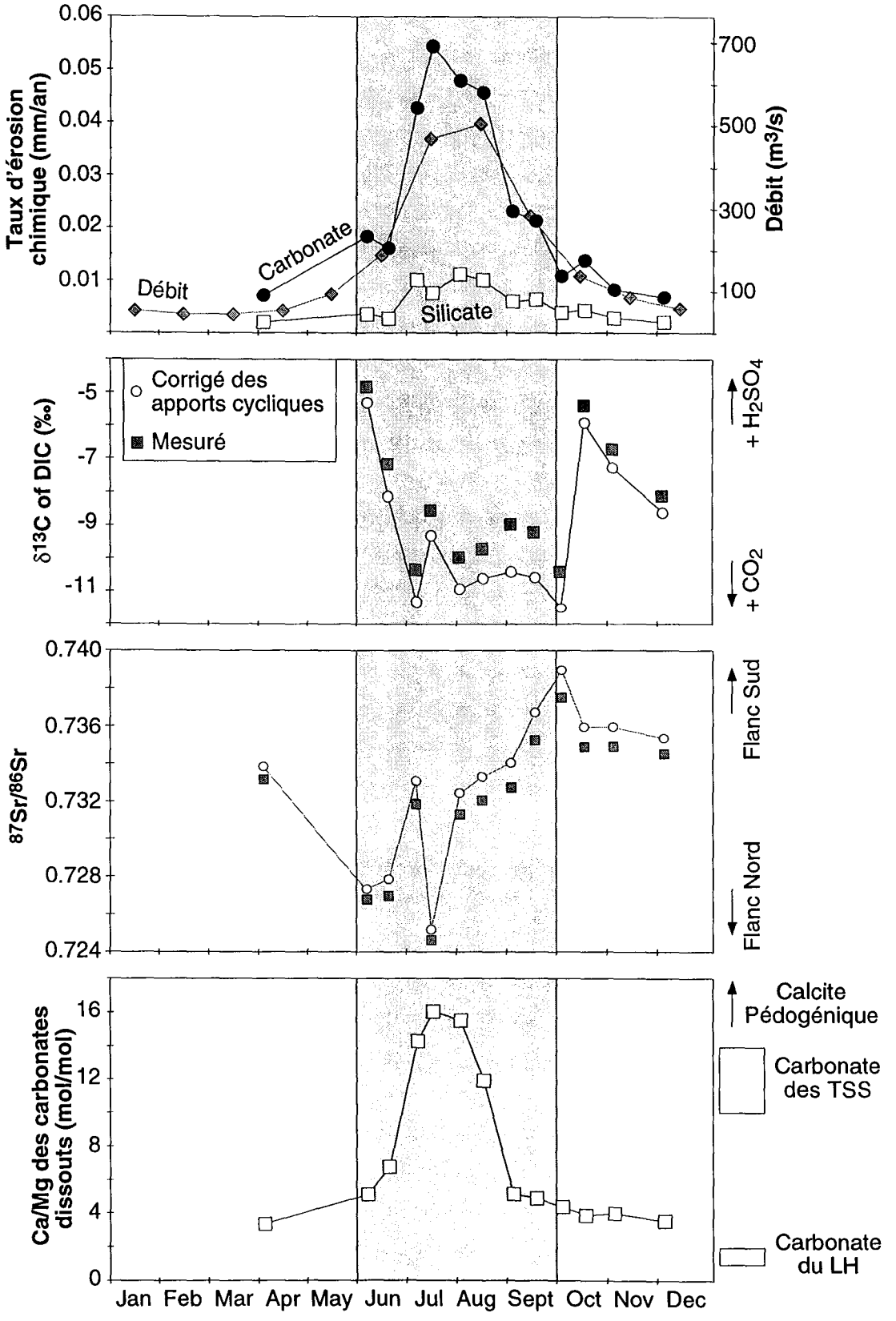


Figure IV-24 : Évolution mensuelle de l'érosion chimique pour le bassin versant de la Trisuli à Betrawati. Le $\delta^{13}C_{DIC}$ indique le type d'acide altérant les roches (voir paragraphe IV-1), le $^{87}Sr/^{86}Sr$ est fonction de la région source des éléments dissous (voir paragraphe IV-3), et le Ca/Mg des carbonates dépend de la mise en solution totale ou de la reprécipitation partielle sous forme de calcite pédogénique.

Des relations entre la concentration et le débit (Q), de type loi puissance ($C = Q^{-b}$ avec b différent de 1) ont été obtenues sur les grands bassins tropicaux (e. g. Probst et al., 1991) mais n'ont pas pu être mises en évidence en Himalaya.

L'effet de l'écoulement spécifique (i.e. plus il y a d'eau disponible, plus il y a de réactifs, et plus la réaction (1) est déplacée vers la droite) est bien visible sur l'évolution temporelle des taux d'érosion chimique. Notre échantillonnage temporel de la Trisuli à Betrawati montre une importante augmentation de l'érosion chimique de carbonate au début de la saison des pluies, fin juin (Figure IV-24). L'augmentation du flux est suffisante pour augmenter aussi l'érosion chimique des silicates. Une évolution similaire est obtenue pour les quelques points de la Bheri.

Pour observer l'effet possible du type d'acide sur le taux de dénudation chimique, il faut s'affranchir de la variation de l'écoulement spécifique, ainsi que de la variation de la lithologie (que traduit une variation de répartition spatiale des écoulements au cours du temps). Une lithologie plus carbonatée, une forte teneur en Sr associée à un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ bas et une proportion d'acide sulfurique plus importante caractérisent les eaux du Nord. Pour le bassin versant de Betrawati, cela correspond aux eaux de la Bhote Kosi, alors que le principal affluent drainant le versant Sud est la Lantang. La position intermédiaire, dans la figure IV-25, du drain principal de la Trisuli entre ces deux principaux affluents, tous trois échantillonnés le même jour (6/06/93), illustre ce type de mélange entre les eaux du Nord et celle du versant Sud.

En raisonnant dans cette logique de mélange, le début de la mousson, dans le bassin versant considéré, est caractérisé par 1) une augmentation de la dénudation chimique liée à l'augmentation de débit, 2) une localisation de cette dénudation chimique sur le flanc Nord, illustrée par la baisse du $^{87}Sr/^{86}Sr$, 3) une dissolution des carbonates pédogéniques, illustrée par un rapport Ca/Mg des carbonates altérés supérieur à ceux des roches et 4) une diminution de la proportion d'H_2SO_4 dans les acides qui interagissent avec la roche, indiquée par la baisse du $\delta^{13}C_{DIC}$ (Figure VI-24).

En considérant les eaux proches de celle de la Bhote Kosi dans le diagramme de mélange de la figure IV-25 (échantillon du 6/06, 19/06 et 15/07) comme caractéristiques des processus qui ont lieu au Nord de la chaîne, nous pouvons examiner les variations indépendantes de la lithologie. Ainsi, pour la partie carbonatée du bassin, le type d'acide interagissant avec la roche change avec la quantité d'eau disponible. Lorsque les précipitations deviennent plus abondantes, une augmentation de l'activité biologique entraîne une augmentation de la teneur en CO_2 du sol. Les précipitations sous forme solide et l'évolution du manteau neigeux a aussi un rôle dans cette augmentation de la pression partielle en CO_2 dans le sol (e. g. Solomon et Cerling, 1987). Il en résulte que l'altération via l'oxydation des sulfures paraît mineure à cette période de l'année. Étant donné que ce changement de réactif dans la réaction de dissolution des carbonates est corrélée à une

augmentation de l'écoulement spécifique, la dénudation chimique annuelle des carbonates en flanc Nord est principalement le résultat d'une altération des croûtes pédogéniques par le CO_2 du sol. Toutefois, ce mode d'altération est secondaire, car avant de précipiter des carbonates pédogéniques, il a fallu dissoudre des carbonates des roches mères. Cette altération peut se faire via les deux types d'acides, mais seuls les sulfates sont exportés tout au long de l'année, car la saturation du gypse dans les eaux de ruissellement n'est que très rarement atteinte.

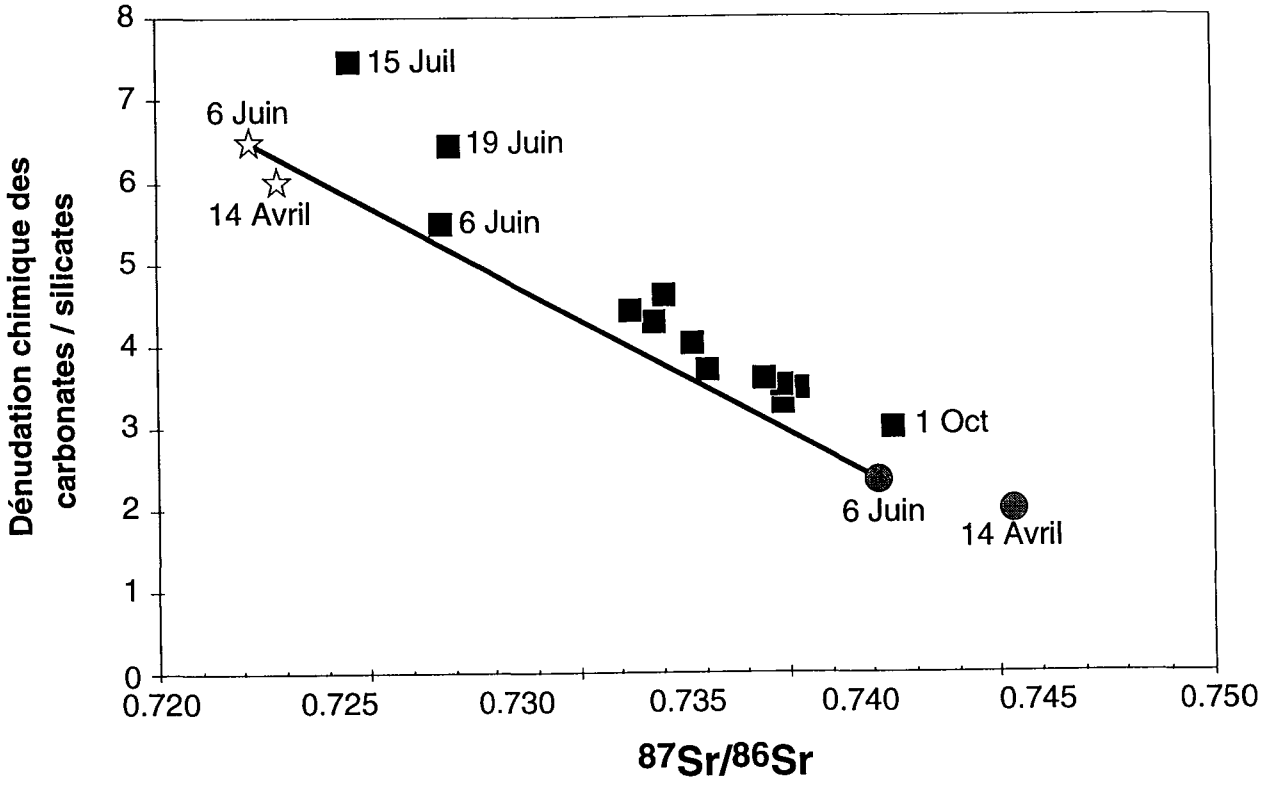


Figure IV-25 : Rapport entre le taux de dénudation chimique des carbonates et celui des silicates dans le bassin versant de la Trisuli à Betrawati (carré noir) en fonction de la composition isotopique du Sr dissous. Les ronds correspondent à la Lantang, rivière du flanc sud, sans carbonate et les étoiles à la Bhote Kosi, rivière du flanc nord.

Pour s'affranchir de l'effet de l'augmentation de l'écoulement spécifique, nous avons examiné le rapport entre le taux de dénudation des carbonates et celui des silicates (figure IV-26) en fonction de X_{SO_4}, qui varie en fonction du type d'acide, lorsque la lithologie est constante. Pour le versant Nord, l'absence de relation entre le type d'acide et le rapport carbonate/silicate, suggère qu'il n'y a pas de sélectivité des acides envers les

lithologies. En d'autre terme, les cinétiques des réactions (3) et (5) ainsi que celles des réactions (4) et (6) sont similaires.

$$\text{Carbonate} + H_2SO_4 \Leftrightarrow \text{Sol} + \text{Solutés} \quad (3)$$

$$\text{Silicate} + H_2SO_4 \Leftrightarrow \text{Sol} + \text{Solutés} \quad (4)$$

$$\text{Carbonate} + CO_2 \Leftrightarrow \text{Sol} + \text{Solutés} \quad (5)$$

$$\text{Silicate} + CO_2 \Leftrightarrow \text{Sol} + \text{Solutés} \quad (6)$$

De façon intuitive, un tel résultat est logique si le paramètre limitant est le pH et non l'anion compensateur. Ce qui signifierait que les phénomènes d'adsorption des sulfates sur les carbonates (qui ont été évoqués comme inhibiteur de la dissolution des carbonates, e. g. Morse, 1983) sont négligeables aux concentrations auxquelles les réactions ont lieu. Les évolutions observées dans la figure IV-26 sont tout de même assez sujettes à caution car elles intègrent les variations des proportions de mélange entre les deux lithologies. Ainsi, la dépendance au type d'acide semble être très faible, sinon inexistante, à l'échelle du bassin, et ce, quelque soit la lithologie considérée.

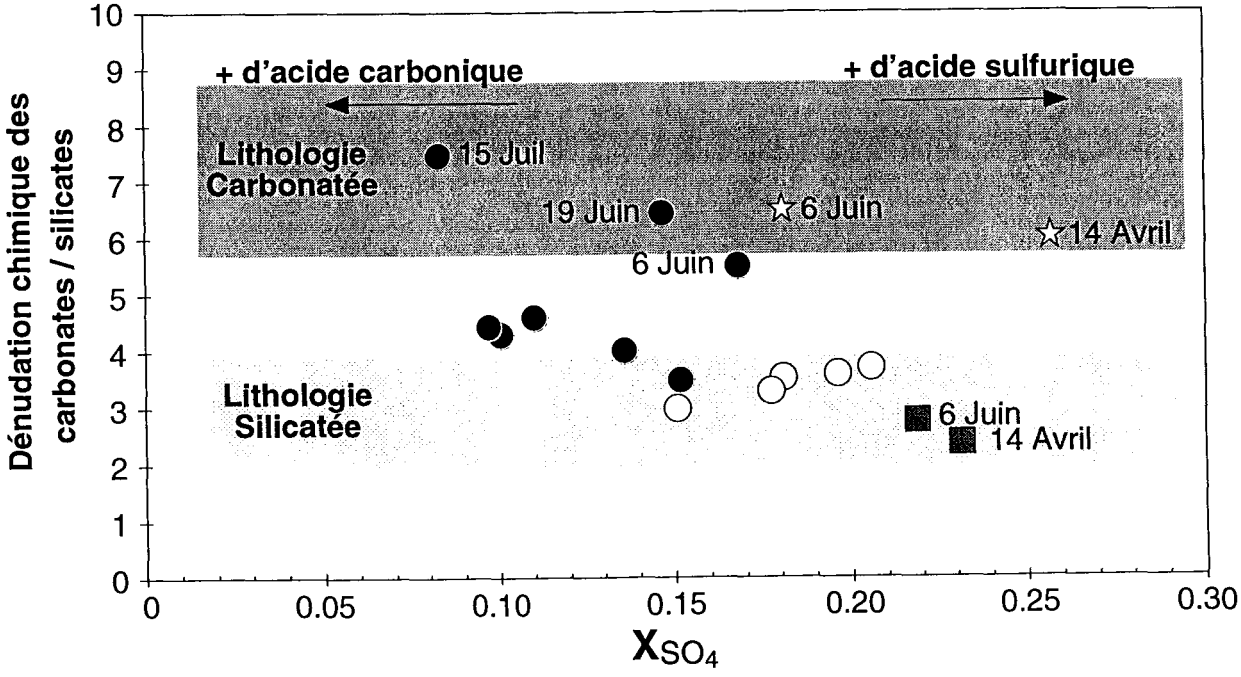


Figure IV-26 : Rapport entre le taux de dénudation chimique des carbonates et celui des silicates dans le bassin versant de la Trisuli à Betrawati en fonction de la composition isotopique du carbone inorganique dissous. Les ronds en noir correspondent aux mois de Juin à Septembre inclus (mousson). Les carrés correspondent à la Lantang, rivière du flanc sud, sans carbonate alors que les étoiles à la Bhote Kosi.

IV-4-2) Effet de la température

Le rôle de la température est très controversé par les chercheurs qui étudient les rivières, alors que c'est un paramètre fondamental pour les expériences d'altération des minéraux en laboratoire (e. g. Lasaga, 1981 ; Brady et Caroll, 1994 ; Lasaga *et al.*, 1994 ; Berner et Berner, 1996). Des études récentes sur des bassins granitiques (White et Blum, 1995) ou basaltiques (Louvat, 1997) semblent retrouver des lois de type Arrhenius sur les flux d'éléments dissous exportés. Plus la température augmente, plus ces flux croissent, de manière exponentielle. Le flux de silicium, par exemple, tend à augmenter en fonction de la température (suivant une loi d'Arrhenius) et cette augmentation peut être importante (passer de 10 à 20 °C multiplie par 20 l'écoulement spécifique chimique).

Pour estimer la répartition de la température, nous avons considéré l'altitude moyenne du bassin versant. En prenant les températures moyennes inter-annuelles de la plaine du Gange, nous pouvons calculer une température moyenne d'un bassin versant en supposant une décroissance linéaire de la température avec l'altitude. Un telle linéarité est valable dans l'atmosphère pour des altitudes inférieures à 6000-7000m et est encore correcte autour de massifs montagneux comme les Alpes. Sur les 13 stations météorologiques au Népal Central (entre 150 et 3700 m) dont nous disposons un enregistrement de température annuelle, le gradient est de –5.4°C/1000m (R^2 = 0.992). Cette valeur est très voisine du gradient moyen (-6°C/1000m) et sera utilisée par la suite. Pour une saison donnée, c'est à dire à une température fixe dans la plaine, le taux de dénudation chimique des deux lithologies individualisées est modélisable par une loi d'Arrhenius (Figure IV-27).

Dans la plaine, la température moyenne durant les mois d'hiver est de l'ordre de 20°C. Elle augmente fortement en Mai et Juin pour atteindre 30°C. Nous avons fixé, arbitrairement, les constantes (Ea et k_0) pour que notre modélisation corresponde à une température de 20°C dans la plaine pour les données des mois d'hiver. La différence de 10°C, entre les mois d'hiver et les mois de Mai-Juin est suffisante pour expliquer entièrement l'augmentation des taux de dénudation chimique à cette période de l'année. En revanche, les mois de Juillet et d'Août, qui correspondent au maximum de l'écoulement spécifique (Figure IV-24), ont des taux de dénudation chimique 2 à 3 fois plus élevés qu'en Juin, alors que la température est un peu plus basse. Ainsi, en dehors des périodes de très fort écoulement spécifique, la lithologie et la température suffisent à expliquer les variations observées des taux de dénudation chimique.

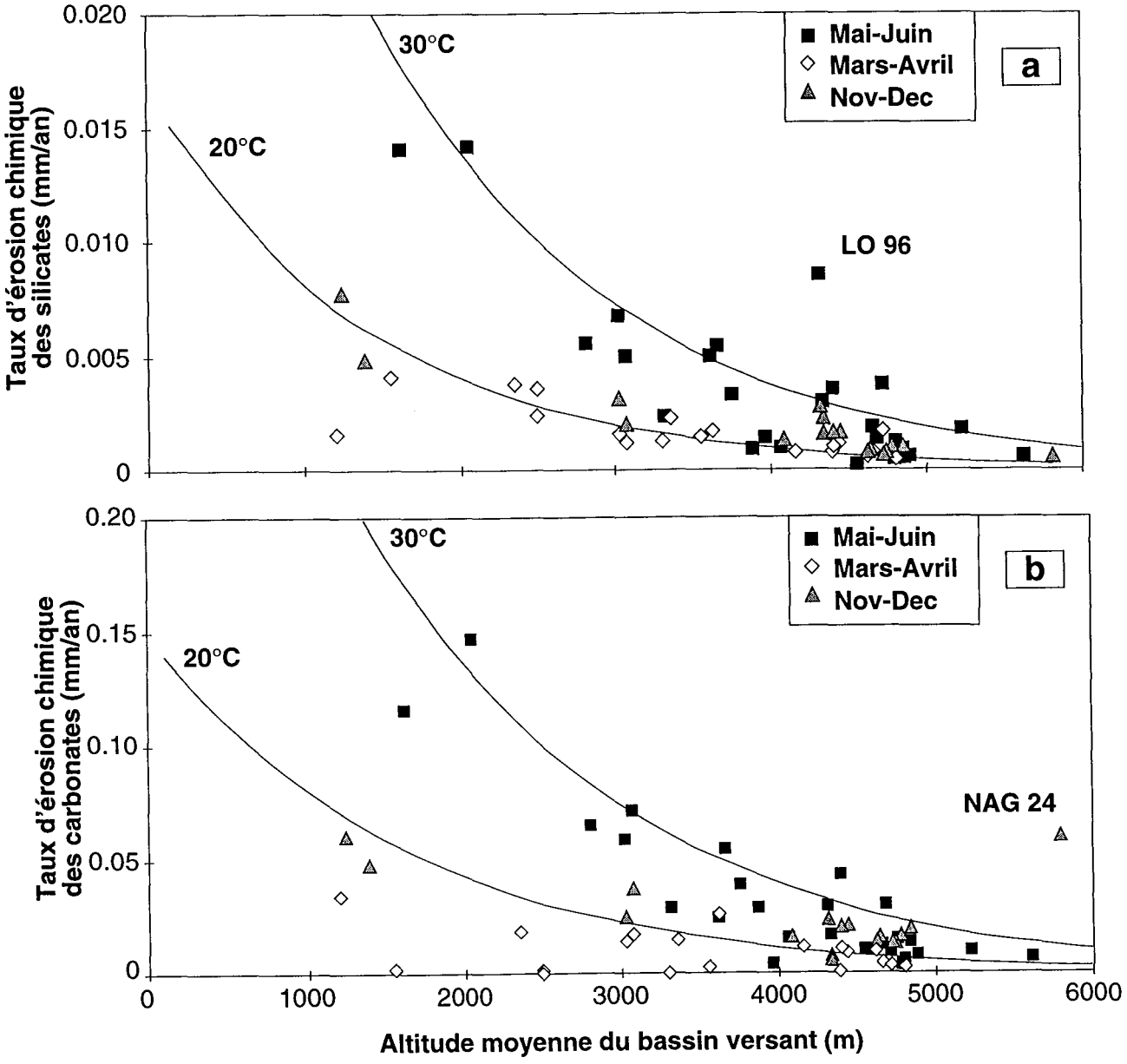


Figure IV-27 : Variation du taux de dénudation des silicates (a) et des carbonates (b) en fonction de l'altitude moyenne des bassins versants et de la saison. Les courbes modélisent une relation de type Arrhenius couplé à un gradient de température linéaire avec l'altitude.

IV-4-3) Effet conjugé de la température et de l'écoulement spécifique pour les carbonates

A partir de l'étude de grands bassin mondiaux, il a été proposé une relation entre l'érosion chimique et l'érosion mécanique. Des études statistiques multifactorielles ont été réalisées et différentes interprétations proposées. Pour Pinet et Souriau, (1988), la dénudation chimique des grands bassins versants est la plus significativement corrélée aux précipitations et à l'écoulement spécifique, alors que Summerfield et Hulton, (1994)

trouvent que c'est le relief, indépendamment de la température, qui contrôle l'érosion chimique à grande échelle. Les processus invoqués proposent que l'érosion particulaire expose de nouvelles surfaces à l'altération. Cette condition est suggérée par certains auteurs (Summerfield et Hulton, 1994 ; Edmond *et al.*, 1995) comme essentielle à une quelconque influence climatique. L'érosion mécanique des reliefs est fonction de l'écoulement spécifique, lui-même fonction de l'intensité des précipitations. Or la température et les précipitations sont des paramètres plus ou moins positivement corrélés sur le bassin du Gange-Brahmapoutre. Il nous faut donc examiner ces 2 paramètres de façon simultanée.

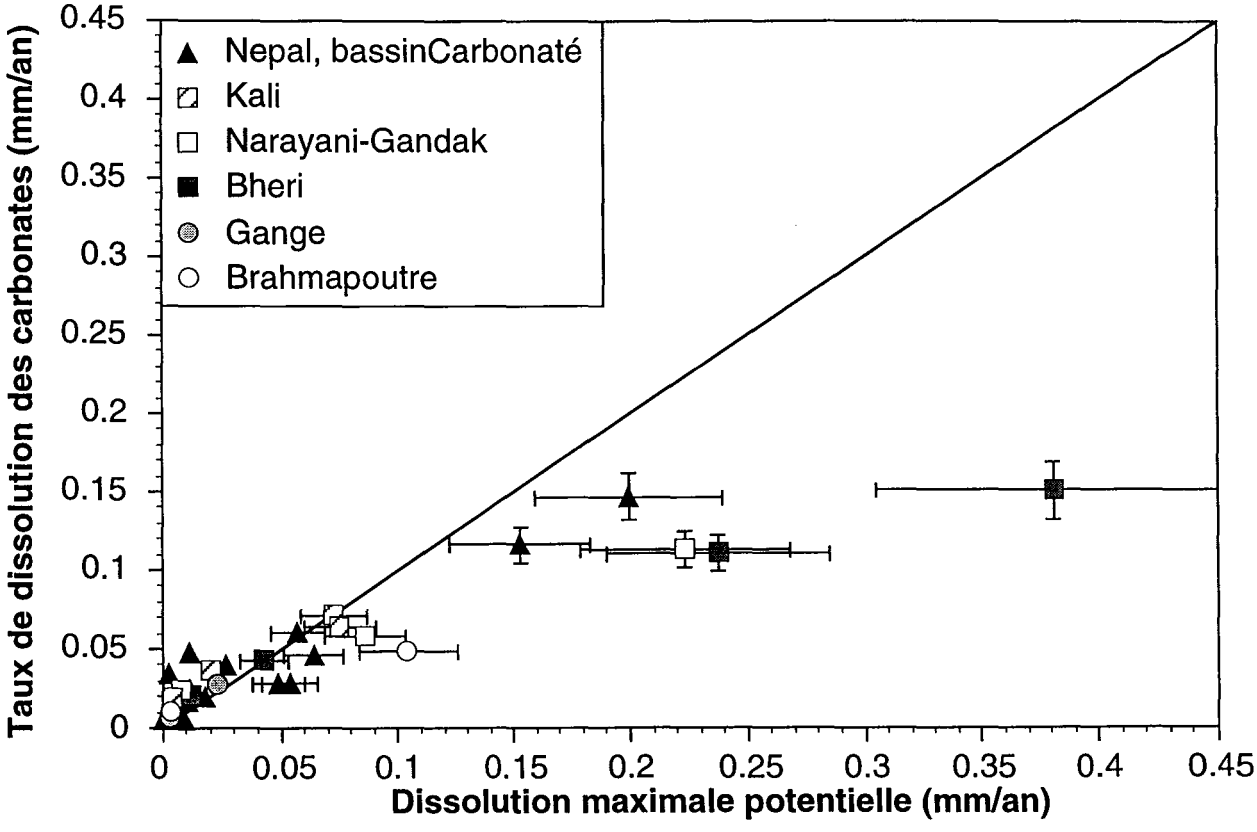


Figure IV-28 : Comparaison de la dissolution maximale potentielle des carbonates, d'après le modèle climatique de Gomberg, (1997) et les taux déterminés par la chimie et les flux des éléments dissous.

Pour les lithologies carbonatées, des taux de dénudation chimique ont été déterminés dans des régions montagneuses (e. g. Maire, 1990). Différents modèles ont essayé de rendre compte des taux d'érosion chimique des calcaires à partir de paramètres climatiques et l'utilisation des données chimiques et climatologiques disponibles sur plusieurs bassins sous des climats différents a permis l'élaboration d'un modèle synthétique, prenant en compte l'effet de la température et celui de l'écoulement

spécifique (Gombert, 1997). La température et les précipitations permettent de définir un taux de dissolution maximale potentielle. Pour comparer aux taux de dissolution des carbonates mesurés par les flux d'éléments dissous, nous avons considéré une erreur relative respectivement de 10 et 20% pour le taux mesuré et celui déterminé par le modèle. Ainsi, malgré ces marges d'incertitude importantes, seules quelques mesures correspondent au modèle (Figure IV-28).

Dans le détail, 3 caractéristiques ressortent. Premièrement, les rivières qui drainent le flanc Nord de la chaîne dissolvent plus de carbonates que les conditions climatiques ne leur permettraient. Le modèle proposé par Gombert (1997) peut ne pas s'appliquer à ces conditions extrêmes. Mais nous avons montré que cette région était fortement influencée par l'oxydation de sulfure et l'altération par l'acide sulfurique associée ainsi que par un dégazage de CO_2 métamorphique qui augmente aussi l'altération pour le bassin de la Kali Gandaki (cf. paragraphe IV-1). De plus, les conditions climatiques ne sont pas favorables à une altération importante, ce qui peut rendre prépondérant les autres processus et masquer les phénomènes purement climatiques. Il est possible que l'altération, via les processus indépendant du climat (oxydation de sulfure et CO_2 métamorphique) soit la caractéristique principale de l'altération dans cette région.

Deuxièmement, le taux de dénudation chimique des carbonates des eaux de mousson est nettement plus faible que ne le suggère les conditions climatiques même pour un bassin comme la Bheri ou la Narayani, dont la lithologie n'est pas un facteur limitant. Pourtant, nous avons vu (paragraphe IV-4-1-2) que durant cette période, ce sont majoritairement des carbonates pédogéniques, qui sont dissous. Les caractéristiques minéralogiques de tels précipités pourraient augmenter la cinétique de dissolution. De plus, c'est la saison durant laquelle 95% du transport particulaire a lieu (voir chapitre I). Ainsi, les conditions d'une altération rapide sont réunies. Le faible taux de dissolution des carbonates en regard des conditions climatique suggère que le modèle développé, pour des taux annuels, n'est pas extrapolable à des données mensuelles. Ce qui signifie que la constante de temps de la réaction d'altération (1) est supérieure au mois, y compris pour les carbonates. Durant la mousson, le ruissellement est suffisamment rapide pour ne pas atteindre la dissolution maximale des carbonates. Cette limitation du temps de réaction masque en partie l'effet des précipitations et explique pourquoi il n'est pas important tant pour les silicates que pour les carbonates en dehors des mois de juillet et d'août.

Troisièmement, en dehors de la mousson et pour le flanc sud, le modèle de Gombert (1997) peut être appliqué et montre une érosion chimique importante des carbonates, due à la plus forte précipitation et surtout aux plus faibles altitudes (et donc plus fortes températures). Ainsi, le LH subira une dénudation chimique plus importante que la partie haute de la chaîne et ce tant pour les carbonates que les silicates.

Au vue de l'effet important de la température, la plaine gangétique devrait être l'endroit où a lieu le plus d'altération. Les quelques données existantes sur la Gomti ne semblent pas aller dans ce sens et les taux de dénudations chimiques calculés pour le Gange et le Brahmapoutre à l'embouchure en tenant compte de la surface de la plaine sont largement inférieurs à ceux des rivières himalayennes (Table IV-25). En revanche, si le flux d'éléments dissous est ramené à la surface dans la chaîne pour ces 2 fleuves, des taux similaires aux rivières népalaises sont obtenus. L'altération dans la plaine peut ne pas être importante, ce qui est en contradiction avec l'apparition de minéraux pédogénétiques dans le cortège argileux (Sarin *et al.*, 1989, et chapitre V), ainsi qu'avec une dépendance forte à la température. Le flux d'éléments dissous relatif à cette altération peut ne pas passer par les rivières pour être délivré à l'océan, comme cela est suggéré par Moore, (1997).

IV-4-4) Influence de la végétation

L'action de la végétation sur les cinétiques de la réaction d'altération peut être directe, par l'émission d'acides biologiques (e. g. Berthelin, 1983) ou indirecte par l'augmentation de la teneur en carbone organique du sol et la modification des propriétés physiques du sol, en particulier la perméabilité et l'état de surface des minéraux (e. g. Berner et Berner, 1996).

L'augmentation de la cinétique globale de l'altération liée à l'attaque acide des végétaux est cependant difficile à estimer. Elle semblerait toutefois être relativement modeste, voire inexistante, sauf dans des conditions de pH assez acide (Drever, 1994 ; Viers *et al.*, 1997). Ces conditions ne correspondent pas à celle de la chaîne himalayenne.

La teneur en carbone organique des sols entraîne une respiration plus importante du sol par dégradation microbienne, ce qui augmente la pCO_2 locale. Ainsi, une végétation plus abondante en flanc sud par rapport au flanc nord de la chaîne pour une même lithologie et une même altitude tendrait à augmenter l'altération par déplacement de la réaction (1) vers la droite. Cependant, le carbone organique du sol n'est qu'indirectement fonction de la productivité biologique des végétaux supérieurs. En effet, bien que la productivité biologique varie de plus d'un facteur 100 entre les déserts froids de montagne et la forêt équatoriale, l'augmentation de la teneur en carbone du sol n'est que d'un facteur 2 entre les différents écosystèmes (voir la synthèse dans Cerling, 1997). De plus, une étude thermodynamique, réalisée entre 15 et 19°C montre clairement que la température est le facteur dominant la cinétique de la réaction d'altération, alors que la pCO_2 du sol n'a qu'une influence mineure (Gwiazda et Broecker, 1994). Pour la répartition naturelle des taux d'érosion chimique, l'influence de la végétation est difficilement discernable de l'effet de la température, car ce dernier paramètre augmente la productivité biologique.

Ainsi, sur le flanc sud de la chaîne, l'augmentation du taux d'érosion chimique avec la diminution d'altitude (Figure IV-27) correspond à une augmentation conjointe de la température et du couvert végétal. De plus, les altitudes sont suffisamment basses pour que l'augmentation de température soit très sensible (propriété de la Loi d'Arrhenius, en exponentielle). Seule une étude comparée dans les parties hautes de la chaîne permet de réduire l'influence du gradient de température. Nous ne possédons pas de bassin de haute altitude en flanc sud pour les comparer avec les bassins du Mustang. De plus, cette comparaison est certainement faussée par la présence de CO_2 métamorphique et de pyrite en flanc nord qui minimiseront l'influence de la végétation en flanc sud.

Enfin, les modifications des paramètres physiques du sol par l'action de la végétation sont difficile à prendre en compte dans une étude à grande échelle. Généralement, la présence d'un couvert végétal dense a tendance à limiter l'érosion physique des sols par ruissellement, ce qui maintient une zone d'altération importante. Nous pouvons cependant noter que la déstabilisation physique des sols par glissement de terrain doit minimiser le rôle de la végétation (e. g. Derry et France-Lanord, 1997).

IV-5) : Conclusions

Le flux d'alcalinité du Gange-Brahmapoutre représente 3.7% du flux lié à l'érosion continentale (Berner et Berner, 1996). Cette proportion est supérieure à la quantité d'eau apporté à l'océan par ce bassin (2.8% du total), ce qui avait suggéré une influence significative de l'altération des terrains himalayens sur le CO_2 atmosphérique (e. g. Raymo *et al.*, 1988). Cependant, notre analyse montre que seulement 23% de la charge cationique provient des silicates. De plus, nous avons mis en évidence une altération par l'acide sulfurique, produit par oxydation des sulfures et estimée à 70% du flux de sulfate. Enfin, du dégazage de CO_2 métamorphique participe aussi à l'altération et réduit d'autant la participation de CO_2 atmosphérique. L'ensemble de ces caractères pris en compte implique que le flux d'alcalinité lié à l'altération des silicates n'est seulement que de 2.7×10^{11} mol/an, représentant 2.3% du flux global d'alcalinité liée à l'altération continentale de silicate (Berner et Berner, 1996 ; Ludwig *et al.*, 1996). Le caractère sodique des roches himalayennes, ainsi que les processus d'altération entraînant une altération préférentielle des feldspaths implique que plus de 60% de l'alcalinité liée aux silicates est contre balancée par Na^+ et K^+. Ainsi l'altération des silicates dans le bassin du Gange et du Brahmapoutre ne peut durablement piéger du CO_2 atmosphérique que par l'intermédiaire de mécanismes d'échanges entre alcalins et alcalino-terreux au niveau des estuaires. Ces processus sont encore mal connus mais ne sont sûrement pas d'une efficacité totale (e. g. France-Lanord et Derry, 1997) et nous estimons que le flux actuel du Gange-Brahmapoutre entraîne un consommation de 6.4×10^{10} mol/an de CO_2 atmosphérique sur le long terme. En réalité, cette quantité est sous-estimée car les circulations souterraines représentent un flux significatif d'alcalinité liée à l'altération des silicates dans la plaine (ce travail et Moore, 1997). Ce flux doit être quantifiée, mais le caractère sodique de l'altération des silicates dans la plaine le rend modeste pour son effet sur le CO_2 atmosphérique. L'altération des silicates himalayens n'est pas un moyen efficace qui permet de relier le climat et la tectonique.

Le caractère singulier des teneurs et compositions isotopiques du Sr dissous dans les rivières himalayennes correspond à des caractéristiques lithologiques particulières dans la chaîne ainsi qu'à un processus singulier de dissolution-reprécipitation des carbonates dans la partie tibétaine du bassin. Dans la chaîne, environ 60% du Sr dissous provient des

carbonates marins métamorphisés des séries thétysiennes du nord de la chaîne. Le métamorphisme a légèrement augmenté le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de ces carbonates. Les compositions isotopiques des principales rivières himalayennes sont largement plus élevées (0.730 pour le flux moyen du Gange-Brahmapoutre). L'altération des silicates dans des formations très anciennes (archéennes à protérozoïques) et récemment métamorphisées joue le rôle de spike de ^{87}Sr. Nos données impliquent qu'en effet la contribution du Gange-Brahmapoutre au bilan océanique de Sr est très importante, alors que la consommation de CO_2 atmosphérique y est modeste. L'altération des volcans aériens et plus généralement des roches mantelliques peuvent être des puits importants de CO_2 atmosphérique alors que le flux associé de Sr dissous n'est pas radiogénique (Louvat et Allègre, 1997 ; Louvat et Allègre, 1998 ; Gaillardet *et al.*, in press). L'influence d'un bassin versant sur le Sr marin et le CO_2 atmosphérique n'est donc que faiblement relié à l'échelle globale. A défaut d'un meilleur budget des rivières drainant les roches mantelliques ainsi que l'altération des planchers océaniques, l'enregistrement de la composition isotopique du Sr océanique au cours des 20 derniers Ma peut être considérée un bon marqueur de l'altération de l'Himalaya (e. g. Richter *et al.*, 1992) mais pas de l'altération des silicates et encore moins de la consommation de CO_2 atmosphérique.

Le bassin du Gange-Brahmapoutre est remarquable pour la diversité des modalités de l'altération des terrains. Pourtant, certains paramètres affectent la vitesse de l'érosion chimique, et ce, sur l'ensemble du bassin. Les trois paramètres mis en évidence sont, par ordre d'importance, la lithologie, la température et les précipitations orographiques.

La présence des formations fortement carbonatées des TSS, de part et d'autre de la haute chaîne, entraîne un taux d'érosion chimique des carbonates important (de l'ordre de 4 à 5 fois celui du bassin andin de l'Amazone). Cette lithologie carbonatée se retrouve aussi dans la partie exhumée du bassin d'avant chaîne, ainsi que dans l'actuelle plaine du Gange. C'est pourquoi, l'altération dans le bassin du G-B est importante mais a toujours été décrite comme fortement marquée par les carbonates (e. g. Sarin et Krishnaswami, 1984). Les compositions isotopiques élevées du Sr dissous sont explicables par le caractère métamorphique des formations carbonatées, ainsi que l'ajout, en faible quantité, de l'altération de silicate très radiogéniques dans le LH.

La faible altération des roches à haute altitude est le résultat conjugué du contrôle cinétique de la température, ainsi que des très forts reliefs et des précipitations orographiques associées. Ainsi, le relief n'a pas le rôle, communément admis, d'amplificateur de l'érosion chimique au sein de la chaîne himalayenne. Il existe donc un effet de seuil au delà duquel les taux de « rajeunissement » des surfaces deviennent un

frein à l'altération de la roche. Cet effet conjugué de la température et du relief explique le très faible poids des formations de la HHC dans le bilan de l'érosion chimique qui se déroule dans la chaîne. Sur l'ensemble du bassin, le lien entre l'érosion physique et l'érosion chimique est plus complexe, à cause de la création d'un milieu assez finement divisé et très poreux que constitue l'ensemble du bassin d'avant chaîne. Les quelques résultats, sur les rivières des Siwaliks, sur la chimie des sédiments du bassin d'avant chaîne et sur les écoulements souterrains (e. g. Moore, 1997) suggèrent que l'altération y est importante (liée à des températures élevées) et la contribution des silicates de la HHC au bilan du Sr y est, cette fois, primordiale. Le flux et l'importance globale de cette altération dans la plaine demeurent toutefois très sous-contraints. Ce processus d'altération par circulation dans le bassin d'avant chaîne est général à l'ensemble des orogènes et leurs caractérisations et quantifications restent à faire, mais il peut avoir un effet important, tant à l'échelle globale que pour les déséquilibres des flux sur de courtes périodes comme le glaciaire-interglaciaire.

L'érosion globale est très fortement dominée par l'érosion physique des particules. En effet, seulement 1 à 2 % du silicium est transporté sous forme dissoute et le sodium, élément des silicates le plus facilement lessivable, est majoritairement transporté par la phase solide (plus de 70%). En utilisant les flux de MES comme étant la quantité totale érodée, il y a encore plus de 25% du calcium des carbonates qui est transporté sous forme particulaire jusqu'à l'océan. Le milliard de tonnes, communément admis comme étant l'érosion physique du bassin du Gange-Brahmapoutre enregistre des modifications minéralogiques, que cela soit par l'apparition de minéraux néoformés, ou par un tri lors du transport. Une étude de la chimie des particules transportées par les rivières pourrait apporter des contraintes sur les processus qui contrôlent l'érosion physique, ainsi que sa quantification. C'est l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE V : L'ÉROSION PHYSIQUE DE LA CHAÎNE HIMALAYENNE

Introduction

En utilisant les flux hydriques et des concentrations en MES du Gange présentées par Rennell en 1781, Lyell remarquait que les teneurs en MES étaient probablement trop élevées mais que la quantité totale de matériel himalayen transporté par le Gange à l'océan était d'environ 300 10^6 t/an (Lyell, 1873). Ces auteurs avaient aussi remarqué la très forte charge particulaire du Gange par rapport aux autres fleuves mondiaux, ce qui signifie une plus forte érosion dans le bassin du Gange-Brahmapoutre par rapport au reste des continents.

Si qualitativement l'importance de l'érosion physique de la chaîne himalayenne était connue dès la fin du XVIII^e siècle, la quantification en termes de taux d'érosion a longtemps été impossible à cause du manque de données fiables sur la géographie des bassins. Encore aujourd'hui, ces paramètres sont assez difficiles à obtenir (voir chapitre I), mais l'utilisation de données acquises par télémétrie spatiale (Hurtrez, 1998) nous a permis d'avoir une très bonne définition des surfaces pour l'ensemble d'un bassin himalayen : celui de la Narayani.

La deuxième difficulté dans la quantification des taux d'érosion est la mesure des flux particulaires. Une mesure régulière des flux de matières en suspensions par les méthodes ADCP (voir chapitre I), permet une relativement bonne connaissance des flux de MES. Cependant, il n'existe pas de méthode de mesure des flux de la charge de fond sur des rivières qui 1) ont un tel débit et 2) dont une partie du lit est constitué par des sédiments récents, analogues à la charge de fond. Nous proposons d'utiliser les caractéristiques granulométriques, minéralogiques et géochimiques des MES ainsi que ceux des sédiments de la charge de fond pour essayer de quantifier le rapport entre ces 2 modes de transport particulaire. Cette approche a été menée sur le Gange et le Brahmapoutre, proche de l'estuaire où les flux de MES sont connus. C'est l'objet de la première partie de ce chapitre.

Dans la deuxième partie du chapitre, nous développons une étude comparative des taux d'érosion physique à l'intérieur de la chaîne, en fonction de la répartition de facteurs climatique comme l'écoulement spécifique et de facteurs tectoniques, tels que le taux de surrection. Ces deux facteurs, étant les plus communément proposés comme les principaux agents de l'érosion (e.g. Molnar et England, 1990 ; France-Lanord *et al.*, 1993 ; Molnar *et al.*, 1993 ; Summerfield et Hulton, 1994), alors que l'influence de la lithologie et du relief sont mineures pour les taux d'érosion très élevés de la chaîne (e.g. Lavé, 1997 ; Hurtrez, 1998). Cependant, il n'existe pas de mesure de flux de MES en différents endroits d'un bassin, à l'intérieur de la chaîne, ni de quelques petits bassins, aux caractéristiques climatiques et tectoniques bien connues. Nous avons donc utilisé un traçage minéralogique et isotopique des sédiments de rivière pour proposer un taux

d'érosion relatif des 3 principales formations individualisées à l'intérieur de la chaîne (LH, HHC et TSS, voir Chapitre III). La répartition spatiale de la géologie ne suit pas exactement celle des précipitations (chapitre I et III), et les TSS se trouvent tantôt exposées à la mousson en flanc sud (c'est le cas du bassin de la Kali Gandaki, de la Seti et de la Marsyandi), tantôt seulement en flanc nord, sous climat aride comme pour la Bhuri et la Trisuli. De plus, la surrection actuelle de la chaîne est très localisée (Jackson et Bilham, 1994 ; Bilham *et al.*, 1997 ; Lavé, 1997), à la base de la haute chaîne, et là encore, ce n'est pas toujours la même formation qui y affleure dans les différents sous bassins de la Narayani. Enfin, là où des données de flux de MES sont disponibles, nous pourrons proposer un taux d'érosion physique et le comparer au taux d'érosion chimique.

V-1) : Minéralogie et granulométrie des sédiments de rivières

V-1-1) : Granulométrie des sédiments de rivière

La répartition granulométrique de certains échantillons a été obtenue par diffraction d'une source laser (e.g. Huyghe *et al.*, in press). Les répartitions observées sont presques unimodales, autour d'un diamètre médian de 100 à 500 µm. Cependant, les répartitions montrent une traîne vers les faibles granulométries et une étude dans le détail révèle une répartition plurimodale, avec 3 maxima locaux (Figure V-1). D'un point de vue théorique, nous pouvons considérer que la répartition granulométrique suit une répartition de type Gamma. Ce qui revient à dire que des évènements produisant une granulométrie, éloignée de α d'une valeur moyenne vers les granulométries plus fines ou plus grossières ont la même probabilité et que la valeur de α suit une répartition exponentielle. En d'autre terme, les deux évènements catastrophiques, l'un qui ne produirait que des fines (approximation d'un glissement de sol), et l'autre qui ne produirait que des grossiers (par exemple, un éboulement de falaise), sont équiprobables. Et plus la granulométrie de cet évènement est éloignée de la granulométrie « normale », plus cet évènement est improbable.

Cependant, pour des raisons d'échantillonnage et d'analyse, les granulométries supérieures à 880 µm ne sont pas quantifiées. De plus, notre analyse est discrète, répartie en 64 classes, pour des raisons techniques. Nous avons utilisé une répartition de Poisson qui est la distribution discrète de la fonction Gamma de notre modélisation. Enfin, le caractère très proximal de nos sédiments implique un mélange incomplet entre les différents processus concourant à la charge solide de la rivière. Nous avons considéré une somme de trois répartitions de Poisson (Figure V-2). Dans cette figure, les trois répartitions considérées ont un mode de 0.73 ; 13.2 et 207 µm. En faisant varier le plus petit mode entre 0.39 et 0.73 µm, le mode de la répartition médiane entre 13.2 et 28.4 µm et le dernier entre 152 et 280 µm, à peu près toutes les répartitions observées peuvent être reproduites, par un mélange variable de ces trois répartitions unimodales (Figure V-1). Le mode à 200 µm est dans tous les cas largement dominant, entre 75 et 95 %. Seul l'échantillon NAG 22, correspondant à de la farine glacière, possède une répartition granulométrique différente. Le mode de la répartition grossière peut rester autour de 200 µm, mais il ne représente plus que 5 %. Le mode médian devient prépondérant (60 %) et décalé vers une granulométrie plus fine (environ 5 µm). Les fractions les plus fines sont assez difficiles à quantifier, en raison notamment d'une agrégation lors de l'analyse, et certains spectres ont la partie inférieure à 0.5 µm qui est plus ou moins tronquée (bien visible sur BGP 6). Lorsque l'analyse est correcte même aux très faibles granulométries, la proportion de matériaux <0.1µm a été calculée, et elle ne représente que 0.3 à 1.8% de la fraction <2µm.

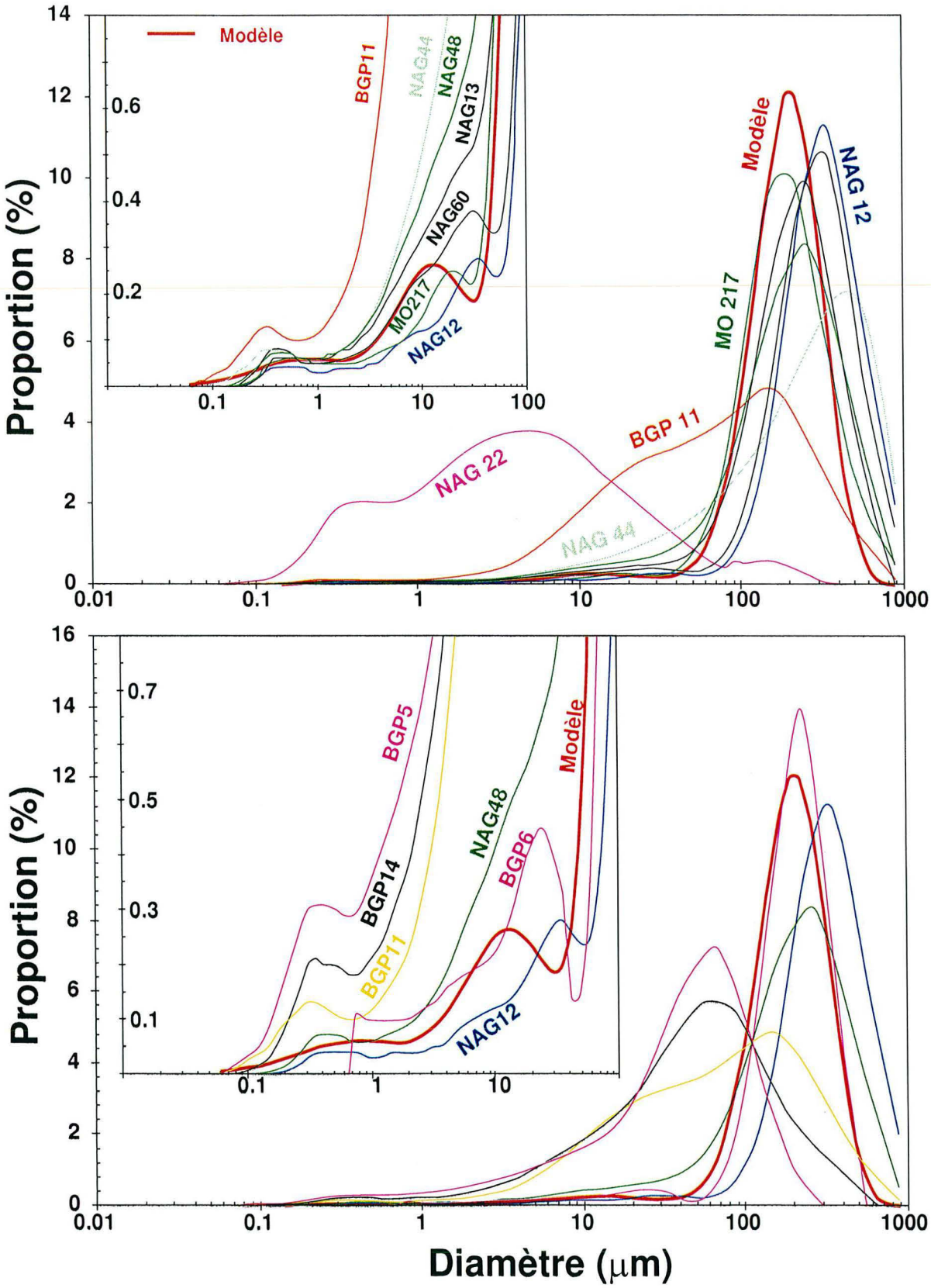


Figure V-1 : Répartition de la granulométrie des sédiments de rivières. Pour les deux graphes, la courbe rouge correspond à la distribution théorique en rouge de la figure V-2. La partie supérieure représente les échantillons de rivières himalayennes : la Bheri en noir, la Narayani en vert, la Karnali en bleu et la Tista (BGP 11). L'échantillon NAG 22 correspond à une farine glaciaire. La partie inférieure compare certaines rivières himalayennes avec le Gange (BGP 5 et 6) et le Brahmapoutre (BGP 14).

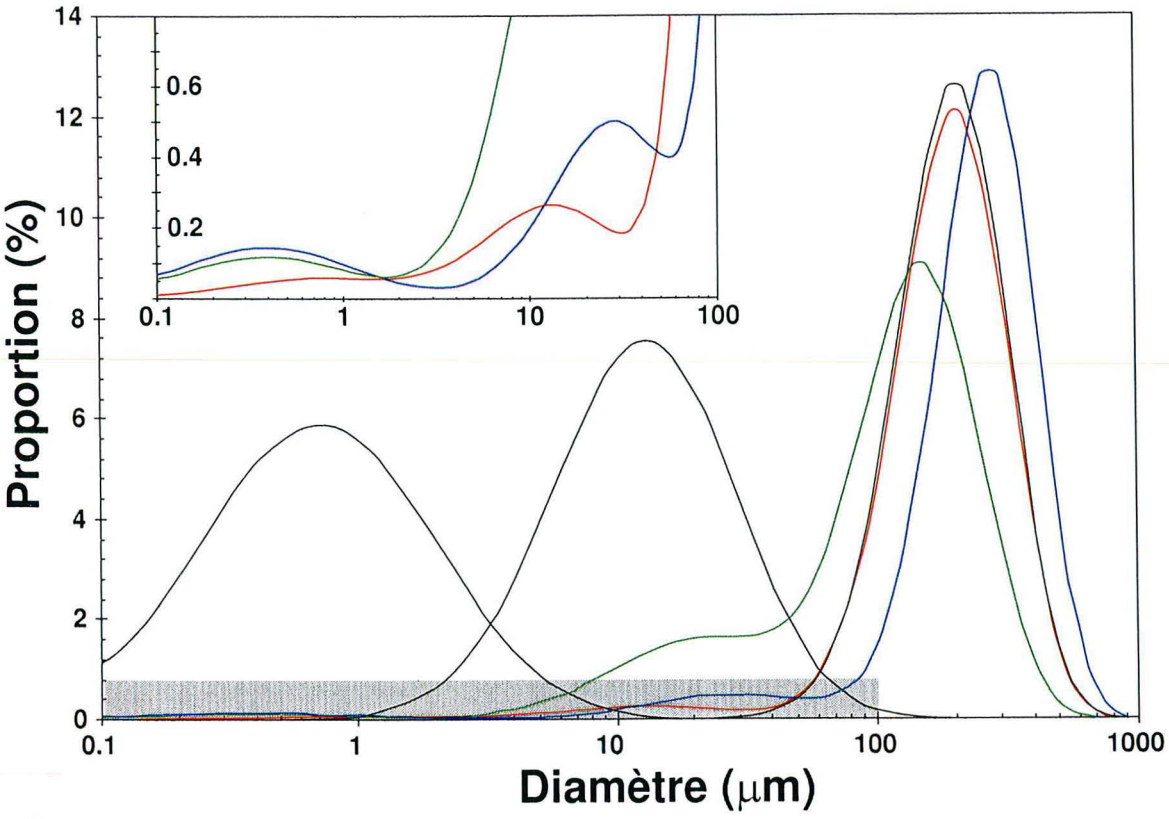


Figure V-2 : Convolution de 3 répartitions granulométriques qui suivent une loi de Poisson : la courbe rouge correspond à la somme dans les proportions de 1/3.5/95.5 des trois répartitions de Poisson en noir. Les courbes bleu et verte sont obtenues en faisant varier le mode de ces trois répartitions et les proportions de mélange. La zone grisée correspond à l'encart.

Il est difficile d'attribuer une signification physique aux trois répartitions, ainsi qu'a la valeur de leur mode. Cependant, nous savons qu'il existe trois principaux processus de formation des sédiments de rivières. Le premier est le broyage mécanique lors du transport de blocs ayant été apportés dans le lit de la rivière par gravité (éboulement). Le second correspond à la modification granulométrique entre la roche mère et le sol et qui est fonction des modalités de la pédogenèse. Enfin, l'érosion et l'abrasion glaciaire fourniront un matériau qui ne devrait pas avoir les mêmes caractéristiques granulométriques. La séparation des matériaux entre la charge de fond et les particules en suspension (MES) dans la rivière se surimpose à cet effet de mélange de différentes répartitions granulométriques. La prédominance du mode le plus grossier, autour de 200 μm peut donc résulter d'un fractionnement important entre les MES et la charge de fond ou de leur prédominance réelle rendant impossible la quantification en termes de source des répartitions granulométriques.

La table V-1 résume les différences granulométriques entre les sédiments de rivières, correspondant plus ou moins à la charge de fond, les matières en suspension pendant la mousson 98 au Népal, les horizons les plus fins de 4 sols échantillonnés au Népal entre 200 et 3000 m en flanc sud de la chaîne et le seul échantillon de farine

glaciaire disponible (NAG 22). Ces données ont été obtenues par pesées des différentes classes granulométriques, après séparation par décantation. Cette détermination est en accord avec l'analyse granulométrique par laser (Table V-1). D'après ces données, il est clair qu'un matériel produit par pédogenèse n'a pas la même répartition granulométrique qu'une farine glaciaire. De même, les MES correspondent bien à un tri à partir d'un sédiment et non à un seul type de processus de formation des particules fines (sol, glaciaire ou broyage). Ainsi, il existe des différences granulométriques entre ces trois modes de formations de particules fines. Cependant, nous ne disposons pas des spectres granulométriques pour chacun de ces modes de division de la roche lors de l'érosion. Un choix judicieux de petits bassins versant devrait permettre une analyse granulométrique de chacun des pôles (matériaux érodés par des glaciers, produits pas les éboulements et la part des minéraux pédogéniques), et déconvoluer ainsi la granulométrie des rivières importantes. Pour cela, il faudra aussi arriver à obtenir un spectre total (charge de fond + MES) qui nécessite la quantification du rapport MES/charge de fond.

Table V-1 : Granulométrie moyenne des différents type d'échantillons

Type		Sable %	Silt %	Argile %
Charge de Fond	Moyenne	86.5	12.2	1.8
	E.M.	9.8	8.8	0.8
	Minimum	39.8	0.4	0.0
	Maximum	99.5	53.5	7.7
	Nombre	15	15	32
Charge de Fond (Laser)	Moyenne	81.8	16.6	1.6
	E.M.	13.2	12.2	1.0
	Minimum	42.9	3.0	0.5
	Maximum	96.5	51.3	5.8
	Nombre	12	12	12
MES	Moyenne	20.2	65.8	14.0
	E.M.	18.5	19.4	8.7
	Minimum	4.2	52.5	8.9
	Maximum	37.5	86.9	22.0
	Nombre	5	5	5
Sol	Moyenne	53.6	29.3	17.1
	E.M.	19.4	27.9	19.7
	Minimum	44.3	18.1	3.3
	Maximum	65.6	51.6	29.4
	Nombre	4	4	4
Farine Glaciaire	(Pesée)	9.6	48.4	42.0
	(Laser)	5.7	59.0	35.3

E.M. : intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5 % pour une distribution de Student

Nous avons vu, que la chimie de la fraction silicatée des MES est différente de celle des sédiments (Chapitre IV-2). Ces différences chimiques et granulométriques sont le résultat combiné d'un tri minéralogique et de la formation de particules fines par altération incongruente des particules grossières silicatées ce qui entraîne une proportion de mélange différente entre les 3 principaux modes de formation des particules transportées par les rivières (glaciers, sol et broyage-altération in situ). Nous tacherons de quantifier ces différents modes d'apports à la charge solide des rivières par une approche combinant l'analyse minéralogique, chimique et isotopique de différentes fractions granulométriques des sédiments échantillonnés.

V-1-2) : Minéralogie des sédiments de rivière

Certains échantillons de sédiments de berge ont été observés à la binoculaire. La minéralogie des silicates est relativement stable, dominée par le quartz et les feldspaths. De la biotite a été observée dans l'ensemble des échantillons, et sa proportion modale a été estimée grâce à l'utilisation de charte visuelle. La proportion de certains minéraux reconnaissables a été obtenue par la même méthode, en normalisant à la biotite (Table V-2). Les proportions de carbonates ont été déterminées par pesée et mesure manométrique, après réaction acide, (voir Chapitre II), alors que la proportion restante a été attribuée au quartz et feldspath. Ainsi, les proportions des différents silicates sont relativement peu précises, mais sont similaires à celles qui sont obtenues sur les sédiments du Gange et du Brahmapoutre par diffractrion des rayons X après séparation par liqueur dense (Datta et Subramanian, 1994). Cette minéralogie est similaire à celle des roches sources, avec la présence de minéraux métamorphiques comme le grenat. La mise en évidence de hornblende et surtout de calcite et dolomite, y compris dans les sédiments du Gange, au Bangladesh, illustre le caractère très immature de ses sédiments, déjà observé par la composition chimique (voir Chapitre IV). La présence de 2 types de hornblende, en particulier dans les échantillons du bassin du Brahmapoutre (le Tsangpo provient du sud de Lhassa, et Nimu est une rivière drainant le Trans-himalaya), pourrait traduire l'érosion du Trans-himalaya, que cela soit en flanc nord ou bien par la contribution des rivières telles que le Dibang ou le Lohit, en flanc sud. Une telle caractéristique minéralogique du Transhimalaya reste à déterminer par comparaison avec les roches. Les hornblendes vertes des sables sont similaires aux hornblendes métamorphiques de la HHC, observées sur nos échantillons provenant de la coupe de la Kali Gandaki. En outre, les sédiments de la Kali Gandaki, en amont de cette formation n'en contiennent pas (NAG 20), alors que la hornblende est présente en aval de la HHC dans cette même rivière (NAG 42 et NAG 6). De même, les sédiments contiennent plus de carbonates lorsqu'ils correspondent à des bassins TSS ou très proche (NAG 20 et NAG 42) par rapport à des bassins drainant

exclusivement les HHC. Cette différence spatiale de la minéralogie des carbonates et des hornblendes montre qu'il y a une variation dans les proportions des différentes formations érodées. Cependant les carbonates peuvent subir une dissolution-précipitation lors de leur transport et la hornblende est un minéral accessoire, donc soumise à des processus de tri minéralogique (formation de placer). Ainsi, qualitativement, la minéralogie des sédiments indique une variation dans les proportions des différentes formations érodées.

Table V-2 : Minéralogie des sédiments de rivières

Échantillon		Ct	Dol	F. L.	Feld+ Qtz	Biot	Musc	Verm	Chl	Hbl verte	Hbl noire	Ga	Mag	Tourm
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
NAG 4	LH	0.30	0.36	<1	69	15	0.2	12.5	1.3	0		1	non	
KN 83	HHC	0.05	0.01	35	52	5	5	0.2	0	1		2	non	oui
KN 101	HHC	0.002	0.02	1	56	15	23	3.4	0.1	<1		1	oui	oui
NIMU	THB	nd	nd	5	nd	5	0	0.8	0		1	<1		oui
NÉPAL CENTRAL														
TRI1/8/93		0.87	0.38	3	79	10	1	0.9	0.4	2		2	oui	
NAG 20		32.3	2.14	20	42	<1	2	0.5	0	0		0	non	
NAG 42		27.9	2.49	10	37	12	2.5	5.7	0.6	1.5		<1	oui	oui
NAG 6		14.4	5.12	15	47	10	1	1.9	0.7	3		2	oui	oui
NAG 48		9.82	3.96	10	53	10	10	0.9	0.2	1		1	oui	
OUEST NÉPAL														
NAG 12		4.04	4.30	7	75	5	<1	2.4	0.1	1	<1	<1	oui	
NAG 13		7.13	4.93	10	64	7	1.8	3.5	0.1	<1		1	oui	
GANGE														
BGP 5		4.59	2.52	<1	34	25	25	6.2	0.2	<1		1.5	non	
BGP 6		3.03	1.51	1	75	7	7	3.5	0	<1		1	oui	
TISTA														
BGP 11		0.003	0.007	0	72	15	7.5	3.1	1.6	<1		0	oui	
BRAHMAPOUTRE														
BGP 14		0.02	0.53	1	69	10	7.5	9	0	1	1	<1	oui	
BGP 82		0.003	0.004	<1	71	10	5	9	0.1	1	2	1	oui	oui
TSANGPO		nd	nd	7	nd	5	0	2.5	0		<1	<1		oui

Les 4 premiers échantillons correspondent à des bassins ne drainant que la formation indiquée. Ct : calcite ; Dol : dolomite ; F. L. : fragments lithiques ; Feld+ Qtz : feldspath et quartz ; Biot : biotite ; Musc : muscovite ; Verm : vermiculite ; Chl : chlorite ; Hbl : hornblende ; Ga : grenat ; Mag : magnetite ; Tourm : tourmaline.

V-1-3) : Minéralogie des fractions argileuses

La minéralogie des fractions argileuses (<2 µm) décarbonatées des rivières himalayennes a fait l'objet d'une étude détaillée (Grout, 1995). Nous avons, en complément, analysé des échantillons du Népal (NAG) et ceux du Bangladesh (Table V-3 à 5). Ces dernières fractions ont été séparées au CPB de Nancy (voir Chapitre II) et montrent des traces de quartz (<5 %). Certains échantillons (NAG 4, 9 et 22) contiennent des quantités significatives de goethite (Tables V-3 à 5). Ces deux caractéristiques

mineures n'ont pas été rapportées sur les analyses de Grout (1995). Cependant, les rivières analysées par les deux laboratoires (LO 311-NAG 6 et LO 309-NAG 48) ont une composition très proche (Table V-3). Nous interprèterons donc l'ensemble des données sans faire de distinction vis-à-vis du mode d'analyse et de quantification.

Des fractions inférieures à 0.1 µm ont été extraites sur 3 échantillons (BGP 5, 6 et LO 315). Leurs spectres de diffraction correspondent à un matériel très faiblement cristallisé. La présence de matière organique adsorbée à la surface des particules peut être la cause de l'absence de cristallinité des fractions les plus fines. Ce matériau très fin pourrait aussi correspondre à une phase colloïdale condensée, de type goethite-gibbsite très mal cristallisée.

V-1-3-1) : Les argiles dans la chaîne himalayenne

Dans la chaîne (Table V-3 et 4), La caractéristique principale des argiles des sédiments de rivières est la très faible proportion de smectite alors que l'illite est majoritaire (Sari *et al.*, 1989 ; Grout, 1995). C'est aussi le cas de la phase argileuse des sols du LH et de la HHC (Bäumler et Zech, 1994 ; Gardner et Walsh, 1996). En considérant le rapport d'intensité des pics de réflexion des plans (002) et (001), l'illite correspond à des micas dominés pas la muscovite (H. Grout, communication personnelle, d'après la méthode de Esquevin, 1969). La kaolinite correspond à l'argile néoformée dominante (Table V-3 et V-4 et Gardner et Walsh, 1996), mais la vermiculite devient importante dans les sols d'altitude, associée à des interstratifiés de type illite-vermiculite (Bäumler et Zech, 1994). Des interstratifiés illite-vermiculite et chlorite-vermiculite ont été observés sur les rivières drainant de petits bassins d'altitude (échantillons HF 110 ; 125 et 130). Vu les fortes proportions d'illite-chlorite, il est assez difficile de faire une bonne quantification des vermiculites qui sont masquées par les chlorites sur les spectres à température ambiante et saturé au glycol, et par les illites sur les spectres à 500°C. Il est donc possible que les estimations faites par H. Grout surestiment un peu la chlorite au détriment de la vermiculite. Notons qu'il existe dans certaines parties du LH des sols développant des latérites (c'est le cas de MO 122), mais leur importance volumétrique est faible.

Table V-3 : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments de rivière dans le bassin de la Narayani

Échantillon	Illite	Chlorite	Smectite	Kaolinite	Interstratifié	Vermiculite	Goethite
	%	%	%	%	%	%	%
KALI GANDAKI							
LO 26	41	6	31	22			
LO 50	25		58	17			
LO 64	55		13	32			
LO 17	38	13	14	35			
LO 97	56	3	6	35			
LO 2	61	5	12	22			
LO 100	64	6	7	23			
LO 102	68	6	7	19			
LO 104	79	8		13			
NAG 44	35	45				20	
LO 311	66	14	11	9			
NAG 6	70	30	<5%	<5%			
LO 307	62	12	9	17			
SETI							
HF 110	10		18	12	60		
HF 125	33			13	54		
NAG 4	35	45		<5%	12		8
LO 313	46	14	40				
LO 303	45	10	21	24			
MARSYANDI							
NAG 22	60	10		20			10
HF 130	15			9	76		
LO 315	58	9	6	27			
TRISULI							
LO 239	76	24					
LO 259	58	8		16	18		
KN 75	76	4	8	8	4		
LO 317	58	6		18		18	
LO 305	32	21		36	11		
BURI GANDAKI							
LO 301	48	12	12	16	12		
NARAYANI							
LO 309	67	15	8	10			
NAG 48	70	15				15	

Échantillons sont classés du N au S pour chaque bassin. Les séries LO, KN et HF ont été analysées par Grout, (1995).

Enfin, au Nord du graben de la Thakkhola, en flanc nord de la chaîne (échantillons LO <100, table V-3), la minéralogie indique une altération plus importante avec 20-30 % de kaolinite et parfois une proportion de smectite importante. Au vu des analyses de sol au Tibet (Sheng-geng et Yi-xin, 1981), qui ne montrent pas de sol dont la minéralogie est dominée par la smectite, la présence de ce minéral dans la Thakkhola pourrait être liée à l'environnement particulier de ce graben. Cependant, la smectite est généralement considérée comme le minéral pédogénique dominant dans des conditions de faibles précipitations ou plus exactement de faible rapport eau/roche, qui permet d'atteindre la

saturation avant que la silice dissoute ne soit exportée du sol via l'écoulement (e.g. Mc Bride, 1994). Les conditions climatiques du Tibet (écoulement spécifique très faible pour sa partie ouest, < 20 cm/an, chapitre I) devraient donc conduire à la production de smectite (Figure V-3). La pédogenèse au Tibet et en flanc nord de la chaîne requiert manifestement une étude plus poussée. La progressive disparition des smectites dans la Kali Gandaki est en accord avec l'évolution de la minéralogie totale des sables (paragraphe V-1-2). Ainsi, d'après les sédiments de rivières, les modifications minéralogiques principales liées à l'altération en flanc sud de la chaîne sont :

Biotite ⇒ Chlorite et Vermiculite
Feldspath ⇒ Kaolinite.

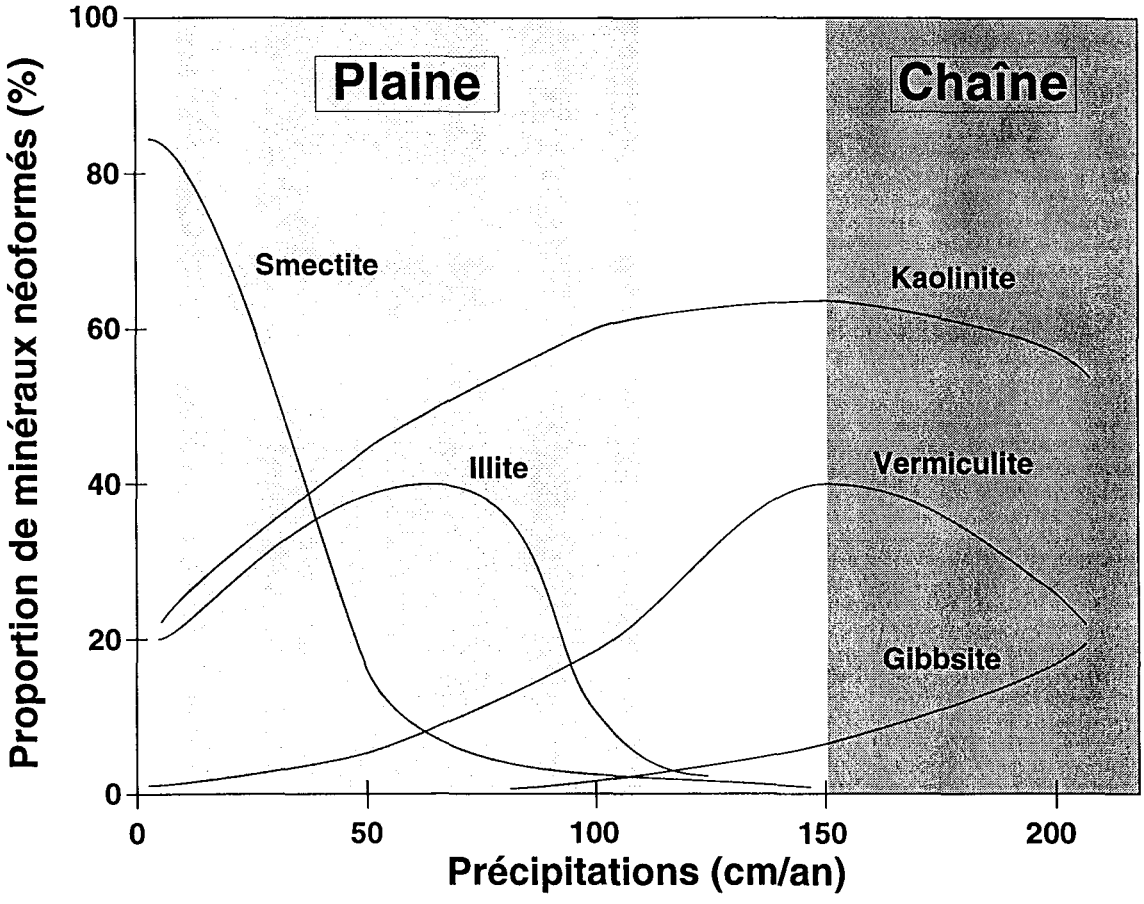


Figure V-3 : Proportion des différents minéraux néoformés dans les sols en fonction des précipitations efficaces (l'évapotranspiration est retranchée aux précipitations totales). Les domaines de la plaine et de la chaîne sont représentés d'après le chapitre I. Les sols de la chaîne présentent un lessivage plus important que ceux de la plaine, d'où la non-saturation en smectite et la saturation en gibbsite et oxydes de fer (non représentés). Adapté d'après Mc Bride, (1994).

V-1-3-2) : Les argiles des Siwaliks

Table V-4 : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments de rivière de l'Ouest Népal et des Siwaliks

Échantillon	Illite %	Chlorite %	Smectite %	Kaolinite %	Interstratifié %	Vermiculite %	Gœthite %
SARDA							
R 94-05	54	4	9	14	19		
RAPTI							
NAG 9	60	25	10	<5%			5
BHERI							
NAG 46	65	20				15	
R 94-07	72	28					
NAG 13	70	30					
NAG 60	65	35					
R 94-16	53	6	33		8		
KARNALI							
R 94-15	65	18	16				
NAG 12	55	45					
SIWALIKS							
R 94-01	39	11	28	23			
R 94-03	26	3	46	22	3		
R 94-04	60	10		22	8		
R 94-13	33	4	24	27	12		
R 94-14	40	4	11	33	12		
R 94-17	25	2	51	20	2		
R 94-18	33	5	34	25	3		

Les rivières drainant les Siwaliks possèdent une minéralogie des particules finement divisées dominée par un assemblage à smectite-kaolinite et donc différente de celle des rivière de la haute chaîne. La minéralogie de cette formation montre une forte similitude avec celle des sédiments de cône du Bengale, pour les sédiments déposés entre 7 et 1 Ma, riches en smectite-kaolinite (Bouquillon *et al.*, 1990 ; Huyghe *et al.*, in prep ; Huyghe *et al.*, in press). Sur la base minéralogique, il est donc impossible de dire si le caractère différent des rivières drainant les Siwaliks, correspond à une pédogenèse actuelle conduisant à des smectites où si ce caractère est hérité des roches physiquement érodées. Cette contribution des argiles « détritiques » des Siwaliks pourrait se retrouver, en partie, dans les rivières échantillonnées dans la plaine, telles que la Karnali, la Bheri et la Rapti (Table V-4), ou le Gandak et la Ghaghara (Sarin *et al.*, 1989).

V-1-3-3) : Les argiles dans la plaine du Gange au Bangladesh

Nos données confirment les études précédentes sur la minéralogie des argiles du Gange et du Brahmapoutre (Table V-5 et Sarin *et al.*, 1989 ; Chakrapani *et al.*, 1995).

Table V-5 : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments de rivière au Bangladesh

Échantillon	Illite	Chlorite	Smectite	Kaolinite	Interstratifié	Vermiculite	Goethite
	%	%	%	%	%	%	%
GANGE							
BGP 5	50	30	20				
BGP 6	20	20	60				
TISTA							
BGP 11	65	35					
BRAHMAPOUTRE							
BGP 14	70	30					
BGP 82	60	40					
Upper Meghna							
BGP 36	25	25	50				
Lower Meghna							
BGP 34	40	40	20				

Dans les rivières purement himalayennes (Narayani-Gandak et Karnali-Ghaghara), la proportion de smectite augmente un peu dans la plaine pour atteindre 20 % (Table V-3 et 4 et Sarin *et al.*, 1989). Les sols qui se développent sur du matériel himalayen, mais dans la plaine, contiennent des smectites (Mohindra *et al.*, 1992). La pédogenèse dans la plaine conduit donc plutôt à de la smectite. Ainsi, l'érosion de la plaine, documentée par une rivière comme la Gomti (Kumar et Singh, 1978 ; Sarin *et al.*, 1989), apporte des matériaux finement divisés plus riches en smectites que les rivières himalayennes. Le bassin du Gange-Brahmapoutre vérifie donc la répartition des minéraux néoformés en fonction des précipitations (Figure V-3).

Le Brahmapoutre a une fraction argileuse très similaire à celle d'une rivière himalayenne, alors que les sédiments du Gange contiennent 20 à 60 % de smectite dans la phase argileuse (Table V-5 et Sarin *et al.*, 1989 ; Chakrapani *et al.*, 1995). Ces auteurs ont interprété la teneur élevée en smectite dans le Gange par rapport au Brahmapoutre comme un mélange entre un apport himalayen partiellement modifié dans la plaine, relativement pauvre en smectite (20 %) et un apport des affluents de la rive droite drainant les Traps du Deccan et riche en smectite (>85 %). La proportion entre la smectite produite dans la plaine, phénomène observée dans les sols, et celle produite par altération des basaltes du sud du bassin n'est pas connue. Le traçage géochimique nous permettra de différentier l'apport des smectites provenant d'une pédogenèse dans la plaine du matériel himalayen par rapport à des smectites produites par altération des traps. La faible proportion de smectite dans le Brahmapoutre peut s'expliquer par deux facteurs : 1) la diminution du temps de résidence des particules dans la plaine du Brahmapoutre du fait de la faible surface de la plaine et de son plus fort écoulement spécifique, et 2) des précipitations plus importantes dans le bassin du Brahmapoutre, qui favorise la vermiculite et kaolinite au détriment de la smectite (e.g. Mc Bride, 1994). Il est donc assez difficile de définir, sur la base minéralogique, la raison de la faible teneur en smectite des argiles du Brahmapoutre,

qui peut-être soit un transport plus rapide qui limite la pédogenèse ou un effet climatique que favorise la kaolinite-vermiculite.

V-2) : Contrôle minéralogique de la chimie des sédiments de rivières

Notre étude granulométrique des MES n'est pas suffisante pour arriver à définir les tris minéralogiques qui font passer d'une roche broyée mécaniquement, à laquelle est ajoutée les matériaux constituant le sol et la farine glaciaire, à un sédiment de rivière et des MES. Nous proposons de documenter ces processus de fractionnement en utilisant la composition chimique des fractions argileuses des sédiments. Sachant que la proportion d'argile est faible (toujours inférieur à 10 % et de 2 % en moyenne), la minéralogie des sédiments est assez stable, et dominée par le quartz, les feldspaths, les carbonates et les micas. Nous allons donc vérifier pour les sédiments et les fractions argileuses si leurs compositions chimiques peuvent correspondre à un mélange des principaux minéraux, hormis le quartz (Figure V-4).

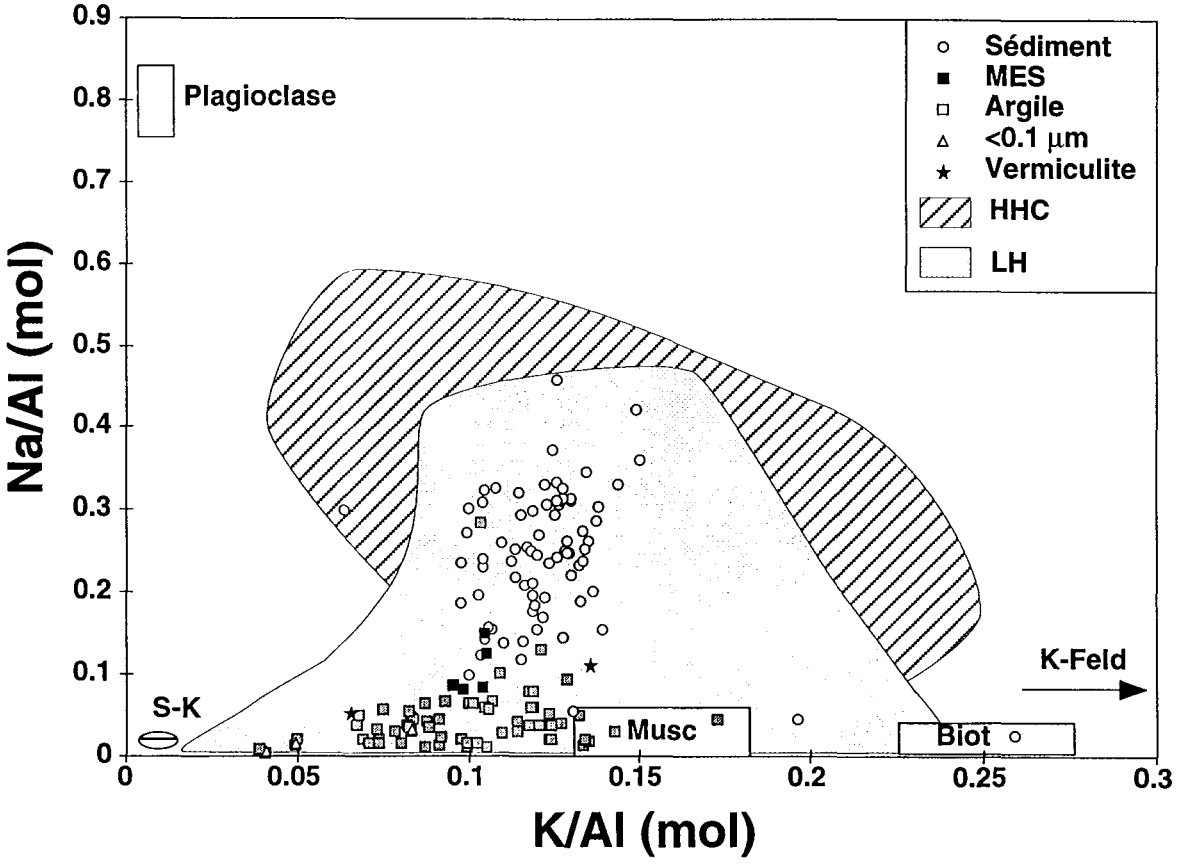


Figure V-4 : Variation de la proportion de K et Na normalisées à l'Al pour les silicates des sédiments de rivières, la fraction argileuse de ces sédiments et les MES. Comparaison avec les compositions des principaux minéraux : plagioclase et feldspath potassique d'après Brouand, 1989) ; Muscovite et Biotite d'après Brouand, (1989) ; France-Lanord, (1987) et S-K (smectite-kaolonite) d'après Deer *et al.*, (1992) ; les vermiculites proviennent du Leg 116 (Galy, 1992). Les zones hachurées et grisés correspondent aux silicates de la HHC et du LH.

Table V-6 : Composition chimique moyenne de la fraction silicatée des sédiments, de celle des MES et de la fraction argileuse.

Élément	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O5	Pf
<0.1 µm											
Moyenne	41.1	24.6	12.1	0.07	2.51	0.08	0.24	2.73	0.47	0.36	15.7
Écart type	5.23	3.61	3.20	0.04	0.40	0.05	0.25	1.47	0.21	0.22	4.29
Minimum	35.1	21.7	8.56	0.02	2.14	0.03	0.04	1.64	0.30	0.21	11.9
Maximum	44.9	28.6	14.8	0.09	2.93	0.13	0.52	4.41	0.70	0.62	20.4
<2 µm											
Moyenne	43.8	21.8	10.9	0.08	2.80	0.58	0.54	4.04	1.01	0.35	13.8
Écart type	4.37	3.08	2.43	0.07	0.89	0.49	0.35	1.03	0.28	0.19	5.54
Minimum	30.5	9.03	2.61	0.00	1.10	0.00	0.12	1.73	0.58	0.00	7.57
Maximum	52.1	29.3	17.2	0.35	4.30	3.14	1.59	6.43	1.85	0.96	34.4
MES											
Moyenne	57.3	18.3	7.54	0.10	2.96	1.62	1.15	3.43	0.82	0.16	6.63
Écart type	2.57	1.02	0.52	0.01	0.17	0.23	0.29	0.16	0.02	0.01	2.30
Minimum	54.0	16.9	6.83	0.09	2.79	1.37	0.90	3.25	0.79	0.15	4.54
Maximum	60.9	19.7	8.16	0.11	3.23	1.92	1.53	3.58	0.83	0.17	9.97
Sédiment											
Moyenne	75.7	11.4	4.21	0.06	1.26	1.26	1.65	2.54	0.55	0.16	1.23
Écart type	5.84	2.94	1.45	0.04	0.48	0.72	0.59	0.70	0.21	0.08	1.29
Minimum	57.7	5.39	1.26	0.01	0.24	0.00	0.17	1.04	0.17	0.04	-0.86
Maximum	85.7	20.5	8.23	0.19	2.42	4.38	3.79	4.96	1.24	0.46	5.43

Pour la fraction silicatée des sédiments, un mélange entre les feldspaths et les micas permet de retrouver la chimie des sédiments (Figure V-4). Nous avions déjà noté le caractère ubiquiste de la minéralogie des silicates des sédiments, et la chimie des éléments majeurs n'apporte pas plus d'information pour faire un distingo entre les principales formations himalayennes. Ces analyses indiquent que les fractions argileuses ne peuvent pas correspondre à un mélange de feldspath et de micas et impliquent la présence de minéraux secondaires de type smectite-kaolinite. La chimie de la fraction argileuse est contrôlée par la proportion d'illite et smectite-kaolinite. Les illites sont dominées par le pôle muscovite ce qui implique que la composition chimique des fractions argileuses ne peut pas résulter d'un mélange smectite-kaolinite et biotite. La faible proportion de minéraux secondaires déterminée par la diffraction des rayons X est donc confirmée par la composition chimique. Les MES ont une composition intermédiaire entre celle des sédiments et celle des argiles, mais elles peuvent aussi correspondre à des compositions de roche source. Elles semblent néanmoins enrichies en minéraux argileux et pas seulement en phyllosilicates primaires de type micas mais aussi en minéraux secondaires de type smectite-kaolinite.

V-2-1) : La chimie des fractions argileuses

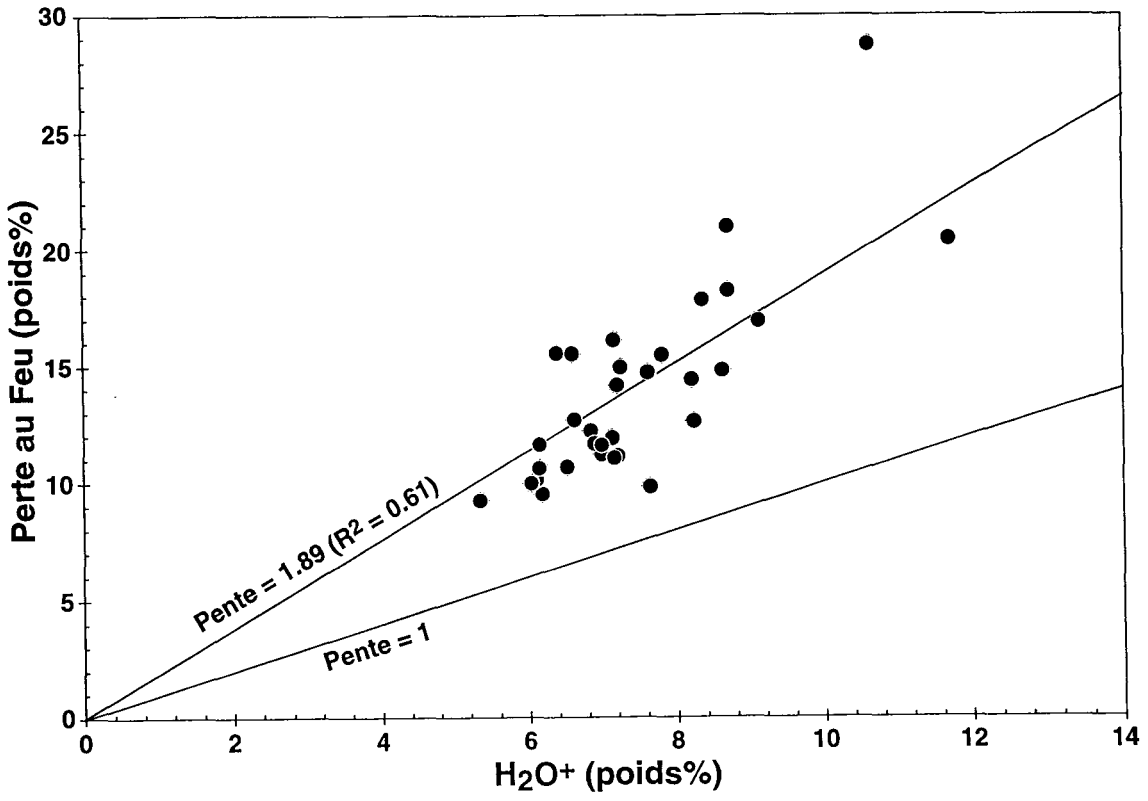


Figure V-5 : Perte au feu en fonction de la teneur en H_2O^+. La perte au feu est effectuée sur de matériel préalablement étuvé à 110°C, alors que la teneur en H_2O^+ est mesurée sur du matériel traité par un plasma froid d'O_2 et déshydraté à 120°C sous vide.

Les teneurs en perte au feu sont très élevées (Table V-6) et ne correspondent pas à la mesure en H_2O^+ lors de l'analyse des compositions isotopique de l'hydrogène (voir Chapitre II et Figure V-5). Cette différence provient soit d'une déshydratation partielle liée aux traitements préalables aux extractions sous vide, soit à une très forte hydratation des minéraux et une incomplète élimination de l'H_2O^- avant mesure de la perte au feu. Ces deux analyses ne correspondent en effet pas tout à fait au même matériau, étant donné que les extractions d'H_2O^+ sont réalisées après élimination de la matière organique, sous plasma froid d'O_2 puis chauffage à 120°C sous vide. La teneur en matière organique n'a pas été déterminée, mais ne permet pas d'expliquer la totalité de la différence trouvée. Le chauffage sous vide à 120°C ne déshydrate pas les argiles, y compris les smectites. L'utilisation du plasma froid, en revanche excite toute molécule faiblement liée à l'argile. C'est le cas de l'eau, et il est clair que le passage dans le four à induction entraîne une perte d'eau. Cependant, cela n'affecte pas l'eau structurale des argiles. En effet, un mélange composite d'illite, kaolinite, smectite et matière organique a été traité par plasma froid d'O_2 et la teneur en H_2O^+ déterminée par extraction est égale à la valeur théorique du

mélange (Taieb, 1990). Ainsi, les fortes pertes au feu résultent de la présence de matière organique, et surtout d'une élimination incomplète des H_2O^-. La corrélation entre H_2O^+ et la perte au feu (Figure V-5), implique que plus la fraction argileuse est composée de minéraux hydratés, plus elle adsorbe de l'eau.

La caractéristique principale des fractions argileuses est une très forte hydratation. La corrélation entre le rapport massique K_2O/Al_2O_3 et la teneur en H_2O^+ est généralement observée pour les cortèges argileux (Figure V-6). Les relations de mélange impliquent des teneurs en smectite+kaolinite plus élevées d'environ 20% que celles obtenues par diffraction des RX, sauf pour les cortèges argileux dominés par la smectite (échantillon BGP 6 et LO 50). Les teneurs en eau et potassium de ces échantillons ne peuvent pas êtres expliquées par un mélange (Figure V-6), et indiquent une perte d'H_2O^+ ou de K_2O ou un gain d'aluminium (soit des smectites à fort taux de substitution Al^{IV}-Si^{IV}, soit la présence de gibbsite). Les échantillons les plus hydratés correspondent à des échantillons dominés par les interstratifiés et à la fraction <0.1 µm pour le Brahmapoutre. Les fractions très fines ont une chimie qui est appauvrie en Si et enrichie en Fe et Al par rapport à la fraction argileuse (Table V-6). Cette différence pourrait laisser penser à la présence de goethite et gibbsite dans la phase la plus fine, bien que sa chimie puisse être celle d'un mélange de minéraux argileux tels que la nontronite et la vermiculite (d'après la chimie de ces minéraux,. Deer *et al.*, 1992).

Cette relation de mélange ne s'appuie, en fait, que sur deux rapports d'éléments interfoliaires (l'eau et le potassium) par rapport à un élément du feuillet silicaté, l'aluminium. La présence d'interstratifiés illite-vermiculite ainsi que de vermiculite indique une altération des micas par diffusion d'eau entre les feuillets. Ce qui entraîne une expansion des feuillets (passage de 10 à 14 Å) et un lessivage des cations interfoliaires, principalement le potassium. La cinétique de ce mécanisme a été quantifiée pour la biotite à 25°C, et le départ de K est de l'ordre de 5000 fois plus rapide que le lessivage des éléments du feuillet par rupture des liaisons des tétraèdres et octaèdres (Malmström et Banwart, 1997). Il est donc normal de trouver un taux d'échange supérieur des interfoliaires (proportions déduites à partir des teneurs en H_2O et K_2O) par rapport à une proportion de feuillets secondaires (proportion de smectite+kaolinite). Il est nécessaire de comparer des rapports seulement fixés par les feuillets, en utilisant Si, Al et Fe, pour déterminer si la chimie de la fraction argileuse est dominée par une information minéralogique (Figure V-7).

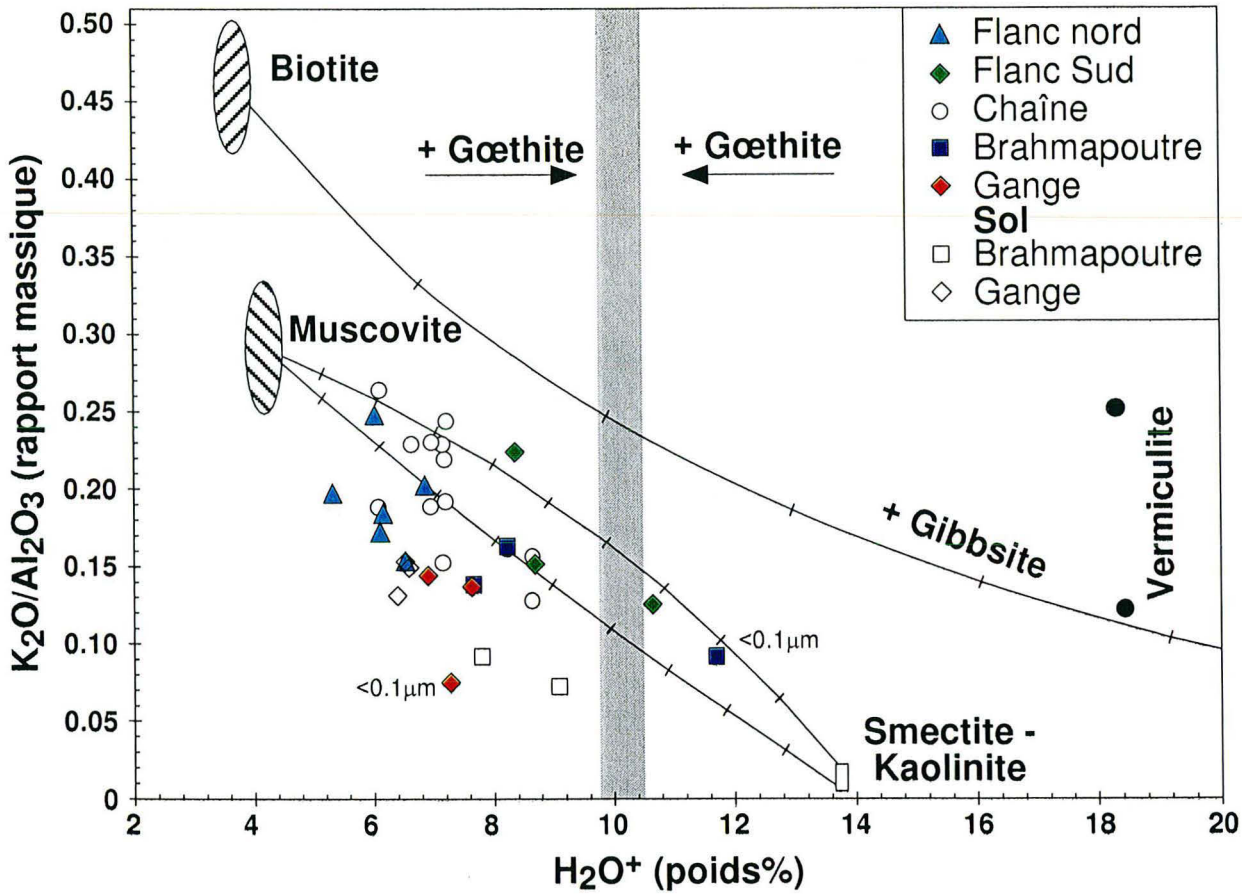


Figure V-6 : Variation du rapport K_2O/Al_2O_3 en fonction de la teneur en H_2O^+ des fractions argileuses et comparaison avec la composition des principaux minéraux argileux. Les données sur les biotites et les muscovites sont d'après France-Lanord, (1987) ; Guillot, (1993), voir chapitre III. Les vermiculites proviennent du Leg 116 et sont mesurées à la sonde électronique. Leur teneur en eau est estimée par différence (Galy, 1992). Les pôles smectite et kaolinite sont d'après Deer *et al.*, (1992), et ont permis le calcul des relations de mélange, graduées de 10 en 10%. Les pôles gibbsite et goethite sont respectivement $Al(OH)_3$ et FeO(OH) pur.

Les compositions en Fe, Al et Si des fractions argileuses sont compatibles avec un mélange des différentes minéralogies déterminées par RX (Figure V-7). Les fractions les plus fines (<0.1 µm) ont des rapports Fe/Al similaires à ceux de la fraction <2µm, alors que le rapport Si/Al est plus bas. Cette différence peut indiquer la présence, pour les fractions les plus fines, de goethite et gibbsite dans des proportions identiques au rapport Fe/Al des fractions <2µm, ou plus probablement une solubilisation du silicium, par rapport aux éléments insolubles, ce qui souligne le caractère partiellement colloïdal de cette fraction granulométrique ainsi que la presence de quartz dans la fraction <2µm. Une

smectite ayant une taille inférieure à 0.1 µm possède nécessairement moins de 7 feuillets et la limite entre un minéral argileux et un gel colloïdal est dans ce cas là très ténue.

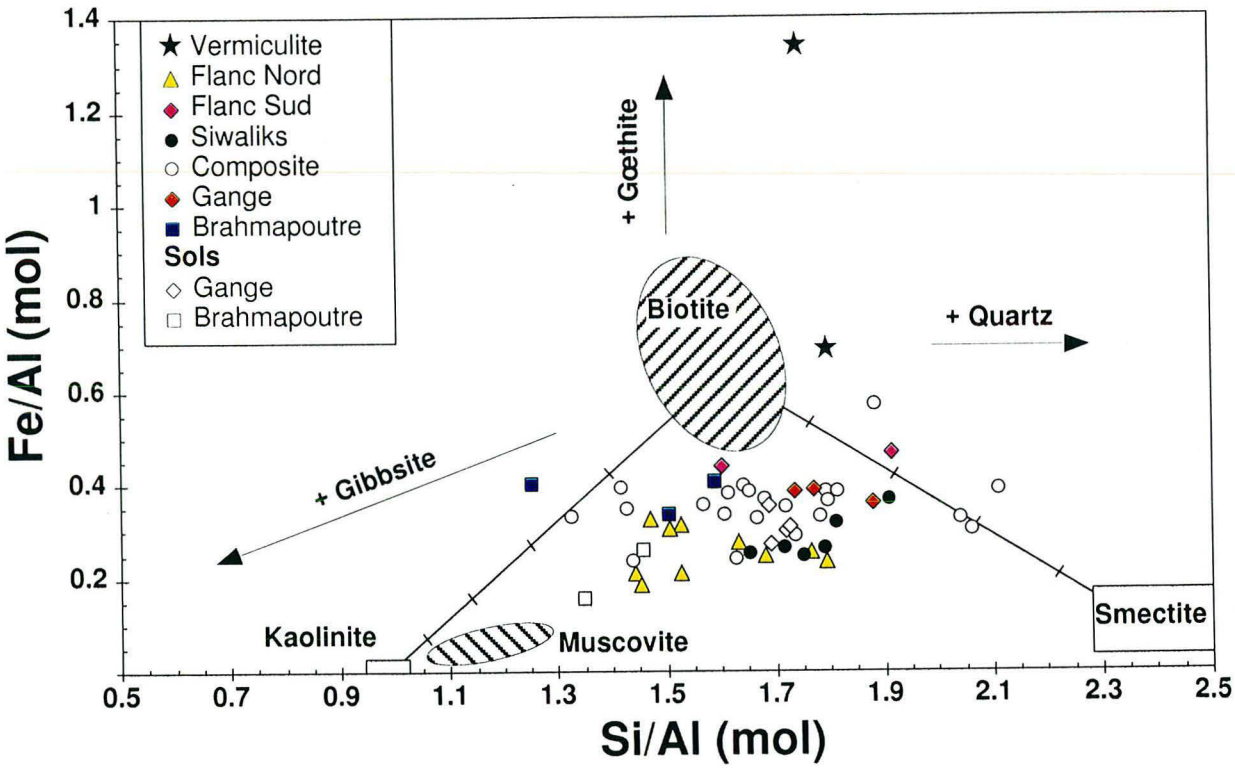


Figure V-7 : Variation du rapport molaire Fe/Al en fonction de Si/Al pour les fractions argileuses et comparaison avec les principaux minéraux argileux, voir la Figure V-6 pour la définition des pôles minéralogiques. La fraction argileuse de l'échantillon HF 130 a un rapport molaire de Si/Al de 4.14 pour un rapport de Fe/Al de 0.69, et n'est pas sur le graphe. Ce rapport est incompatible avec une smectite même sans substitution Si^{IV}-Al^{IV} et implique la présence de quartz dans la fraction argileuse. C'est plus ou moins le cas pour l'ensemble des échantillons, d'après les spectres RX.

Les rapports Fe/Al les plus élevés (0.44 à 0.69) correspondent aux cortèges argileux du flanc sud de la chaîne à haute altitude et dominés par des interstratifiés à vermiculite, alors que les autres cortèges argileux ont des rapports compris entre 0.16 et 0.57 (Figure V-7). La chimie du pôle smectite est inconnu pour le bassin du Gange-Brahmapoutre, alors que les smectites ferrifères et magnésiennes des traps du Deccan ont un rapport Fe/Al de 0.86 (Salil *et al.*, 1997). Les échantillons dominés par la smectite, d'après les données RX, ont un rapport Fe/Al nettement plus bas, compris entre 0.25 et 0.54, que ces argiles soient échantillonnées dans la plaine (BGP6), dans les Siwaliks (R94-03 et 17) où en flanc nord (LO50). Cette constance du rapport Fe/Al entre les rares smectites de la chaîne et celles du Gange à l'estuaire implique une contribution mineure des smectites du Deccan, contrairement aux interprétations précédentes (Sarin *et al.*,

1989). L'augmentation de la teneur en smectite des cortèges argileux dans la plaine du Gange n'est pas lié à un apport par les affluents de la rive droite, mais résulte de la contribution des bassins drainant les Siwaliks, ainsi que de la pédogenèse dans la plaine.

Le rapport Si/Al peut être très variable, mais reste généralement dans la gamme de variation attendue à partir d'un mélange minéralogique des principaux minéraux (biotite, muscovite, kaolinite, smectite et vermiculite). Cependant certains échantillons sont difficilement explicable par ces seuls minéraux. C'est le cas de BGP 14 <0.1µm (le Brahmapoutre pendant la mousson) qui implique une perte de silicium, mais aussi de KN75, TRI 15/7, R94-05, 07 et 11 et surtout de HF 130 qui ont des rapports Si/Al qui impliquent une smectite ayant des taux de substitution Si^{IV}-Al^{IV} supérieurs à 25% voire impossible pour HF 130 (Figure V-7). La composition des smectites produites dans la chaîne ou dans la plaine n'est pas connue, et la présence de quartz dans la fraction granulométrique < 2 µm influence clairement le rapport Si/Al, alors que la fraction <0.1 µm est trop fine pour ne pas avoir une chimie notablement influencée par la présence de phases non cristallisées. Ainsi, les analyses des échantillons dominés par les minéraux secondaires ne sont pas directement extrapolables pour la détermination des compositions chimiques de la smectite. Une analyse de fraction granulométrique intermédiaire entre 2 et 0.1 µm reste à faire, ainsi qu'une caractérisation par des méthodes in-situ. La chimie des fractions argileuses est dominée par la composition des illites qui ont subi une hydratation importante et est influencée par la présence de minéraux non argileux tels que le quartz et les oxydes pour certaines. Un calcul de proportion modale est donc assez difficile à entreprendre, d'autant plus que le pôle smectite n'est pas connu. La faible proportion de la fraction argileuse dans les MES (14% en moyenne, Table V-1), ainsi que le caractère dominant des minéraux hérités de la roche par broyage (illite) dans la fraction argileuse implique que les différences minéralogiques et granulométriques entre les sédiments et les MES n'entraînent pas un degré d'altération plus important des MES. L'ajout de micas à la HHC, aboutit à une composition chimique appauvrie en Na par rapport à la composition initiale de la HHC. Ce fractionnement minéralogique et granulométrique entre les sédiments et les MES explique les différences des flux de Na dissous trouvés en utilisant la chimie des MES (Chapitre IV).

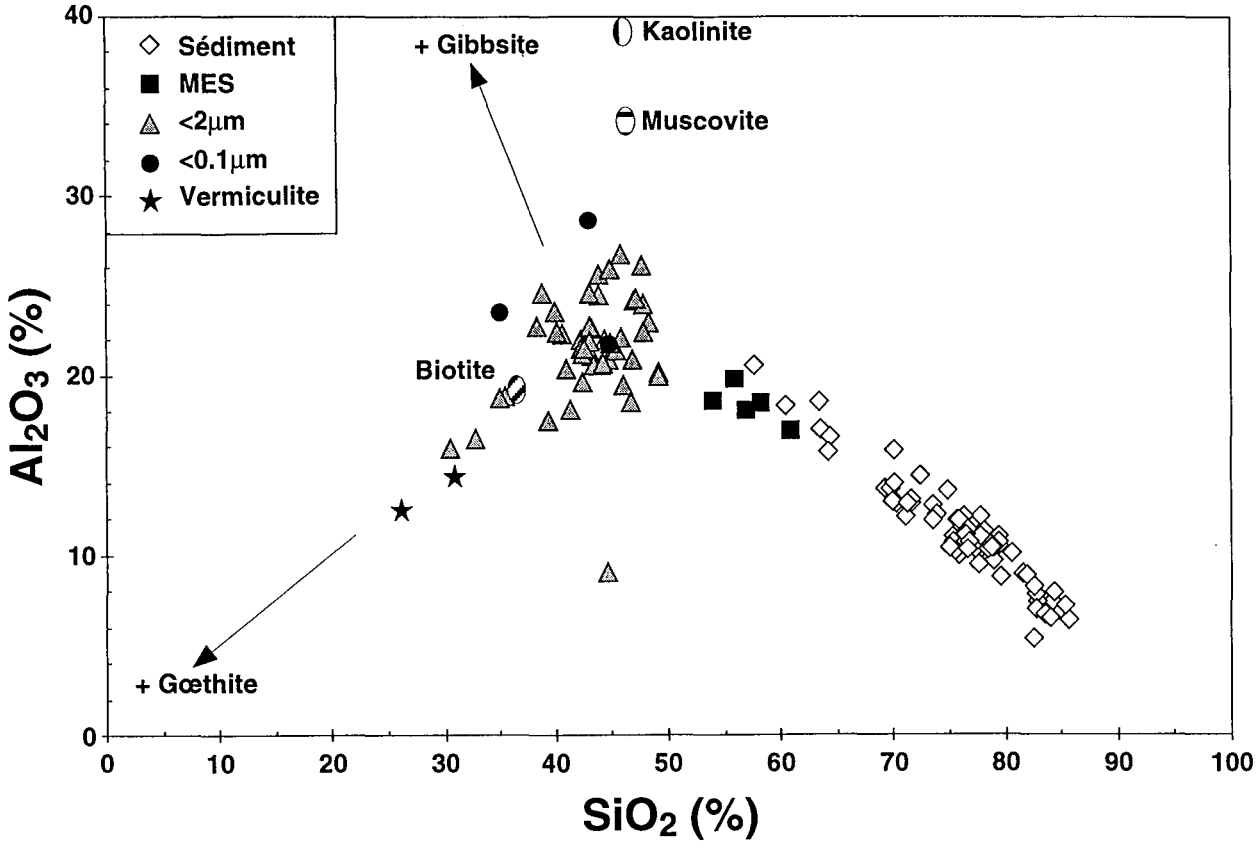


Figure V-8 : Variation de la teneur en Al_2O_3 en fonction de la teneur en SiO_2 pour la fraction silicatée des sédiments, celle des MES et les fractions granulométriques <2µm et <0.1µm. La composition de certains minéraux est rappelée.

V-2-2) : Contrôle minéralogique du fractionnement chimique entre MES et sédiment

Les MES ont une granulométrie plus fine que les sables de rivières, associée à une chimie des silicates assez différente : les MES sont enrichies en Al par rapport aux sédiments (Table V-6 et Chapitre IV). Nous avons vu que la minéralogie des sédiments de rivière ainsi que celle des fractions argileuses est clairement exprimée par leur composition chimique. Par analogie, la plus forte teneur en aluminium des MES indique une proportion plus élevée de phyllosilicates que dans les sédiments, ce qui résulte d'un fractionnement minéralogique entre la charge de fond et les MES et documente la dynamique du transport. En considérant les minéraux majeurs des formations himalayennes, les phyllosilicates sont plus alumineux que les feldspaths et le quartz et ont des propriétés morphologiques qui leur permettent un meilleur transport en suspension. Cependant, la diminution de granulométrie implique aussi une augmentation de minéraux argileux néoformés (Figure V-4). Ainsi, la chimie des MES correspond à un mélange entre des sédiments de rivières et la phase argileuse de ces sables (Figure V-8). L'anti-

corrélation entre la teneur en silicium et en aluminium peut toutefois s'interpréter comme un effet de dilution par du quartz.

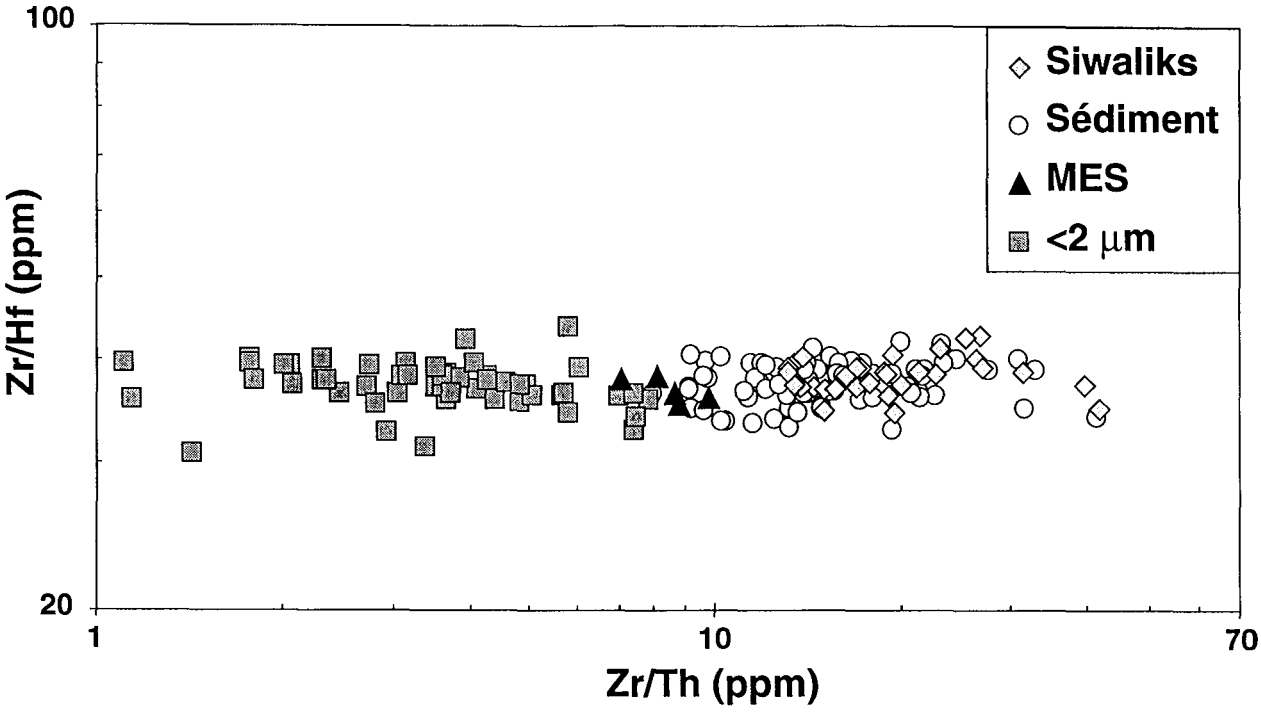


Figure V-9 : variation du rapport Zr/Hf en fonction du rapport Zr/Th pour les différentes fractions granulométriques.

Cependant, le tri minéralogique entre sable, argile et MES se retrouve aussi sur la composition des éléments en trace. En effet, l'ensemble de ces fractions granulométriques ont des rapports Zr/Hf (poids %) constant autour de 37.3, entre 30.9 et 43.5, alors que le rapport Zr/Th varie de plus d'un ordre de grandeur entre 1.1 et 43.5 (Figure V-9). Le rapport Zr/Hf est contrôlé par la composition des zircons (e.g. Dupré *et al.*, 1996), alors que celui Zr/Th dépend de la proportion relative de zircon et de phosphates (monazite, apatite), qui sont les principaux minéraux porteur du thorium. Les plus faibles rapports Zr/Th dans les MES par rapport aux sédiments indiquent un transport préférentiel des zircons dans la charge fond. Ces deux éléments étant immobile lors de l'altération, les plus forts rapports Zr/Th dans les sédiments des Siwaliks indiquent un caractère très proximal de ces sédiments et une granulométrie moyenne plus importante par rapport à nos échantillons de sédiments de rivières (Figure V-9).

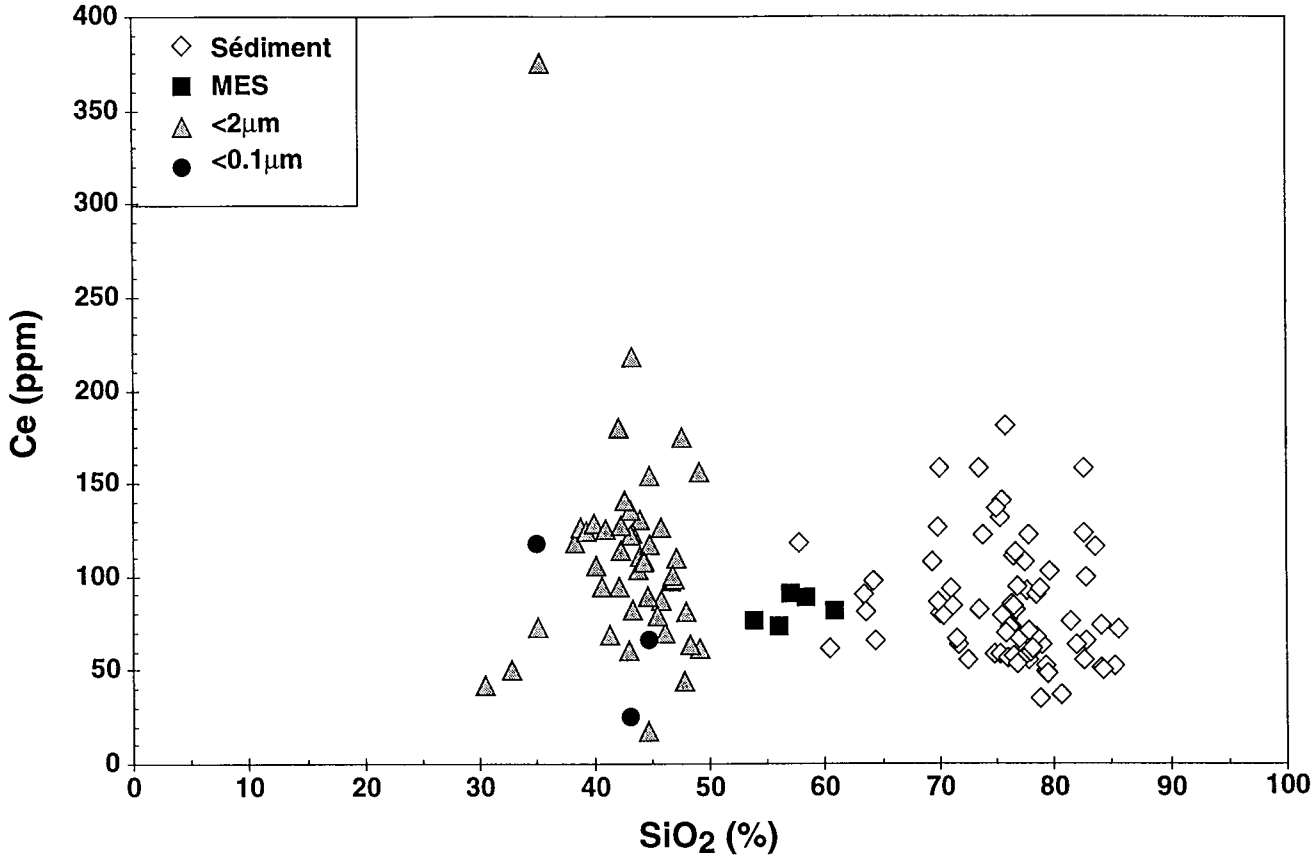


Figure V-10 : Teneur en Ce en fonction de la teneur en SiO_2. La teneur en SiO_2 est celle des silicates, alors que la teneur en Ce est obtenue sur le sédiment total. La variation de la teneur en Ce pour une composition en SiO_2 donnée est de plus de 100%, ce qui ne peut pas résulter d'un quelconque effet de dilution sur le Ce par les carbonates.

Le fractionnement minéralogique des zircons entre la charge de fond et les MES est un processus déjà décrit pour les sédiments du Congo alors que la chimie des éléments majeurs est contrôlée par la plus ou moins grande proportion de quartz (Dupré *et al.*, 1996). La dilution par du quartz entraîne en effet une diminution de l'ensemble des autres éléments, que ce soit les majeurs mais aussi les traces. Les terres rares, sont des éléments portés par la majorité des minéraux silicatés sauf le quartz (feldspaths et micas) avec des teneurs à peu près semblables pour les formations himalayennes (e.g. Galy *et al.*, 1996). Pour les sédiments des rivières, nous n'avons pas observé d'anti-corrélation avec la teneur en SiO_2 (Figure V-10). L'absence de corrélation est valable avec n'importe quelle terre rare. Ce qui signifie bien que la relation entre la teneur en Al et en Si n'est pas contrôlée que par une augmentation de la teneur en quartz dans le sable, mais aussi par une augmentation de la teneur en phyllite par rapport aux feldspaths dans les MES.

V-3) : Quantification des flux globaux de particules transportés

Le fractionnement minéralogique entre la charge de fond et les MES peut être utilisé pour quantifier la proportion de matériau transporté sous forme de MES par rapport à l'ensemble du matériau érodé. Cette approche suppose : (1) qu'il n'y ait pas de galet dans la charge de fond ; (2) que la composition chimique de la source soit connue ; (3) que la composition chimiques des MES et de la charge de fond soient connues ; (4) que le flux chimique soit négligeable et (5) que la composition chimique des MES et de la charge de fond soient différentes.

(1) : Les rivières qui débouchent dans la plaine, telles que la Narayani, la Bheri, la Karnali ou la Tista ne contiennent plus de galets hormis ceux provenant de l'érosion des Siwaliks toutes proches. Cette caractéristique est d'autant plus valable pour le Gange et le Brahmapoutre au Bangladesh (e.g. Rennell, 1781).

(2) : La chimie de la HHC et du LH ont été déterminées à partir d'analyses de roches représentatives (cf. Chapitre III) et la composition isotopique des sédiments et MES impliquent que la HHC représente une proportion importante de la charge (cf. Paragraphe V-4-1). En revanche, les TSS sont mal connues, mais probablement assez proches de la HHC.

(3) : Notre échantillonnage de MES est limité, mais il a été effectué durant la mousson et correspond à la moyenne d'un ensemble d'échantillons plus important (Subramanian *et al.*, 1985), si ce n'est pour la silice. Dans le cas où la silice serait dosée par différence, la présence de carbonate pourrait expliquer la surestimation des teneurs en SiO_2 pour les données de Subramanian *et al.*, (1985), alors que ensemble des autres éléments ont des teneurs très proches de nos échantillons. Pour la charge de fond, des sédiments très silteux (BGP 6) et très argileux (BGP 5) ont été prélevé pour le Gange et représentent des extrêmes dans la gamme granulométrique de la charge de fond du Gange.

(4) : D'après les flux dissous de Si et les seuls flux de MES, la proportion de silicium transporté sous forme dissoute est inférieure à 2% (voir chapitre IV), et l'aluminium ou le fer sont nettement moins solubles que le silicium.

(5) : Le rapport molaire Si/Al des sédiments est significativement plus élevé que celui des MES (Table V-7). Les échantillons du Gange et du Brahmapoutre ne montrent pas de corrélation entre la teneur en Al_2O_3 et celle de Ce, ce qui signifie que la corrélation entre Al_2O_3 et SiO_2 est contrôlée par la proportion de quartz mais aussi de feldspaths et micas (Figure V-11).

Table V-7 : Rapport molaire Si/Al moyen des formations himalayennes, sédiments et MES

	MPN	HHC		Siwaliks	GANGE		BRAHMAPOUTRE	
		F II	F I		Sédiment	MES	Sédiment	MES
Si/Al	3.96	4.19	4.66	7.84	6.95	2.58	5.95	2.87

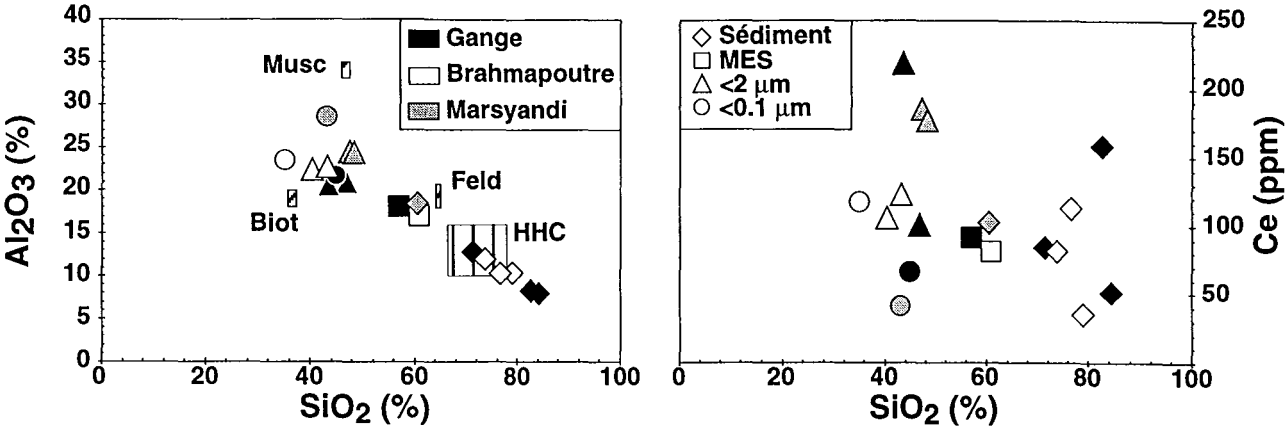


Figure V-11 : Teneur en Al_2O_3 et en Ce en fonction de la teneur en SiO_2. Pour les différentes fractions granulométriques du Gange, Brahmapoutre et Marsyandi. Le décalage entre les sables et les MES de part et d'autre de la composition de la composition de la roche provient du fractionnement minéralogique et permet de calculer la proportion de matériau transporté par la charge de fond.

La présence d'un bassin d'avant chaîne important pour le Gange complique un peu le bilan de masse qui peut s'écrire sous la forme :

$$\Phi_{ER} \times [Element]_{Source} = \Phi_{MES} \times [Element]_{MES} + \Phi_{Dissous} \times [Element]_{Dissous} + \Phi_{Manquant} \times [Element]_{Manquant}$$

, ϕ_{ER} est la flux total de matériel érodé alors que ϕ_{MES} et $\phi_{Dissous}$ sont les flux de matériel érodé qui sont transporté respectivement sous la forme de MES, d'éléments dissous et de charge de fond. $\phi_{Manquant}$ représente la proportion de matériel himalayen qui soit n'atteint pas le delta au Bangladesh et est sédimenté dans la plaine soit est transporté sous la forme de charge de fond.

Pour le Gange et le Brahmapoutre, les sédiments de rivières ont un rapport molaire Si/Al plus élevé que celui des terrains internes à la chaîne (HHC et LH), alors que les Siwaliks sont plus appauvries en micas et feldspaths que les sables (Table V-7). En revanche, les MES ont un rapport molaire Si/Al plus faible que celui des roches sources. Ainsi le matériel constitant les sables de la charge de fond ou celui des Siwaliks permet de satisfaire l'équation de bilan de masse. Une systématique similaire est obtenu en considérant le fer par rapport au silicium. Combinant 2 équations élémentaires, le flux manquant et le flux total peuvent être déterminé par les équations suivantes :

$$\Phi_{Manquant} = \frac{\Phi_{Dissous} \times [SiO_2]_{Dissous} + \Phi_{MES} \times ([SiO_2]_{MES} - [Al_2O_3]_{MES} \times ([SiO_2]/[Al_2O_3])_{Source})}{[Al_2O_3]_{Manquant} \times ([SiO_2]/[Al_2O_3])_{Source} - [SiO_2]_{Manquant}}$$

$$\Phi_{Manquant} = \Phi_{MES} + \Phi_{Dissous} + \Phi_{Manquant}$$

Un système d'équations similaire peut être écrit avec le fer en lieu et place de l'aluminium. Pour la chimie du flux manquant, nous avons considéré les deux cas extrêmes

correspondant à une absence de sédimentation, c'est à dire que tout est exporté sous forme de charge de fond ; ou alors tout est stocké dans la plaine et la charge de fond est nulle au Bangladesh (Table V-8). La composition chimique de la charge de fond peut être approchée par celle des sédiments, alors que celle des sédiments des Siwaliks est la meilleure estimation disponible d'une moyenne du stockage dans la plaine. La composition chimique de la source a été déterminée pour chaque fleuve en considérant les informations isotopiques (Sr et Nd) qui permettent de déterminer une proportion de mélange entre les différentes formations himalayennes (paragraphe V-4-7). 70% de HHC, 20% de LH et 10% de TSS constitue la source pour le bassin du Gange alors que celle du Brahmapoutre est constituée de 80% de HHC, 10% de THB, 5% deLH et 5% de TSS.

Table V-8 : Flux particulaire manquant pour satisfaire le bilan de masse chimique

SYSTÈME CHIMIQUE		Si-Al		Si-Fe	
		Stockage nul	Transport nul	Stockage nul	Transport nul
GANGE	10^6 tonne/an	580	460	660	790
BRAHMAPOUTRE	10^6 tonne/an	730	410	1040	980

Les résultats sont assez similaires, qu'il y ait sédimentation ou non dans la plaine, ceci provenant du fait que la composition chimique des Siwaliks n'est pas très différente de celle des sédiments de la charge de fond. Ces résultats impliquent que le seul flux de MES ne représente que 32 à 55% du flux particulaire total. Etant donné les sources d'incertitudes, les différences en terme de proportion de flux manquant entre le Gange et le Brahmapoutre ne sont pas significatives.

La proportion de sédiment transportée par la charge de fond est comprise entre 5 et 20% pour des rivièves de plaine (e. g. Lane et Borland, 1951). Pour les grands fleuves équatoriaux, cette quantité est considérée être autour de 10% (e. g. Milliman et Meade, 1983 ; Gaillardet *et al.*, 1995) bien qu'elle ne soit pas connu avec précision. Il est, de plus, reconnu que le Gange et le Brahmapoutre doivent surement être atypique pour des fleuves tropicaux (Milliman et Syvitski, 1992). La proportion que transporte la charge de fond peut atteindre 50% pour des torrents de montagne (e. g. Bathurst *et al.*, 1987). Nos résultats indiquent que le Ganges (57 à 60%) et le Brahmapoutre (59 à 68%) correspondraient à des torrents de montagne et non à des fleuves de plaine en ce qui concerne le transport de matériel érodé par la charge de fond, en négligeant la sédimentation dans la plaine. Les taux de sédimentation observés au Bangladesh, presque exclusivement dans le bassin du Brahmapoutre, varient de plus de 2 ordres de grandeur entre moins de 10^2 t/km^2/an jusqu'à plus de 2×10^4 t/km^2/an (Allison *et al.*, 1998 ; Goodbred et Kuehl, 1998). Il est donc impossible d'extrapoler ces résultats obtenus sur moins de 5% de la surface totale de la plaine du G-B. Néamoins ils indiquent qu'au moins

12% du flux manquant est lié á la sédimentation dans la plaine. La proportion de transport sous la forme de charge de fond au Bangladesh est inférieure à 52 %. La moyenne sur les 20 dernier Ma de la quantité de matériel sédimenté en milieu continental par rapport à la quantité totale est de 35% (Einsele *et al.*, 1996). En extrapolant cette proportion de stockage au système actuel, cela implique une proportion très élevée de charge de fond (environ 45% de la charge solide pour le G-B). Cette valeur peut parraître trop élevée, mais est cohérente avec les modifications rapides de la morphologie des lits du Gange et du Brahmapoutre, montrant des surcreusements de plus de 30 m en un an (Best et Ashworth, 1997).

Une approche similaire sur les rivières internes à la chaîne est plus difficile à appliquer étant donnée la plus forte variabilité. Par exemple, la fraction silicaté des sédiments de la Marsyandi a un rapport Si/Al de 2.76, en 1993, alors que ceux prélevés en 1997 ont un rapport de 6.07. La faible valeur de 1993, plus proche de la composition des MES que des sables (Figure V-11), implique que ces sédiments ont subi un tri granulométrique important. L'hétérogénéité importante des sédiments transportés dans la chaîne entraîne une sensibilité à l'échantillonnage, qui vient se rajouter au transport sous forme de bloc qui ne peut pas être pris en compte par notre approche, étant donné qu'il n'y a pas ségrégation mécanique des minéraux. Ainsi, les compositions des sédiments de la Marsyandi montrent les limites de cette approche, à partir du moment où la chimie de la source est mal définie et le transport trop hétérogène pour que les sables soient représentatifs. Cependant, la proportion de transport sous la forme de charge de fond est suppérieure en zone de montagne par rapport aux estuaires (e. g. Bathurst *et al.*, 1987). Le pourcentage de transport par la charge de fond a été arbitrairement fixé à 15% par les études hydrauliques et cette faible valeur en comparaison de nos résultats explique que les bassins de décantation des barrages soient sous-dimensionnés. Nous considèrerons donc que les flux de MES (Chapitre I) mesurés dans les rivières himalayennes doivent au moins être multipliés par 2 pour obtenir le flux total d'érosion.

Suivant notre modèle, la quantité de matériel érodé dans le bassin du Gange est entre 710 et 1580 10^6 t/an et entre 760 et 1900 10^6 t/an pour le Brahmapoutre. Nos résultats sur le Gange-Brahmapoutre impliquent que la Narayani exporte plus de 160 10^6 t/an, la Trisuli à Betrawati plus de 15.6 10^6 t/an et la Marsyandi plus de 31 10^6 t/an.

La proportion de la fraction argileuse n'est que de 14% dans les MES et de 2% pour les sédiments (Table V-1). De plus, même si la composition chimique des fractions <2μm ne permet pas de calculer des proportions modales, elle confirme les analyses minéralogiques qui montrent que les minéraux secondaires de type smectite et kaolinite représentent une fraction minoritaire du cortège argileux. La proportion de minéraux secondaire annuellement transportée correspond à moins de 4% du flux total des matériaux que le Gange et le Brahmapoutre charrient au niveau du Bangladesh. Ce

rapport d'environ 25 de minéraux primaires/secondaires explique la difficulté de la quantification de l'érosion chimique à partir de la chimie des sédiments (approche menée dans la deuxième partie du chapitre IV). Les différences de composition chimiques entre les sédiments et les MES, documentent les fractionnements minéralogiques de la roche érodée liés à des modalités de transport différentes des principaux minéraux. Le fractionnement chimique entre les sédiments et les MES qui en résulte est suffisamment important pour permettre un bilan de masse par rapport à la composition de la roche érodée et ainsi de calculer la quantité totale de matériel érodé, à partir des seuls flux de MES.

V-4) : Source des sédiments et taux d'érosion

Le flux de matière en suspension du Gange-Brahmapoutre est compris entre 730 10^6 t/an et 1160 10^6 t/an (voir chapitre I), ce qui représente entre 5 et 15 % de l'apport global de sédiment (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman et Syvitski, 1992). Rapportés à l'ensemble du bassin, ces flux impliquent un taux d'érosion physique de 0.2 à 0.3 mm/an, inégalement répartie entre le Gange (0.1 à 0.2) et le Brahmapoutre (0.3 à 0.4). En première approximation, la quasi totalité des sédiments déposés dans le golfe du Bengale par ces deux rivières provient de l'érosion active de le chaîne himalayenne, alors que les terrains de la rive droite du Gange et la partie tibétaine du bassin du Brahmapoutre n'ont qu'une contribution mineure à la charge à l'estuaire (e.g. Menard, 1961 ; Holeman, 1968 ; Curray et Moore, 1971). En effet, les flux de MES de ces deux parties représentent respectivement moins de 25 et 5% pour le Gange et la Brahmapoutre (Voir Chapitre I). Rapportés à la surface de l'Himalaya, le flux de MES du Gange et du Brahmapoutre implique un taux moyen d'érosion de la chaîne himalayenne compris entre 0.9 à 1.4 mm/an. La portion drainée par le Gange s'érode moins vite (0.7 à1.2 mm/an) que celle drainée par le Brahmapoutre (1.1 à 1.6 mm/an). Nous avons vu que le pourcentage de matière transportée par la charge de fond et/ou sédimentée dans la plaine n'est pas significativement différent entre le Gange et le Brahmapoutre. La différence de taux d'érosion entre le Gange et le Brahmapoutre n'est donc pas un artefact lié à une modalité différente de la sédimentation en milieu continental ou du transport. En prenant en compte notre estimation du flux total, l'Himalaya drainée par le Gange a un taux d'érosion entre 1.75 et 2.88 mm/an, alors que l'Himalaya à l'est du Sikkim s'érode entre 2.73 et 4.10 mm/an. Cette différence, à grande échelle correspond aussi à la zonation climatique, qui suggère que le taux d'érosion physique de la chaîne est fonction de l'écoulement spécifique du bassin considéré. Nous proposons d'utiliser la zonation climatique qui existe à l'intérieur de la chaîne pour déterminer comment les paramètres climatiques et tectoniques contrôlent l'érosion de la chaîne. Pour cela, une analyse des flux dans

différente portion d'une rivière transversale à la chaîne suffirait, mais ces données n'existent pas. Nous proposons d'utiliser un traçage minéralogique et géochimique des sédiments pour remonter à l'érosion relative des différentes formations himalayennes.

V-4-1) : Traçage des sources

La composition isotopique ainsi que la teneur du Sr et du Nd des sédiments des principales rivières a été analysée, ainsi que quelques bassins érodant une formation himalayenne unique (TSS, HHC ou LH, voir Chapitre III). La teneur en calcite et dolomite a aussi été déterminée, et ces informations géochimiques et minéralogiques seront discutées et interprétées en terme de proportion des différentes formations contribuant à la charge de fond des rivières himalayennes. Sachant que la proportion d'argile (au sens granulométrique du terme) ne représente que quelques pourcents, nous avons utilisé l'ensemble des sédiments, tout en sachant que leur composition chimique est contrôlée par le tri minéralogique. Cependant, la granulométrie de nos échantillons est assez semblable (voir la première partie de ce chapitre), ce qui implique que le biais d'échantillonnage est à peu près constant. Nous présenterons, dans un premier temps, les données sur des bassins ne drainant qu'une seule formation himalayenne pour tester la représentativité des roches himalayennes analysées (voir Chapitre III). Nous interpréterons ensuite les variations observé sur les principales rivières du bassin de la Narayani.

V-4-1-1) : Les roches totales

Les sédiments n'ont pas été analysés, sauf exception, dans leur totalité, mais sous forme de 2 fractions, l'une silicatée, et l'autre principalement carbonatée (attaque ménagée, voir Chapitre II). Pour comparer les compositions isotopiques des sédiments de rivières avec la signature isotopique des différentes formations, nous avons recalculé les compositions isotopiques du Sr et du Nd ainsi que les teneurs en Rb-Sr et Sm-Nd de l'ensemble du sédiment (Table V-9).

La gamme de variation des compositions isotopiques en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7146 à 0.7650) et en Nd (ε_{Nd} de −12.0 à-21.8) des rivières drainant plusieurs formations himalayennes est compatible avec un mélange des signature isotopiques des formations himalayennes (Figure V-12). Les sédiments de la Bhote et de l'Indrawadi, (Harris *et al.*, 1998), suivent aussi une logique de mélange similaire aux rivières du Népal Central (Figure V-12). Les compositions isotopiques de Sr les moins radiogéniques correspondent aux échantillons ayant les rapports Rb/Sr les plus bas, ainsi que les teneurs en Sr les plus élevées (Figure V-13). Ces échantillons (LO2, NAG20, NAG36, HF10, HF 11 et LO 315)

correspondent à des sédiments riches en carbonates (33 à 57%, voir paragraphe V-4-2). Ainsi, les compositions isotopiques du Sr sont fortement influencées par la teneur en carbonate, ce qui implique la contribution des TSS, qui sont 1) carbonatées et 2) peu radiogéniques.

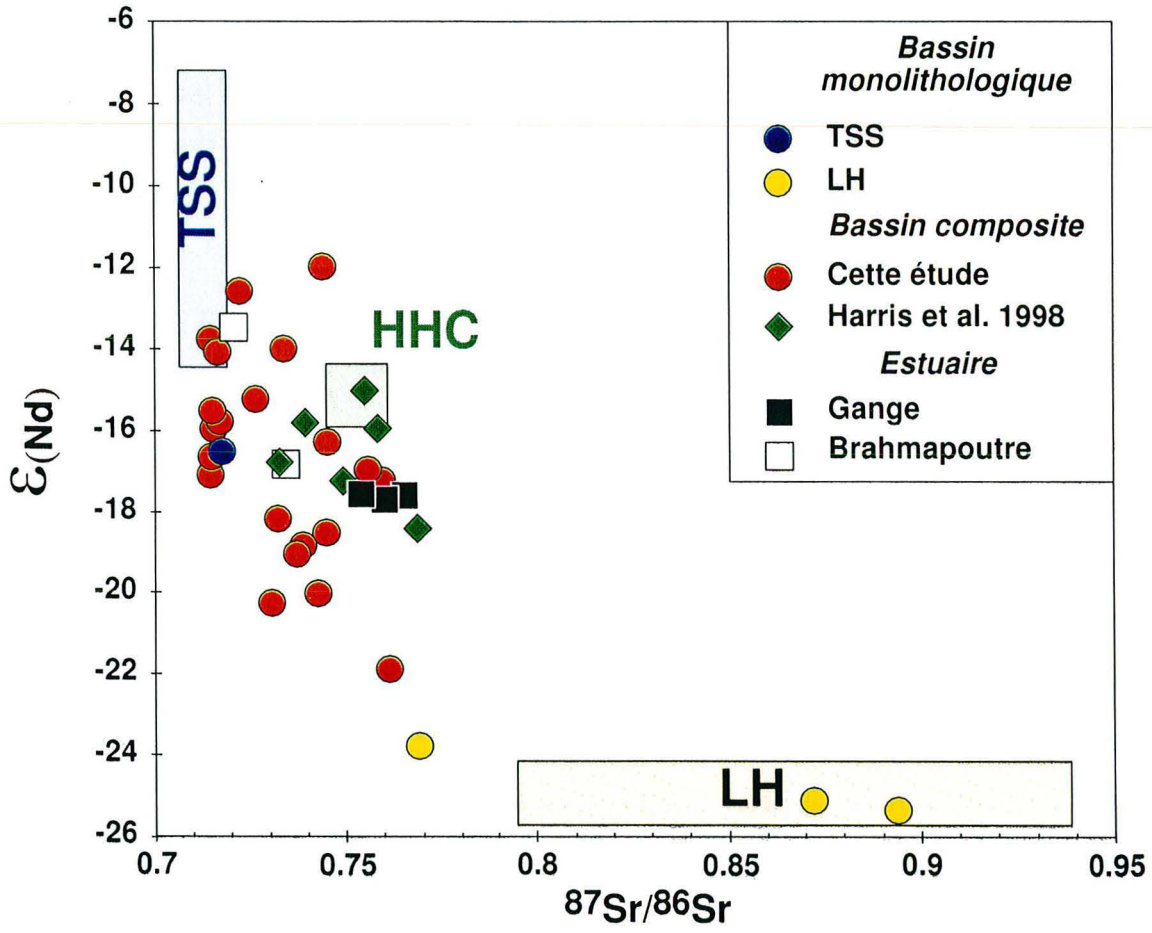


Figure V-12 : Compositions isotopique du Nd en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des sédiments de rivières, en fonction du bassin drainée. Les compositions moyennes des 3 principales formations sont aussi représentées (voir Chapitre III). Les ronds et les carrés correspondent à ce travail (Table V-9 et 10), alors que les diamants correspondent à (Harris *et al.*, 1998).

Les compositions isotopiques du Gange sont assez homogènes ($^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.75378 à 0.76503 et ε_{Nd} de –17.6) et incompatibles avec une contribution significative des affluents de la rive droite drainant les Traps du Deccan ($^{87}Sr/^{86}Sr < 0.708$ et $\varepsilon_{Nd} > -5$ pour les laves volumétriquement importantes, e.g. Peng *et al.*, 1994). Les compositions radiogéniques de l'osmium des sédiments du Gange confirment la très faible contribution des terrains mantelliques (Pegram *et al.*, 1994 ; Pierson-Wickmann *et al.*, 1998). Ces compositions isotopiques confirment l'hypothèse initialement formulée par Lyell en 1873 et nous permettent d'utiliser le flux de particule du Gange pour une estimation de l'érosion de la chaîne himalayenne et non de l'ensemble du bassin.

Le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ des sédiments du Tsangpo (Harris *et al.*, 1998) est de 1.21 ± 0.7, inférieur à celui du batholite du Transhimalaya (1.86, voir chapitre III), alors que le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est de 0.711 ± 0.005, plus élevé que pour les roches du Transhimalaya. La contribution des ophiolites entraînerait une diminution du rapport Rb/Sr mais aussi du $^{87}Sr/^{86}Sr$. Ces différences impliquent donc la contribution de plusieurs formations telles que les ophiolites, mais aussi les formations carbonatées des TSS. Enfin, ne connaissant pas la localisation de ces échantillons, il est possible que les formations migmatitiques, constituant le Dôme de Kangmar, et qui sont radiogéniques (voir Debon *et al.*, 1986), soient une source de ces sédiments.

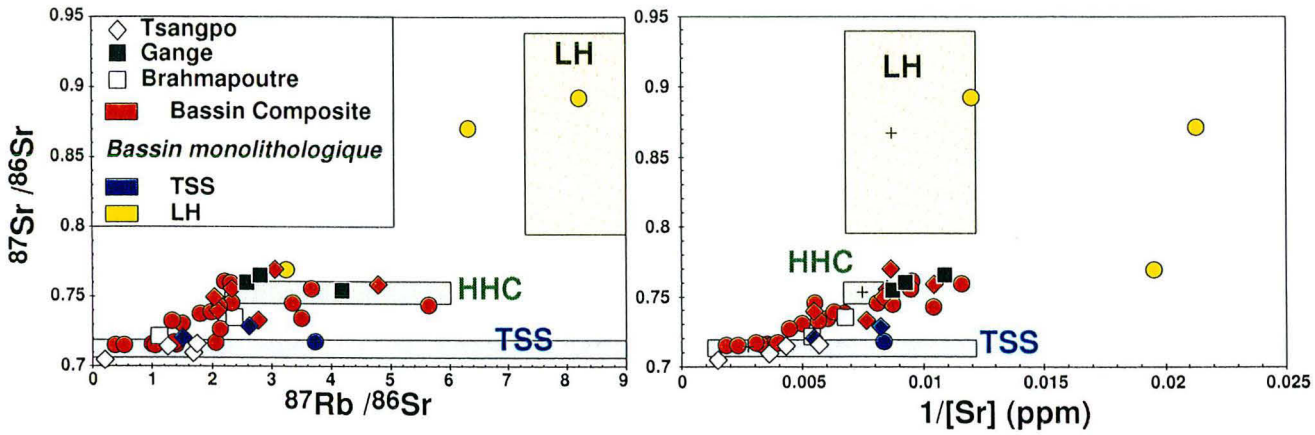


Figure V-13 : Diagramme isochrone pour le système Rb-Sr des sédiments de rivières, et diagramme de mélange pour le Sr (composition isotopique en fonction de l'inverse de la teneur) selon la géologie du bassin drainée. Les diamants correspondent aux données de (Harris *et al.*, 1998).

Les compositions des sédiments du Brahmapoutre au Bangladesh sont plus variables que celles du Gange (Table V-9). Si l'échantillon prélevé durant la mousson (BGP 14) est similaire aux rivières himalayennes, les sédiments d'hiver (BGP 82) sont assez différents et ont des rapports Rb/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$ qui se rapprochent de ceux du Tsangpo, partie tibétaine du cours du Brahmapoutre (Figure V-13). Cette diminution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ en période de basse eau est associée à une augmentation de la composition isotopique en Nd de plus de 3 unités epsilon (Table V-9). Les sédiments de la Meghna, en hiver (BGP 0), ont une composition similaire à celle du Brahmapoutre en hiver. Étant donné que cette rivière a été échantillonnée dans la partie de son cours qui occupe l'ancien lit du Brahmapoutre (Rennell, 1781), il est possible que les sédiments aient été apportés par ce fleuve et ne correspondent pas à l'érosion du plateau de Shillong ni à celle de la chaîne indo-birmanne.

Table V-9 : Composition isotopique du Sr et Nd et teneur en Rb-Sr et Sm-Nd des sédiments

Ech#	Rb ppm	Sr ppm	Nd ppm	Sm ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM} Ga
BASSIN DE LA KALI GANDAKI										
LO50	228	114	45.8	9.59	5.64	0.74398	0.133	0.512021	-12.0	2.1
LO64	205	165	17.0	3.47	3.51	0.73385	0.130	0.511916	-14.1	2.2
LO2	101	283	21.6	4.00	1.01	0.71535	0.117	0.511840	-15.6	2.0
NAG20	101	269	14.9	2.91	1.06	0.71459	0.124	0.511925	-13.9	2.0
NAG25	184	251	38.6	7.23	2.06	0.71661	0.119	0.511909	-14.2	1.9
NAG36	153	309	29.2	5.32	1.40	0.71562	0.116	0.511816	-16.0	2.0
NAG44	106	201	24.9	4.63	1.50	0.73047	0.118	0.511604	-20.2	2.4
NAG6	84.0	177	35.9	6.71	1.34	0.73236	0.119	0.511702	-18.3	2.3
LO311	95.2	148	30.1	5.63	1.81	0.73741	0.119	0.511665	-19.0	2.3
LO307	146	124	32.8	6.05	3.35	0.74491	0.117	0.511689	-18.5	2.3
NAG48	111	158	34.6	6.39	1.99	0.73864	0.117	0.511675	-18.8	2.3
BASSIN DE LA SETI										
HF10‡	76.7	547	16.8	3.64	0.39	0.71462	0.136	0.511763	-17.1	2.0
HF11‡	81.9	426	19.9	4.13	0.54	0.71497	0.131	0.511781	-16.7	2.2
BASSIN DE LA MARSYANDI										
LO315	158	328	23.6	4.36	1.37	0.71695	0.117	0.511822	-15.9	2.1
BHURI GANDAKI										
LO301	82.0	105	29.3	5.31	2.21	0.76073	0.115	0.511519	-21.8	2.5
TRISULI										
LO259	170	224	36.1	6.63	2.14	0.72629	0.117	0.511855	-15.3	2.0
TRI15/9	150	181	29.6	5.70	2.34	0.74492	0.122	0.511802	-16.3	2.2
LO317	136	105	35.4	6.66	3.67	0.75549	0.119	0.511767	-17.0	2.2
BASSIN DE L'OUEST NÉPAL										
NAG12	70.3	86.3	41.2	7.57	2.31	0.75899	0.117	0.511749	-17.3	2.2
NAG13	71.7	95.7	22.9	4.16	2.12	0.74263	0.115	0.511613	-20.0	2.3
BANGLADESH										
BGP5	168	114	33.0	6.32	4.18	0.75378	0.122	0.511737	-17.6	2.3
BGP6	98.6	108	50.5	9.49	2.60	0.75995	0.119	0.511731	-17.7	2.2
BGP68	91.0	91.7	17.6	3.40	2.81	0.76503	0.122	0.511737	-17.6	2.3
BGP14	124	148	38.8	7.24	2.38	0.73474	0.118	0.511771	-16.9	2.2
BGP82	73.9	184	51.0	8.71	1.13	0.72107	0.108	0.511943	-13.6	1.7
BGP0#	81.2	183	34.6	6.42	1.25	0.72245	0.118	0.511991	-12.6	1.8

* : Fraction granulométrique inférieure à 63µm. ‡ : Analyse globale du sédiment

V-4-1-2) : Bassins monolithologiques : comparaison avec les roches sources

Nous discuterons en détail de la répartition dans la chaîne sur la base des analyses des fractions silicatés et carbonatés, pour éviter l'influence minéralogique des carbonates sur la signature en Rb-Sr. Pour ce faire, la connaissance de la composition des silicates de chaque formation est nécessaire et a été estimée à partir de l'étude de bassins ne drainant

qu'une seule formation himalayenne (Table V-10) ainsi que la synthèse des analyses sur des roches (Chapitre III).

Table V-10 : Teneur en Nd, Sm, Sr, Rb et compositions isotopiques du Sr et Nd dans des bassins ne comprenant qu'une seule formation.

Ech#	Rb ppm	Sr ppm	Nd ppm	Sm ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM} Ga
						TSS				
NAG22										
RT	158	120	49.8	8.28	3.73	0.71741	0.105	0.511795	-16.4	1.9
Sil	218	93.6	64.3	10.1	6.58	0.72185	0.100	0.511789 ± 5	-16.6	1.8
Carb	0.9	188	11.8	3.40	0.013	0.71162	0.183	0.511878 ± 9	-14.8	
LO100										
<2µm	319	137	67.6	9.98	6.60	0.72853	0.094	0.511770 ± 7	-16.9	
LO104										
<2µm	250	277	23.7	4.59	2.56	0.72223	0.123	0.511733 ± 15	-17.7	
						HHC				
KN83										
Sil	117	131	29.5		2.54	0.75086		0.511838 ± 9	-15.6	
Carb		402				0.73044				
KN101										
Sil	302	106	31.7	6.07	8.04	0.75099	0.121	0.511812 ± 6	-16.1	2.2
Carb		238				0.74165				
KN75										
<2µm	330	70.4	34.2	7.09	13.3	0.74608	0.132	0.511831 ± 17	-15.7	
						LH				
NAG4										
RT	104	47.0	30.2	5.48	6.32	0.87051	0.115	0.511353	-25.1	2.7
Sil	107	44.8	30.1	5.44	6.84	0.87980	0.114	0.511349 ± 6	-25.1	2.7
Carb	4.4	122	33.8	7.08	0.103	0.75490	0.133	0.511481 ± 8	-22.6	
NAG4*										
RT	238	83.2	39.9	7.44	8.21	0.89212	0.118	0.511343	-25.3	2.8
Sil	249	81.5	41.2	7.67	8.79	0.90316	0.118	0.511342 ± 14	-25.3	2.8
Carb	3.7	119	13.1	2.75	0.088	0.73364	0.133	0.511414 ± 25	-23.9	
R94-12										
RT	58.5	51.2	6.80	1.28	3.26	0.76871	0.119	0.511422	-23.7	2.7
Sil	91.2	44.1	9.03	1.65	5.87	0.77268	0.116	0.511409 ± 7	-24.0	2.7
Carb	0.2	63.8	2.81	0.62	0.008	0.76382	0.139	0.511494 ± 9	-22.3	

* : Fraction granulométrique inférieure à 63µm. RT : roche totale ; Sil : fraction silicatée du sédiment ; Carb : résultat de l'attaque ménagée, ce qui correspond à la fraction carbonaté du sédiment pour le Sr, mas pas pour les terres rares (voir Chapitre II et IV).

Dans les TSS, les compositions des sédiments en Rb-Sr sont un peu plus radiogéniques que la composition moyenne des roches (voir chapitre III) mais sont fortement influencées par la teneur en carbonate (Figure V-13). Nous n'avons analysé qu'un seul bassin en roche totale et les fractions argileuses présentées dans le tableau V-10 sont enrichies en micas, ce qui entraîne une augmentation des rapports Rb/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Malgré cette augmentation, liée au tri minéralogique, la composition isotopique du Sr des silicates est inférieure à 0.729 (Table V-10), ce qui confirme la signature moins radiogénique en Sr des silicates des TSS par rapport à ceux de la HHC et du LH.

Les compositions en Nd ne sont pas affectées par un tri minéralogique, puisque la gamme de composition obtenue sur les micas himalayens des sédiments du Leg 116 est la même que celle des feldspaths (Bouquillon *et al.*, 1990 ; Galy *et al.*, 1996). Pourtant, l'ε_{Nd} moyen des sédiments de rivières drainant les TSS sont au moins 2 unités epsilon plus basses que la composition moyenne des TSS définie à partir des roches, (Figure V-14). Nous avons déjà noté la différence de signature isotopique entre les séries Paléozoïques et les séries post Trias (Chapitre III). Aussi, la composition des formations TSS qui sont érodées correspond plus vraisemblablement à celle de la base des TSS. La signature des carbonates dans la Kali Gandaki implique que la proportion de sédiment provenant du Nord de Kagbeni était négligeable dans les sédiments en aval de Jomoson (cf. infra). Ce qui signifie que les leucogranites du Mustang et du Dolpo-Mugu (Le Fort et France-Lanord, 1995) n'influencent pas la composition des silicates dans NAG 25 et 33. De même, sur la base de l'interprétation des compositions des carbonates, nous pouvons considérer que la haute Séti est très fortement dominée par les silicates des TSS. Ainsi, en prenant en compte les bassins ne drainant que les TSS et ces échantillons, l'apport silicaté des TSS qui sont physiquement érodés au Népal Central est caractérisé par un ε_{Nd} de –16.4 et un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ <0.728.

Les compositions isotopiques des bassins drainant la HHC est similaire à la composition de cette formation. La fraction argileuse de KN 75 a un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus bas et un rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ plus élevé que ceux du sédiment KN 83. Pourtant, KN 75 est l'amont de KN 83. Cette incohérence isotopique pour des sédiments provenant de roches d'âge métamorphique Miocène Supérieur (Harrison *et al.*, 1997) illustre (1) l'hétérogénéité de la HHC et (2) le biais qu'entraîne l'étude de petits bassins.

Dans le LH, le bassin de la Bijaipur (NAG 4) est exclusivement dans le LH supérieur et correspond à la moyenne des roches du LH. L'échantillon R94-12 est très carbonaté (68.7 %) et la fraction carbonatée a une composition isotopique en Sr très radiogéniques. Le métamorphisme a entraîné une équilibration isotopique entre les phases carbonatés et silicatés. La composition isotopique du Sr de la phase silicatée est inférieure à celle de la moyenne des roches et implique soit une signature différente du LH dans la partie Ouest du Népal, soit un métamorphisme en système fermé dont la majorité du Sr est portée par le carbonate. La composition isotopique du Nd est similaire à celle du LH au Népal Central, impliquant une roche très ancienne, ce qui suggère une forte similitude entre le LH du Népal Central et celui du bassin de la Bheri. La proportion de carbonate dans les séries du LH est assez disparate au Népal Central (e.g. Pêcher, 1978 ; Colchen *et al.*, 1986), mais les carbonates ne sont jamais la lithologie dominante, ce qui confère un

caractère singulier au bassin versant de R94-12. Nous considèrerons donc que la moyenne du LH estimée sur les roches est représentative de l'ensemble des silicates de cette formation.

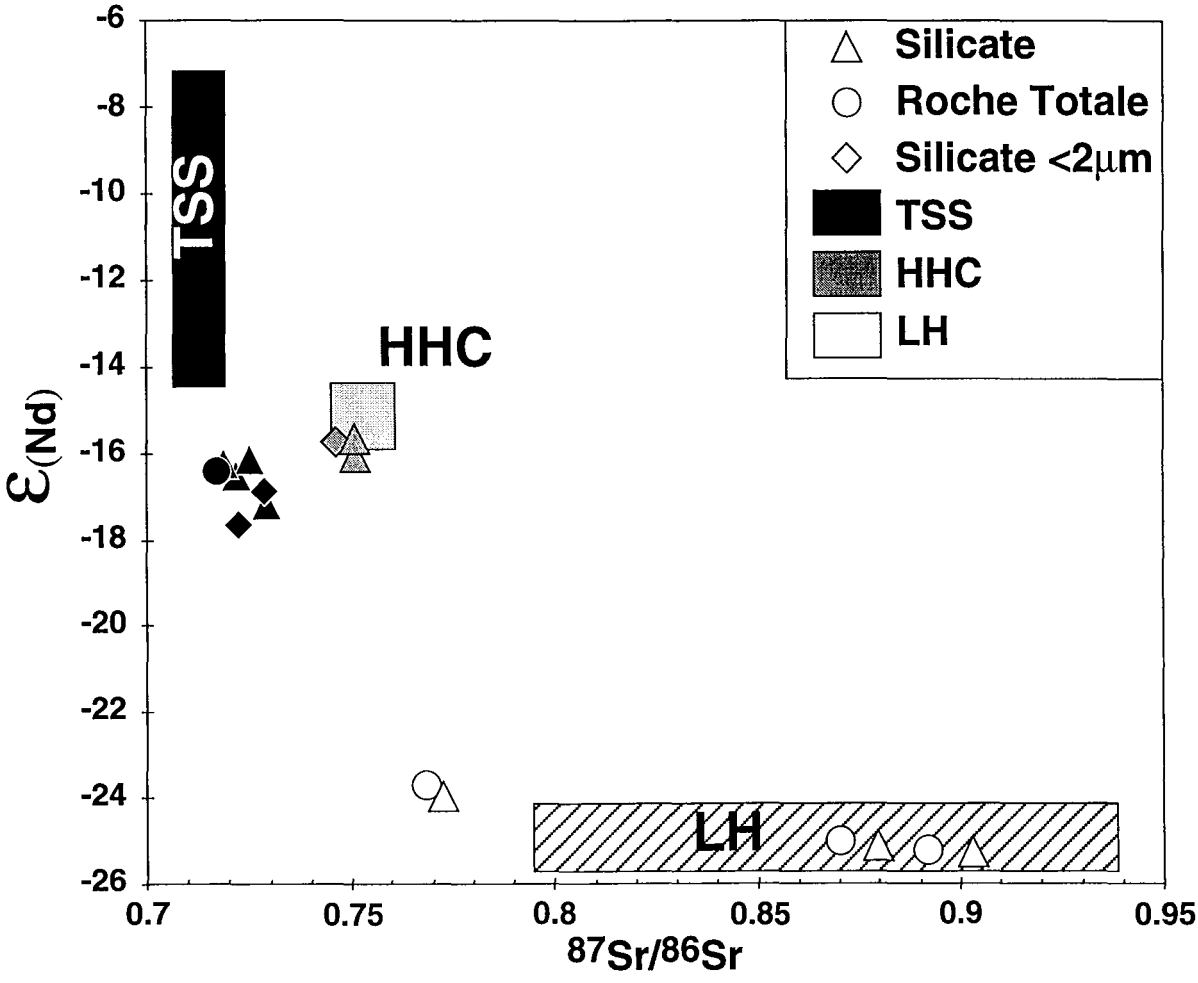


Figure V-14 : Compositions isotopique du Nd en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des sédiments de rivières ne drainant qu'une seule formation himalayenne (NAG 25, 33 et HF 10 ont été considérés comme tel). Les compositions moyennes des 3 principales formations sont aussi représentées (voir Chapitre III).

Ainsi les compositions isotopiques moyennes des silicates de la HHC et du LH correspondent aux moyennes présentées dans le chapitre III. Pour les TSS, nous n'avons pas analysé suffisamment de bassin pour quantifier les compositions isotopiques des silicates avec certitude, mais, sur la base du Nd, la distinction entre TSS et HHC sera difficile à faire à partir des seules compositions isotopiques des silicates.

V-4-2) : Les carbonates

Les compositions isotopiques en C et O des carbonates sont de bons indicateurs des processus de précipitation/dissolution en équilibre avec les eaux de surfaces. Une étude précédente a proposé une dissolution partielle des sédiments de rivière lors de leur transport dans le LH (Harris *et al.*, 1998), ce qui impliquerait une diminution progressive de la teneur en carbonate. Les résultats obtenus sur la chimie des eaux du Gange impliquent que la quantité de carbonate de calcium érodé chimiquement est d'environ 23.4 10^6 t/an pour l'ensemble du bassin et que 13.4 10^6 t/an proviennent de la dissolution dans la chaîne (Chapitre IV). En comparaison, le seul flux particulaire de $CaCO_3$ transporté par les MES est de 16.6 à 27.7 10^6 t/an. En tenant compte de la teneur en carbonate des sédiments du Gange au Bangladesh et de notre estimation du flux particulaire manquant, le transport particulaire du carbonate de calcium est compris entre 31 et 69 10^6 t/an, ce qui signifie que seulement 25 à 43 % de l'érosion totale des carbonates s'effectue par dissolution pour l'ensemble du bassin du Gange. Si l'ensemble du flux particulaire provient de la chaîne, la chimie de l'ensemble des rivières himalayennes dans le bassin implique que la proportion d'érosion chimique des carbonates dans la chaîne n'est que de 17 à 30 %. Il est donc clair que pour les rivières himalayennes qui transportent des sédiments carbonatés, la charge particulaire ne sera pas principalement contrôlée par des phénomènes de dissolution mais plus par la proportion des terrains carbonatés qui sont érodés par rapport à celle des terrains silicatés.

V-4-2-1) : Les isotopes stables

La composition isotopique en carbone varie dans une faible gamme de valeur (-2.8 à +2.2‰) pour la plus part des rivières (Table V-11 à V-14). La composition isotopique en oxygène (+18.2 ± 2.3 ‰) est typique pour des roches carbonatées ayant subi une phase métamorphique. Seuls les échantillons du Bangladesh dans le bassin du Brahmapoutre, ou dans la Meghna, ainsi que certains sédiments dans la partie Nord de la chaîne ont une composition isotopique des calcites clairement influencée par des carbonates non détritique (Figure V-15).

Table V-11 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables du bassin de la Kali Gandaki

Formation	Échantillon	Rivière	Date	Ct	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Dol	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
				%	‰	‰	%	‰	‰
	ENCROUTEMENT								
Graben	LO 51			8.95	-1.55	17.6			
Graben	LO 82			98.2	6.87	16.8			
Graben	LO 66			100	10.62	13.1			
Graben	LO 67			99.9	12.45	14.1			
Graben	LO 69			98.8	10.76	13.0			
	SOL								
Graben	LO 52			20.6	-1.60	16.4	3.30	0.58	15.9
	RIVIÈRE								
Graben	LO 26	Nangyal	20-mai-93	8.70	0.34	15.6	0.90	-0.52	17.4
Graben	LO 50	Kali	20-mai-93	5.64	1.14	14.5	0.71	0.26	17.8
	LO 64	Tsarang	21-mai-93	1.59	-0.04	17.6	0.72	-1.13	16.0
	LO 97	Narsing	24-mai-93	21.6	2.38	13.3	2.26	0.65	15.6
	LO2	Kali	16-mai-93	31.1	1.90	16.6	2.26	nd	nd
	NAG 20	Kali	25-nov-95	32.3	1.63	16.8	2.14	1.05	19.5
	NAG 25	Kali	30-nov-95	28.0	1.95	15.5	1.57	1.35	18.8
TSS	LO 100	Thini	26-mai-95	30.3	-0.26	18.1	5.62	-0.45	18.7
	LO 102	Kali	26-mai-95	22.9	1.28	17.4	1.94	0.49	19.1
	NAG 29	Kali	01-dec-95	34.3	1.28	17.2	2.78	0.52	19.5
	NAG 31	Kali	02-dec-95	29.9	1.28	16.9	2.53	0.41	19.3
	NAG 33	Kali	02-dec-95	29.1	1.01	16.9	3.67	0.05	19.3
	NAG 36	Kali	03-dec-95	30.8	1.00	16.8	3.11	0.36	18.4
	NAG 38	Kali	03-dec-95	27.5	0.63	16.9	2.57	0.07	19.4
	NAG 40	Miristi	04-dec-95	32.1	-1.48	16.2	1.77	-0.53	16.9
	NAG 42	Kali	05-dec-95	27.9	0.13	16.8	2.49	-0.95	18.5
	NAG 44	Kali	06-dec-95	14.1	-0.36	16.7	2.55	-1.17	17.9
LH	MO 207	Andhi	18-mai-97	1.04	-1.25	21.9	5.87	-0.06	19.1
	LO 311	Kali	10-jun-93	13.0	-1.06	17.5	4.54	-1.49	18.8
	NAG 6	Kali	13-nov-95	14.4	-0.74	16.9	5.12	-0.99	19.0
	NAG 7	Kali	13-nov-95	11.8	-0.95	16.7	4.15	-0.79	18.8
	LO 307	Kali	9-jun-93	8.49	-1.13	18.3	3.80	-1.27	18.4

LO 51 correspond à un encroûtement dans un sol, contient 9.65 poids % de S entièrement sous forme lessivable (sulfate) et est situé dans les environs immédiats de LO 50. LO 82 correspond à un encroûtement de calcite fibreuse dans un sol et contient 292 ppm de Sr (mesure par ICP-MS). LO 66 à 69 sont des calcites précipitées au contact de sources chaudes, et sont en partie biogéniques.

Table V-12 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables du bassin de la Narayani, autre que la Kali Gandaki

Formation	Échantillon	Rivière	Date	Ct	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Dol	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
				%	‰	‰	%	‰	‰
	BHURI GANDAKI								
LH	MO 109	Mati	12-mai-97	0.011	-5.7	17.8	0.006	-9.02	15.8
LH	MO 112	Isul	12-mai-97	1.86	-3.32	18.2	2.39	0.01	16.5
	LO 301	Bhuri	9-jun-93	2.38	-0.53	16.5	1.26	-0.63	18.4
	MARSYANDI								
TSS	NAG 22	Marsyandi	28-nov-95	20.1	0.87	8.5	4.60	-0.02	16.9
	MO 29	Dordi	4-mai-97	5.99	-2.01	17.1	0.42	2.03	16.4
HHC	MO 59	Chepe	7-mai-97	-			0.013	nd	nd
HHC	MO 73	Chepe	8-mai-97	0.001	nd	nd	0.002	nd	nd
	MO 90	Darondi	10-mai-97	0.15	-2.66	21.4	0.70	-1.34	16.6
LH	MO 94	Jarang	11-mai-97	0.002	nd	nd	0.002	nd	nd
LH	MO 102	Marsel	11-mai-97	0.001	nd	nd	0.003	nd	nd
	LO 315	Marsyandi	10-jun-93	34.0	-0.51	17.5	3.07	-0.46	18.6
	SETI								
	HF 10	Seti		53.3	-0.85	18.7	3.44	-0.32	19.3
	HF 11	Seti		41.3	-0.71	18.6	4.62	-0.43	19.2
LH	NAG 4	Bijapur	11-nov-95	0.30	-2.38	21.9	0.36	-2.27	18.1
	LO 313	Seti	10-jun-93	40.6	-0.82	18.5	3.81	-0.67	19.1
	LO 303	Seti	9-jun-93	21.0	-0.98	18.7	3.75	-0.80	18.9
	NARAYANI								
	LO 309	Narayani	9-jun-93	11.4	-0.81	17.1	3.34	-1.28	18.2
	NAG 48	Narayani	11-dec-95	9.82	-0.77	17.1	3.96	-0.98	19.0
	MO 215#	Nayarani	20-mai-97		-9.49	23.3			
	TRISULI								
	LO259	Trisuli	6-jun-93	12.4	1.29	20.4	0.69	-1.81	17.6
	TRI 19/6	Trisuli	19-jun-93	0.07	0.04	23.0	0.08	-0.15	19.4
	TRI 6/7	Trisuli	6-jul-93	0.14	-0.75	19.9	0.24	-0.77	17.3
	TRI 15/7	Trisuli	15-jul-93	0.87	-0.40	17.3	0.34	-0.21	17.3
	TRI 1/8	Trisuli	1-aoû-93	0.87	-0.44	17.5	0.38	-0.78	17.3
	TRI 15/8	Trisuli	15-aoû-93	0.81	-0.38	17.1	0.29	-0.84	16.9
	TRI 1/9	Trisuli	1-sep-93	1.09	-0.40	17.2	0.46	-0.89	17.0
	TRI 15/9	Trisuli	15-sep-93	0.60	-0.39	17.6	0.32	-0.56	17.4
	TRI 1/10	Trisuli	1-oct-93	0.05	1.63	20.1	0.06	-0.54	18.1
	TRI 15/10	Trisuli	15-oct-93	0.40	-0.16	17.5	0.24	-0.67	17.4
	TRI 1/11	Trisuli	1-nov-93	0.43	-0.30	16.8	0.20	-0.26	16.8
	TRI 1/12	Trisuli	1-déc-93	0.11	-0.01	18.3	0.23	-0.76	17.3
	TRI 4/4	Trisuli	4-avr-94	0.66	-0.30	17.8	0.30	-0.82	17.1
HHC	KN 83	Tadi	21-mar-94	0.05	-1.02	19.5	0.011	0.02	15.6
HHC	KN 101	Likhu	24-mar-94	0.002	nd	nd	0.021	-3.19	13.2
	LO 317	Trisuli	10-jun-93	0.20	-0.80	24.0	0.14	-1.38	19.6
	LO 305	Trisuli	9-jun-93	1.50	-1.38	18.6	1.72	-1.50	16.3

: fragment de coquille de gastéropode, séparé manuellement, du sable de la Narayani MO 215.

Pour le nord de la chaîne, les encroûtements de calcite des sols (LO 51, 52 et 82) ou proches des sources chaudes (LO 66 à 69), cristallisés à partir d'eau ayant des $\delta^{13}C$ entre –7 et +13.5‰ (voir chapitre IV), et des $\delta^{18}O$ entre –18.8 et –14.3‰, sont une source de calcite entraînant 1) une plus forte différence isotopique entre calcite et dolomite et 2) une diminution du $\delta^{18}O$, alors que le $\delta^{13}C$ augmente. Cette contribution est toutefois mineure et spatialement circonscrite dans le graben du flanc Nord de la chaîne (e.g. LO 50 et 97) ou dans les farines glaciaires (e.g. NAG 22). Dans le bassin de la Kali Gandaki, la diminution du $\delta^{13}C$ des calcites entre Kagbeni (LO2 ; NAG 20 et 25), exutoire du graben, et le flanc sud de la chaîne (NAG 38 et 42) est d'environ 1.5‰ (Table V-11). Les TSS restent une source de carbonate pour le bassin versant de ces derniers échantillons, mais les calcites de la F II sont aussi une source possible. Le $\delta^{18}O$ de ces calcites fortement métamorphisées est d'environ + 15 ‰ (France-Lanord *et al.*, 1988). L'absence de diminution du $\delta^{18}O$ de la calcite entre NAG 33 (TSS sans F II) et NAG 42-44 (TSS + F II) suggère une contribution prépondérante des TSS pour les carbonates des sédiments de la Kali Gandaki. Le $\delta^{13}C$ moyen des calcites de la base des TSS est de –0.9‰ en considérant la moyenne pondérée des rivières comme la haute Seti, la Thini ou la Miristi, qui ne draine que les carbonates de cette formation. Ainsi, la précipitation de carbonate pédogénique marque significativement la composition isotopique des particules exportées du Nord de la haute chaîne, mais disparaît totalement dès que la rivière reçoit les apports de l'érosion physique en flanc Sud.

Table V-13 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables du bassin de la Bheri et Karnali

Formation	Échantillon	Rivière	Date	Ct	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Dol	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
				%	‰	‰	%	‰	‰
	NAG 46	Thuli Bheri	25-nov-95	26.9	0.03	17.1	7.54	-0.28	18.6
LH	R 94-12	Aff Bheri	16-mar-94	3.23	-0.74	21.1	65.5	-0.50	20.5
	NAG 13	Bheri	18-nov-95	7.13	-1.12	18.3	4.93	0.11	19.3
	NAG 60	Bheri	jun/sept-95	6.80	-0.92	18.2	5.82	-0.18	19.4
	NAG 12	Karnali	17-nov-95	4.04	-2.07	18.3	4.30	-0.17	21.1
	NAG 18	Rapti	21-nov-95	7.07	-2.09	18.1	2.13	-1.56	18.5
	NAG 9	Rapti	16-nov-95	5.23	-3.03	19.2	1.34	-1.80	18.4

Pour les sédiments provenant du bassin du Brahmapoutre au Bangladesh, les calcites ont des compositions isotopiques d'oxygène plus élevées que l'ensemble des autres carbonates (Figure V-15), y compris les carbonates biogéniques du Bangladesh (Table V-14). Ces carbonates pourraient correspondre à de la pédogenèse en hiver (Stern *et al.*, 1997) ou alors à des formations carbonatés non métamorphiques dans le bassin versant.

La précipitation de carbonate supergène dans la plaine n'est visible que dans des bassins à très faible apport carbonaté et la composition isotopique des carbonates de sédiments de rivières est parfaitement compatible avec les compositions isotopiques connues pour les formations himalayennes (Chapitre III). Cependant, une faible contribution de carbonates, pédogéniques, tel que des fragments de test carbonatés, n'est pas discernable par l'étude des isotopes stables, étant donné la variabilité des roches sources. Nos résultats indiquent toutefois une plus faible gamme de variation isotopique que celle des roches sources pour la plupart des échantillons et impliquent qu'ils moyennent les signatures des formations carbonatées érodées. L'influence de la contribution de carbonates pédogéniques et biogéniques a tendance à disperser les compositions, comme dans le cas du cours supérieur de la Kali, et peut donc être considérée comme négligeable par rapport à la teneur en carbonate du sédiment.

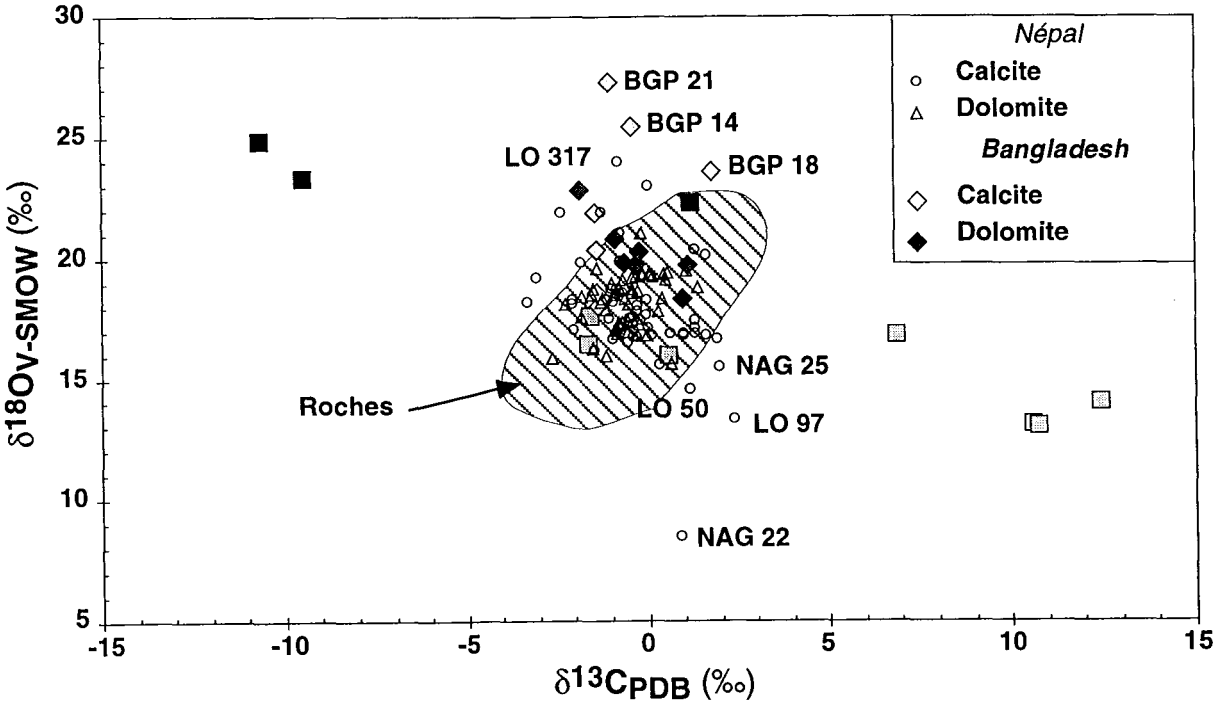


Figure V-15 : Composition isotopique en oxygène et carbone des calcites et dolomites des sédiments de rivières. Ces données sont comparées à la signature isotopique des formations carbonatées ainsi qu'à la composition de coquilles de gastéropodes séparés de quelques sédiments (carrés noirs) et d'encroûtement pédogéniques du flanc nord de la chaîne (carrés clairs).

La faible différence de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ entre les carbonates des TSS et ceux du LH (Chapitre III) ne permet pas de différencier la contribution de ces deux formations. Seules

les formations des Siwaliks ont des compositions en carbone suffisamment distinctes pour que leurs contributions soient visibles. L'évolution des $\delta^{13}C$ le long de la Rapti, entre NAG 18 et NAG 9, est caractérisée par une diminution de 1‰ du $\delta^{13}C$ de la calcite, principale phase minéralogique des carbonates des Siwaliks (Table V-13). Or, entre ces deux échantillons, les Siwaliks sont la seule formation érodée, ce qui implique que 26 % de la calcite dans NAG 9 provient de l'érosion des Siwaliks entre NAG 18 et NAG 9 (en prenant –5.7‰ pour le $\delta^{13}C$ moyen de cette formation, voir Chapitre III).

La teneur en carbonate des sédiments des principales rivières franchissant les Siwaliks (Karnali, Bheri et Narayani) est élevée (8 à 15 %), ce qui nécessite une faible érosion chimique des carbonates dans les Siwaliks et une forte contribution de cette formation, pour être visible sur le $\delta^{13}C$. L'érosion physique des carbonates des Siwaliks n'est pas suffisamment importante par rapport au flux de sédiments sortant de la chaîne pour que le $\delta^{13}C$ des sédiments du Gange soit significativement différent de ceux des rivières dans la chaîne (Table V-14).

Table V-14 : Teneur et composition isotopique des carbonates dans les sables et les matières en suspension au Bangladesh

Échantillon	Rivière	Date	Type	Ct	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Dol	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
				%	‰	‰	%	‰	‰
BGP 11	Tista	4-août-96	S	0.003	nd	nd	0.007	nd	nd
BGP 76	Tista	7-mar-97	S	0.001	nd	nd	0.005	nd	nd
BGP 5	Gange	2-août-96	S	4.59	-1.43	20.4	2.52	-0.62	19.8
BGP 6	Gange	2-août-96	S	3.03	-1.36	18.1	1.51	-0.31	19.8
BGP 7	Gange	2-août-96	MES	4.04	-1.46	21.9	2.03	-0.91	20.8
BGP 68	Gange	3-mar-97	S	2.38	-1.43	18.6	1.35	-0.24	20.3
BGP 71	Gange	3-mar-97	C		1.21	22.3			
BGP 14	Brahmapoutre	5-août-96	S	0.024	-0.45	25.4	0.53	0.94	18.3
BGP 18	Brahmapoutre	5-août-96	MES	0.15	1.77	23.6	1.07	1.12	19.8
BGP 82	Brahmapoutre	7-mar-97	S	0.003	nd	nd	0.004	nd	nd
BGP A	Brahmapoutre	11-jan-96	S	0.005	nd	nd	0.007	nd	nd
BGP 36	Upper Meghna	13-août-96	S	0.019	-4.13	26.5	0.04	-6.59	15.3
BGP 36	Upper Meghna	13-août-96	C		-10.66	24.8			
BGP 0	Upper Meghna	20-oct-94	S	0.007	nd	nd	0.009	nd	nd
BGP 21	Lower Meghna	10-août-96	MES	2.00	-1.06	27.3	0.85	-1.84	22.8

S : sédiment de rivière ; MES : matière en suspension ; C : fragment de coquille de gastéropode.

V-4-2-2) : La teneur

La teneur en carbonate varie entre 0 et 56 % et la proportion de dolomite est également très variable entre 5 et 95% (Table V-11 à V-14). Le rapport carbonate/silicate est variable entre les différentes rivières et apparaît bien lié à la lithologie dominante du

bassin haute chaîne et flanc sud. Par exemple la Trisuli qui draine peu de terrains carbonatés à une teneur moyenne de 1% alors que la Marsyandi qui a un bassin important dans les TSS et la FII atteint une teneur de 37%. Dans le détail, la teneur en carbonate de la Kali Gandaki et de la Seti diminue du Nord vers le Sud (Figure V-16) avec une diminution très marquée à l'entrée dans le Moyen-Pays. Au Bangladesh, les teneurs en carbonates sont encore significatives dans le Gange (5 %) alors que le Brahmapoutre a une teneur de 0.5% partiellement associée à la présence de carbonates pédogéniques.

La diminution de la teneur en carbonate d'un sédiment de rivière peut être liée à une dilution par l'apport de sédiments plus silicatés, ou alors par la dissolution progressive des carbonates lors de leur transport. Nous avons vu que les rivières qui ont une teneur significative de carbonate dans ses sédiments (>3 %), ont une eau sursaturée en carbonate, caractère hérité de l'équilibre chimique réalisé dans le sol (Chapitre IV). Ainsi, les rééquilibrages des eaux d'une rivière telle que la Kali, la Bheri ou la Marsyandi tendent à précipiter des carbonates et non à les dissoudre. Le dépôt inorganique de carbonate est un mécanisme assez lent et qui requiert des conditions d'agitation assez faibles (e.g. Morse, 1983). Il est donc négligeable dans les conditions d'agitation des rivières et vu leurs temps de transport (moins de deux jours pour la partie dans la chaîne). Les sédiments peuvent aussi subir une altération aérienne, lors de la saison de basse eau. L'échantillon NAG 7 correspond à un sédiment de la Kali Gandaki prélevé au sommet du dépôt de la mousson, soit 4 m au dessus du niveau de l'eau en novembre, alors que NAG 6 est un sédiment échantillonné sous l'eau en novembre (Table V-11). Ces deux échantillons ne montrent pas de variation du rapport calcite/dolomite. Or la cinétique de dissolution de la calcite est plus rapide que celle de la dolomite (Drever et Clow, 1995), ce qui implique que la dissolution de la calcite n'est pas significative dans les sédiments exondés. La différence de teneur totale en carbonate documente la variabilité des apports carbonatés dans le temps qui est de 10 % à cet endroit sur les échantillons disponibles. C'est donc un apport de silicate qui fait évoluer la teneur en carbonate des rivières himalayennes.

La forte diminution de la teneur en carbonate est localisée dans les 50 premiers kilomètres en aval de la rupture du profil de rivière au niveau du MCT (Figure V-16). Par exemple, les sédiments de la Kali Gandaki ont une teneur de 30.4 % en dessous du MCT (NAG 42), qui chute à 16.6 % en 33 km de distance (NAG 44). Entre ces deux points, plusieurs processus peuvent expliquer la diminution de carbonate dans les sédiments échantillonnés. Cela peut être un effet de mélange et dans ce cas, l'apport des rivières drainant principalement le versant Sud-Est du Dhaulagiri doit être plus silicaté. La diminution des carbonates peut aussi résulter d'un effet de tri granulométrique car le transport sous forme de blocs et galet n'est pas pris en compte. Or les rivières dans la zone du MCT charrient énormément de blocs, principalement silicatés, ce qui implique que notre échantillonnage sous estime les silicates dans la partie haute des rivières.

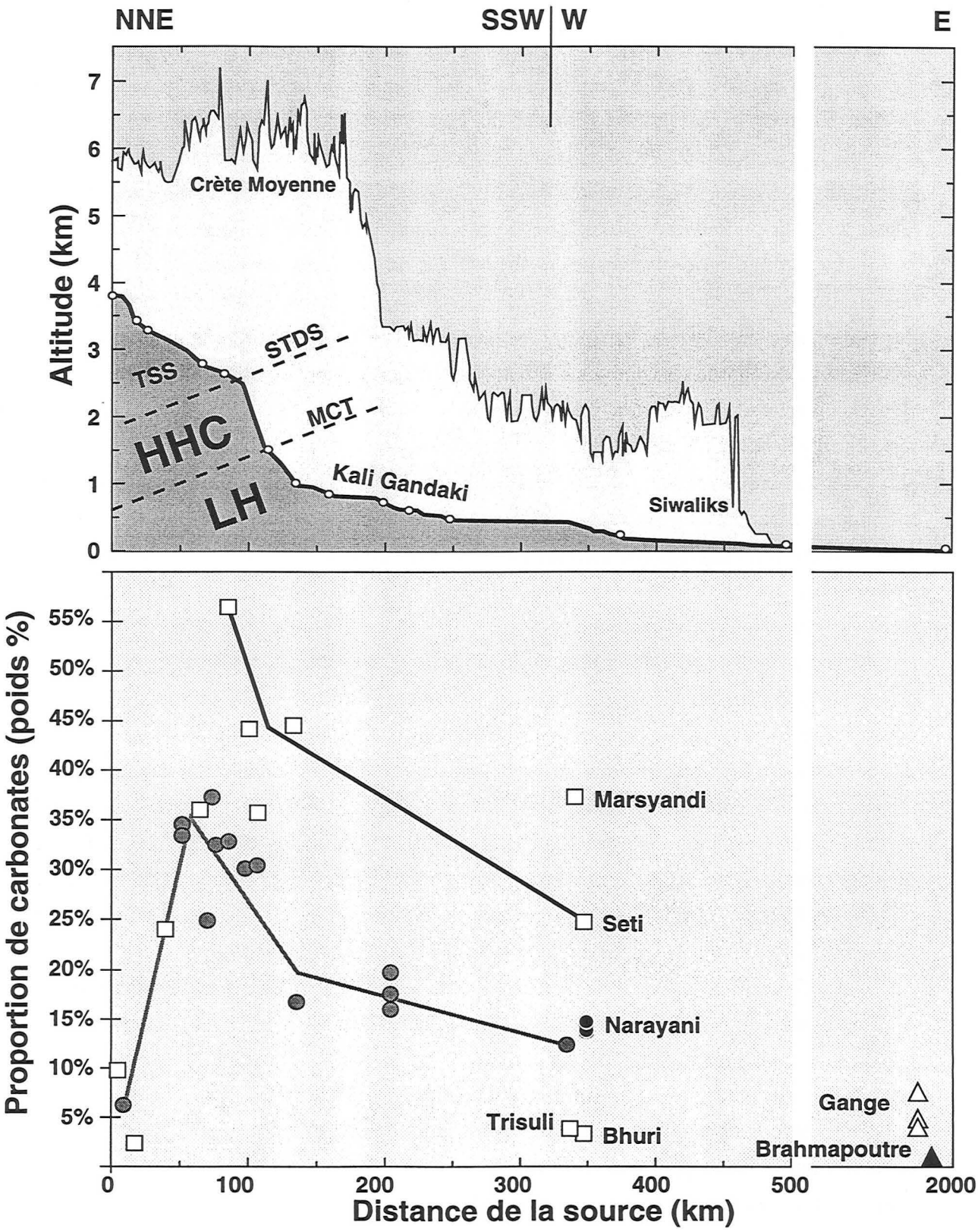


Figure V-16 : Variation de la teneur en carbonate des sédiments de rivières le long du profil de la Kali Gandaki, depuis sa source en flanc nord de la chaîne, jusqu'à son entrée dans la plaine du Gange. Le profil topographique est d'après Hurtrez (1998).

V-4-2-3) : La minéralogie des carbonates

La proportion de dolomite dans la phase carbonatée est variable depuis des rivières très dolomitiques telles que l'Andhi (MO 207), l'affluent LH de la Bheri (R94-12) ou le Brahmapoutre (BGP 14 et 18), jusqu'à des rivières dominées par la calcite comme la Haute Seti (HF 10), la Miristi (NAG 40), la Trisuli lorsqu'elle transporte beaucoup de carbonate (LO 259), la Dordi (MO 29) et la Kali Gandaki entre Kagbeni et le flanc Sud. Ces différences correspondent à la minéralogie dominante des bassins versants, et les rivières drainant les TSS et la FII comme formation carbonaté (haute Seti, haute Kali Gandaki) ont un rapport calcite/dolomite compris entre 11.8 et 18.1 (poids %) alors qu'il est de 0.05 à 0.8 pour les rivières pure LH (Table V-11 à 13). La moyenne pondérée du rapport calcite/dolomite des TSS et FII érodées est de 14.7 alors que celle du LH est de 0.4.

La proportion de dolomite dans la phase carbonatée des sédiments augmente continuellement le long d'un profil de rivière (Figure V-17). Cette évolution est systématique pour les rivières échantillonnées dans leur partie amont et aval du LH : le rapport calcite/dolomite de la Bheri passe de 3.6 à 1.2 et celui de la Seti de 15.5 à 5.6.

La proportion de $CaCO_3$ érodé chimiquement dans la chaîne est de 17 à 30 % en moyenne (paragraphe V-4-2). Pour le Népal Central, le flux de $CaCO_3$ dissous est de 3.27 10^6 t/an, en utilisant nos données de la Narayani et celles du Gandak (Sarin *et al.*, 1989). Sachant que le flux de particule est supérieur à 160 10^6 t/an (paragraphe V-3), l'ensemble du $CaCO_3$ dissous est équivalent à une teneur en calcite de 2 %. Si toute la charge dissoute est acquise par dissolution de calcite lors du transport, cela implique que ces 2 % doivent être rajoutée à la quantité de calcite des sédiments. Le rapport calcite/dolomite de la Narayani serait donc de 3.4 au lieu de 2.9. Ce rapport de 3.4 devrait être celui des sédiments arrivant dans le LH, ce qui est incompatible avec les rapports des rivières au niveau du MCT. Ce raisonnement par l'absurde démontre bien que la diminution du rapport calcite/dolomite dans le LH n'est pas contrôlé par la dissolution de calcite TSS et FII, mais par l'apport progressif de carbonates physiquement érodés du LH venant ce mélanger à ceux provenant des TSS et FII caractérisés par le rapport calcite/dolomite au sortir de la haute chaîne.

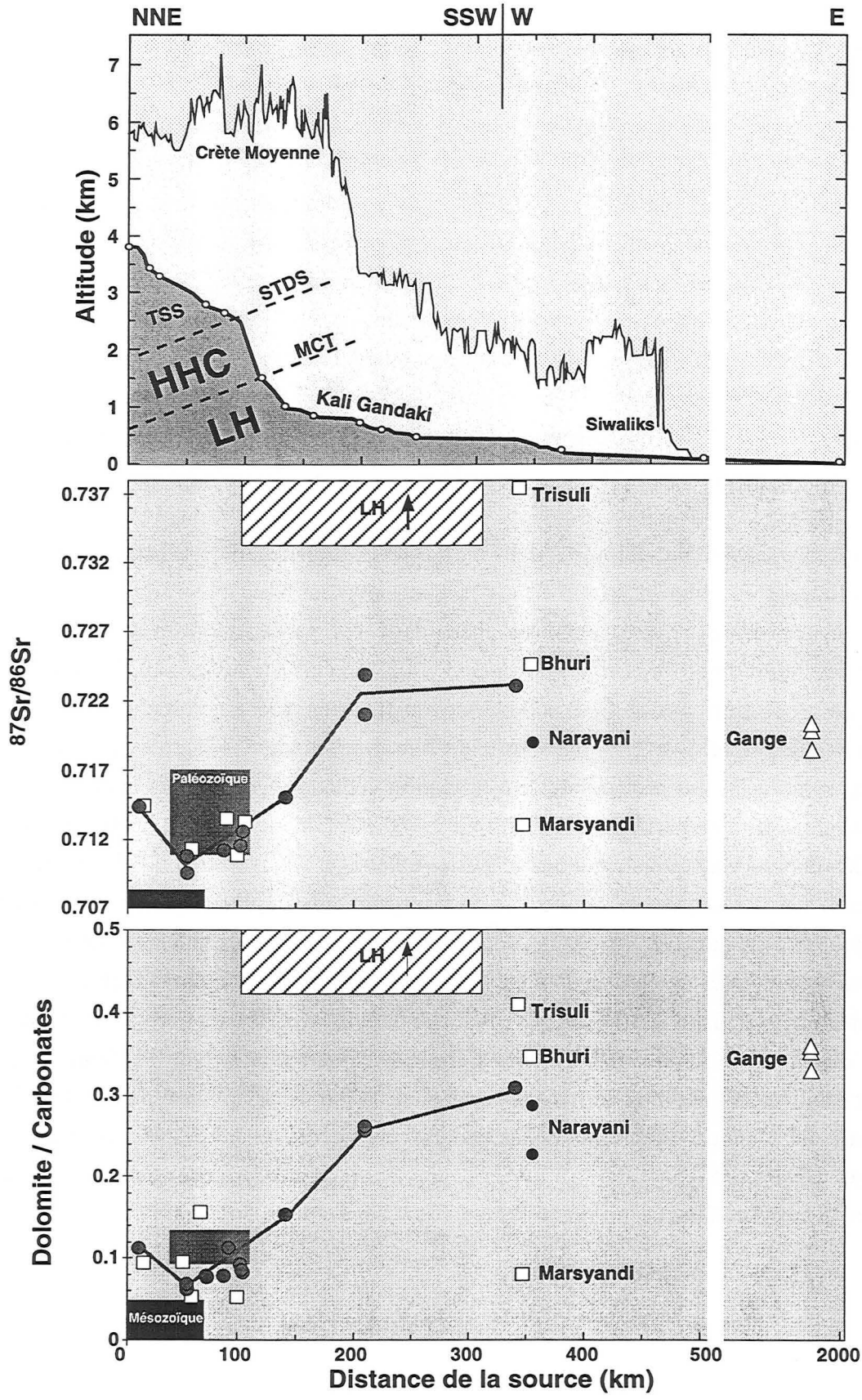


Figure V-17 : Variation de la composition isotopique du Sr et de la minéralogie des carbonates des sédiments de rivières le long du profil de la Kali Gandaki, depuis sa source en flanc nord de la chaîne, jusqu'à son entrée dans la plaine du Gange. Le profil topographique est d'après Hurtrez (1998).

Un tri minéralogique entre les différentes fractions granulométriques (galets, sable et MES) peut aussi modifier le rapport calcite/dolomite durant le transport. Cependant, les contributions les plus proximales sont celles du LH et sont dolomitiques. Donc, si les rivières transportent des galets de carbonates, leur minéralogie est plutôt dolomitique, ce qui tendrait à une surestimation du rapport calcite/dolomite des sédiments échantillonnés. Pour le fractionnement minéralogique des carbonates entre les MES et les sédiments, aucune différence significative n'a été observée pour le Gange. A partir du rapport calcite/dolomite, la contribution des TSS+FII en carbonate est plus importante dans le bassin de la Narayani, qui est caractérisé par un rapport calcite/dolomite de 2.9 que dans le bassin de la Bheri-Karnali qui a un rapport de 1.2.

Le rapport calcite/dolomite des sédiments du Gange et Brahmapoutre est respectivement de 2 et 0.1. La forte dominance de la dolomite dans les sédiments ou MES du Brahmapoutre, alors qu'une proportion significative de calcite est pédogénique et ou biogénique implique une très faible contribution des TSS à la charge particulaire de ce fleuve. Pourtant, la lithologie du bassin du Tsangpo est fortement marquée par les TSS, alors que les affluents du Bhoutan n'ont qu'une très faible partie de leur bassin dans les TSS très au nord de la haute chaîne (e.g. Gansser, 1964 ; Gansser, 1983). Nos résultats impliquent une très faible contribution du Tsangpo à la charge particulaire du Brahmapoutre et confirment les études de flux de MES réalisées au Tibet (Chapitre I).

Ces 2 fleuves intègrent aussi l'érosion des Siwaliks. L'apport de l'érosion de cette formation est dominé par la calcite : le rapport calcite/dolomite moyen pondéré de la teneur en carbonate dans la coupe de la Suraï est de 18.0 (Chapitre III). Dans la coupe de la Suraï, cette calcite est caractérisée par un $\delta^{13}C$ de -6.2 ± 2.3 ‰. Elle est donc principalement un ciment carbonaté, alors que la dolomite a une origine détritique LH (Quade *et al.*, 1997 ; DeCelles *et al.*, 1998). La minéralogie et géochimie des Siwaliks du bassin du Brahmapoutre ne sont pas connues, mais les circulations de fluides dans le bassin d'avant chaîne ont du être à peu près similaires que dans la coupe de la Suraï et ont du précipiter de la calcite. Le très faible rapport calcite/dolomite des sédiments du Brahmapoutre impliquent une très faible contribution des Siwaliks. En revanche, la minéralogie des particules du Gange est plus ambiguë, car elle est fonction de la proportion de mélange des différents affluents himalayens qui n'est pas connue, mais aussi de la contribution des Siwaliks.

V-4-2-4) : Les teneurs et composition isotopique du Sr des carbonates.

Les teneurs en Rb et Sr ainsi que les compositions isotopiques du Sr des attaques ménagées sur les sédiments ont été présentées au Chapitre IV. La teneur en Rb (2.3 ± 2.0 ppm) et le très faible rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0.023 ± 0.029) obtenus impliquent que Rb et Sr

dérivent des carbonates (voir chapitres II et IV). Les compositions isotopiques du Sr des principales rivières himalayennes et du Ganges sont comprises entre 0.712 et 0.738. Ces valeurs remarquablement élevées pour des carbonates, confirment les résultats obtenus sur quatre rivières dans la partie basse du bassin de la Karnali (0.722 à 0.734 d'après Quade *et al.*, 1997) et reflètent la contribution des formations carbonatées métamorphiques ayant subi un échange de Sr avec des silicates (Chapitre III ; IV et Singh *et al.*, 1998). La composition isotopique du Sr des carbonates le long d'une rivière himalayenne augmente à partir du moment où les formations du LH deviennent une source de sédiment. L'augmentation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est associée à une diminution du rapport calcite/dolomite (Figure V-17) ainsi qu'à celle des concentrations en Sr des carbonates (Figure V-18).

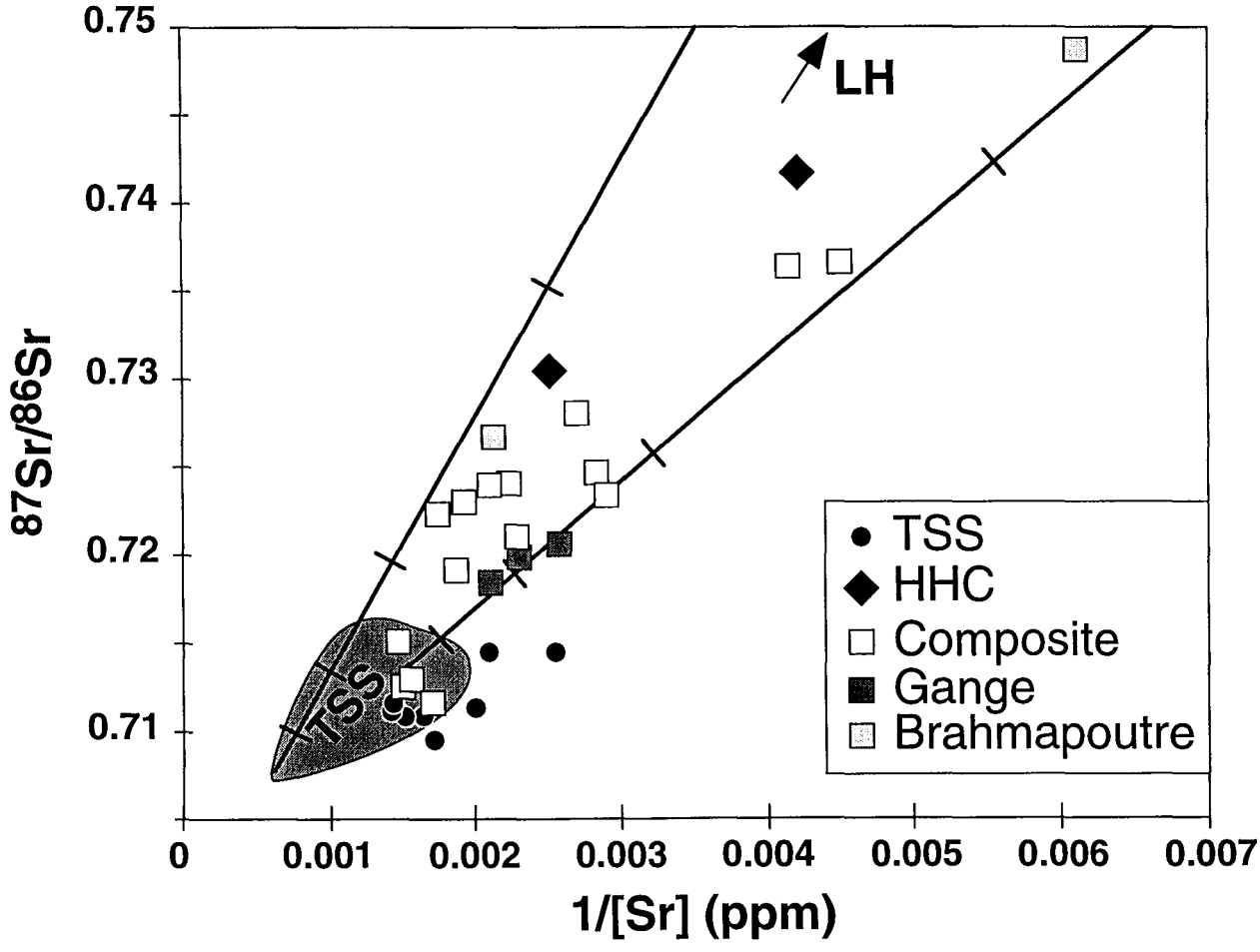


Figure V-18 : Composition isotopique du Sr en fonction de 1/[Sr] dans les sédiments de rivières. Les deux droites correspondent à un mélange entre le LH ([Sr] = 50 ou 100 ppm et $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.845) et les TSS ([Sr] = 700 et $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.713 ou [Sr] = 1600 et $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7079). Les compositions des sédiments de rivières impliquent que le pôle non radiogénique du LH (voir Chapitre III) n'est pas physiquement érodé.

Dans la partie la plus septentrionale de la Kali Gandaki, au Mustang, les compositions isotopiques de Sr sont autour de 0.7144 pour des teneurs de l'ordre de 450 ppm. Ces carbonates sont donc un peu plus radiogénique et contiennent moins de Sr que les carbonates des TSS (Chapitre III). Dans cette partie du bassin, la fraction carbonatée des sédiments de rivière est caractérisée par la présence significative de carbonate pédogénique (paragraphe V-4-2-1) qui ont de faibles teneur en Sr (la calcite de LO 82 en contient moins de 300 ppm). La composition isotopique de ces calcites pédogéniques n'est pas connue, mais est fixée par celle des eaux du sols, qui doit être voisine de celle des rivières (0.716 à 0.723). Ainsi, les faibles teneurs et la composition isotopique un peu supérieure par rapport aux TSS de la phase carbonatée de la Kali dans le graben de la Thakkhola proviennent d'une proportion significative de carbonate pédogéniques dans les sédiments. Le mélange de 25 à 50 % de carbonate pédogénique ayant un $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.720, 300 ppm de Sr et un $\delta^{13}C$ de +7‰ à un carbonate des TSS ($^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.713, 700 ppm de Sr et un $\delta^{13}C$ de –1.5‰) permet d'expliquer les compositions des carbonates des sédiments de rivières dans cette région.

À partir de Kagbeni, le $^{87}Sr/^{86}Sr$ des carbonates chute autour de 0.7107 ± 0.0007 (Figure V-17), avec des teneurs qui sont plus élevées, autour de 600 ± 80 ppm cohérentes avec les formations peu métamorphisé du Mésozoïque local (Chapitre III). Les compositions isotopiques et teneurs de Sr confirment donc l'interprétation des isotopes stables, et l'érosion physique de l'ensemble du graben de la Thakkhola devient négligeable par rapport à l'érosion des TSS entre Kagbeni (LO2-NAG 20) et Marpha (LO 102-NAG 29).

L'évolution des teneurs et compositions de Sr des carbonates lors du parcours des rivières dans le LH est strictement semblable à celle du rapport calcite/dolomite (Figure V-17) et ces deux traceurs de source seront donc utilisés pour calculer la proportion de carbonate provenant des TSS et du LH.

V-4-2-5) Proportion de LH dans la fraction carbonatée des sédiments de rivières

Nous savons que la minéralogie et le Sr de la fraction carbonaté des sédiments de rivières sont interprétables en termes d'un mélange entre l'apport du LH et celui des TSS. Une proportion de mélange peut être calculée, à partir du moment où les pôles sont connus. La proportion de carbonate provenant du LH peut être définie par la quantité de calcite et celle de dolomite provenant du LH par rapport à la quantité totale de carbonate dans le sédiment, soit :

$$X_{LH}^{Carb} = \frac{[Ct_{LH}]^{\%\,dim ent} + [Dol_{LH}]^{\%\,dim ent}}{[Carb]^{\%\,dim ent}}$$

Les quantités de calcite et dolomite provenant du LH doivent vérifier les équations de mélange pour la calcite et la dolomite, ainsi que l'équation de bilan, soit :

$$[Ct]^{Sédiment} = [Ct_{TSS}]^{Sédiment} + [Ct_{LH}]^{Sédiment}$$
$$[Dol]^{Sédiment} = [Dol_{TSS}]^{Sédiment} + [Dol_{LH}]^{Sédiment}$$
$$[Carb]^{Sédiment} = [Ct_{LH}]^{Sédiment} + [Ct_{TSS}]^{Sédiment} + [Dol_{LH}]^{Sédiment} + [Dol_{TSS}]^{Sédiment}$$

Et la quantité de calcite et de dolomite provenant de chaque formation sont reliées par les relations :

$$[Ct_{TSS}]^{Sédiment} = K_{TSS} \times [Dol_{TSS}]^{Sédiment}$$
$$[Ct_{LH}]^{Sédiment} = K_{LH} \times [Dol_{LH}]^{Sédiment}$$
$$où\ K_i = (Ct/Dol)_i$$

D'après la minéralogie moyenne des bassins drainant seulement les carbonates des TSS, K_{TSS} = 14.7 alors que les carbonates physiquement érodés dans le LH ont un K_{LH} de 0.43. Nous pouvons aussi écrire le bilan des teneurs et compositions isotopiques du Sr de la phase carbonaté, soit :

$$^{87}Sr/^{86}Sr_{Carb} \times [Sr]_{Carb} = X_{LH}^{Carb} \times {}^{87}Sr/^{86}Sr_{LH} \times [Sr]_{LH} + (1 - X_{LH}^{Carb}) \times {}^{87}Sr/^{86}Sr_{TSS} \times [Sr]_{TSS}$$
$$[Sr]_{Carb} = X_{LH}^{Carb} \times [Sr]_{LH} + (1 - X_{LH}^{Carb}) \times [Sr]_{TSS}$$

La composition en Sr des carbonates des TSS a été déterminée à partir de la phase carbonatée des sédiments de la Kali en amont de NAG 34 ou de la haute Séti (HF 10), soit [Sr] = 700 ppm et $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.712. La relation de mélange pour l'ensemble des rivières (Figure V-18) nous indique que le pôle du LH qui est physiquement érodé a une composition semblable aux échantillons très radiogéniques du LH et relativement riche en Sr, tel que AP-74-207 au Népal Central, ou KU 92-43 et KU 92-43 au Garhwal (Singh *et al.*, 1998), soit [Sr] = 100 ppm et $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.845.

La définition minéralogique et isotopique de ces deux pôles est variable d'un sous-bassin à l'autre. Ainsi, les TSS de la Seti sont plus radiogéniques ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.713) et plus riches en calcite (K_{TSS} = 18.1), alors que pour la Kali, les TSS sont moins radiogéniques ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.711) et plus dolomitiques (K_{TSS} = 12.5). Cette corrélation entre la composition isotopique en Sr des carbonates et leur minéralogie est cohérente avec les modifications métamorphiques. Plus le métamorphisme est important, plus le Mg est incorporé dans la phase silicatée et plus le carbonate échange du Sr avec le silicate.

Malgré ces variabilités, la calcul de la proportion de carbonate provenant du LH qui esteffectué sur les principales rivières dans la chaîne, ou sur le Gange au Bangladesh, à partir des compositions du Sr est cohérent avec celui basé sur les données minéralogiques (Figure V-19). La Kali Gandaki transporte 5-15 % de carbonate provenant du LH dans la zone proche de la chaîne (Tatopani-Baglung) et 30-45 % dans la partie basse de son cours

(Ramdi-Kot). La proportion de LH dans la Trisuli varie entre 0 % pour le début juin à presque 100 % pour le début décembre. Cependant, la fraction de carbonate total dans les sédiments de la Trisuli sont très faibles, et un faible ajout d'un ou l'autre de ces affluents, aura un effet important, à partir du moment où celui-ci draine un bassin fortement carbonaté. C'est le cas de la partie Nord du bassin versant (Bhote kosi). La proportion de carbonate du LH dans le sédiment total est, en revanche, très constante autour de 0.3 % dans la Trisuli à Betrawati, alors que la proportion de carbonate provenant des TSS varie de 0 à 13 %. Les quantités de carbonate LH érodées sont clairement très variables d'un bassin à l'autre et reflètent bien les différences de géologie locale. Par exemple, le LH dans le bassin de la Trisuli est plus silicaté que dans le bassin de la Kali Gandaki (Pêcher, 1978).

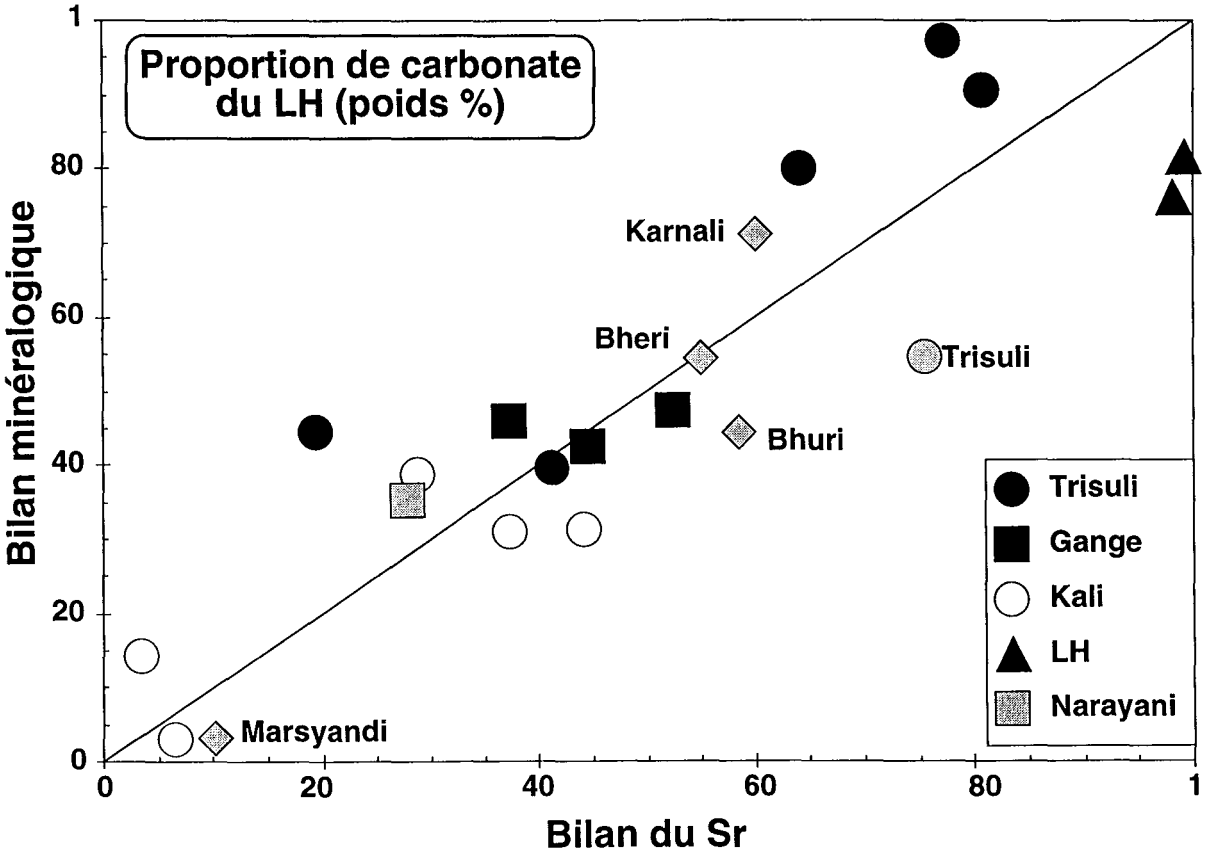


Figure V-19 : Proportion de carbonate provenant du LH contenu dans les sédiments de rivières du Népal et Bangladesh. Le calcul a été effectué en utilisant le contraste minéralogique (rapport calcite/dolomite faible dans le LH et élevé ailleurs) ou la composition isotopique des carbonates ($^{87}Sr/^{86}Sr$ élevé dans le LH et faible ailleurs). Voir le texte pour la composition exacte des pôles. Le bon accord entre ces deux bilans implique que le fractionnement des carbonates lors du transport est faible, ce qui permet de traiter les données minéralogiques en termes de mélange LH-TSS.

En plus de la variabilité de l'érosion physique des carbonates, il existe une forte variabilité du taux d'érosion chimique des carbonates (Chapitre IV). Le tableau V-15 présente les flux particulaires et dissous calculés pour les principales rivières documentées par ce travail. Nous avons vu que pour la fraction dissoute les TSS marquent fortement la chimie des rivières, quel que soit leur position par rapport à la haute chaîne (Chapitre IV). Le rapport LH/TSS pour la phase particulaire est, en revanche, fortement dépendant de la position des TSS par rapport à la haute chaîne. Lorsque les TSS sont soumises à l'érosion en flanc Sud, ce qui est le cas de la Kali Gandaki, l'érosion physique des carbonates est dominante et les TSS sont la source principale de l'érosion carbonatée totale. Dans le cas d'une position plus au Nord des TSS, c'est le cas de la Trisuli ou du Brahmapoutre, les TSS restent la source de carbonate érodé la plus importante, mais l'érosion s'effectue sous forme chimique, et éventuellement par pulse particulaire comme pour la Trisuli (début juin 1993). Enfin le bassin de la Bheri-Karnali est caractérisé par une érosion des carbonates dominée par le LH. La géométrie de la chaîne est plus floue dans ce bassin, avec une rupture de pente au niveau de la haute chaîne moins marquée qu'ailleurs. De plus, la lithologie du LH semble être plus carbonatée qu'au Népal Central. En l'absence d'une meilleure connaissance des caractéristiques de ce bassin, il est difficile de déterminer la raison de la forte érosion des carbonates du LH par rapport à celles des TSS.

L'érosion totale des carbonates dans le bassin du Brahmapoutre est entre 1/4 et 5/9 de celle du bassin du Gange, alors que la proportion de carbonate à l'affleurement y est nettement plus importante. Cette différence est exclusivement due à l'érosion physique des carbonates. La présence de TSS et F II en flanc sud de la chaîne sur l'ensemble du bassin du Gange suffit à augmenter significativement le transport de carbonate sous forme particulaire dans le Gange. Cette érosion physique alimente aussi la plaine en sédiments carbonatés qui y sont partiellement dissous (Sari et al., 1989 ; Moe, 1993 ; Galy et France-Lanord, in press) et contribuent à un flux de carbonate dissous important dans la plaine.

Table V-15 : Bilan de l'érosion carbonaté pour les rivières himalayennes ainsi que pour le Gange et le Brahmapoutre

Bassin	Dissous 10^6 t/an	X_{dis} %	MES 10^6 t/an	Particulaire Total 10^6 t/an	X_{LH} %
Trisuli	0.66	60	0.22	0.44	30
Narayani-Gandak	3.27	14	4.48	19.9	25 à 35
Karnali-Ghaghara	4.42	22	5.78	16.1	55 à 70
Gange Himalaya	17.2	24 ± 7	27 ± 7	61 ± 23	
Gange total	28.6	34 ± 9	27 ± 7	61 ± 23	40 à 55
Brahmapoutre	25.1	75 ± 6	6.2 ± 1.3	8.4 ± 2.6	100

Les flux dissous sont ceux de $CaCO_3$ + $MgCO_3$ (voir Chapitre IV). Les flux particulaires sont calculés à partir des flux et des teneurs en $CaCO_3$ particulaire. Gange Himalaya correspond au chimique produit dans la chaîne et au particulaire total.

Table V-16 : Compositions isotopiques du Sr et Nd de la fraction silicatée des sédiments de rivières du Népal

Ech#	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}Sm/^{143}Nd$	$^{144}Nd/^{143}Nd$	ε_{Nd}
KALI GANDAKI									
LO50	244	87.2	7.94	0.75598	9.90	47.6	0.132	0.512023 ± 6	-12.0
LO64	213	155	3.89	0.73591	3.46	17.1	0.128	0.511915 ± 9	-14.1
LO2	159	95.9	4.70	0.73196	5.30	30.0	0.112	0.511837 ± 4	-15.6
NAG20	157	96.0	4.63	0.73163	3.57	19.3	0.117	0.511928 ± 7	-13.8
NAG25	248	162	4.32	0.72249	8.51	47.5	0.114	0.511898 ± 5	-14.4
NAG33	137	95.8	4.04	0.72911	6.80	38.4	0.112	0.511758 ± 7	-17.2
NAG36	224	153	4.13	0.72485	6.68	38.5	0.110	0.511810 ± 9	-16.2
NAG38	157	135	3.29	0.73023	5.92	32.2	0.117	0.511823 ± 9	-15.9
NAG42	153	143	3.03	0.72976	5.22	28.9	0.115	0.511775 ± 6	-16.8
NAG44	125	116	3.05	0.74638	5.10	28.0	0.115	0.511594 ± 5	-20.4
LO311	113	86.3	3.70	0.75153	6.15	33.8	0.115	0.511660 ± 10	-19.1
NAG6	105	111	2.68	0.74376	7.87	43.0	0.116	0.511698 ± 8	-18.3
LO307	166	69.2	6.82	0.76744	6.36	35.2	0.115	0.511682 ± 8	-18.6
NAG48	127	103	3.51	0.75363	7.04	38.7	0.116	0.511672 ± 4	-18.8
TRISULI									
LO259	212	137	4.10	0.74146	7.48	42.3	0.112	0.511854 ± 11	-15.3
TRI6/7	114	114	2.54	0.75390	10.9	55.3	0.125	0.511756 ± 5	-17.2
TRI15/9	169	128	3.76	0.75864	6.31	33.0	0.121	0.511802 ± 8	-16.3
TRI1/10	147	105	3.98	0.77035	4.30	22.9	0.119	0.511607 ± 10	-20.1
TRI1/12	120	107	3.18	0.76592		34.5		0.511705 ± 10	-18.2
TRI4/4	133	110	3.43	0.76664		25.8		0.511608 ± 7	-20.1
LO317	132	103	3.64	0.75630	6.64	35.4	0.119	0.511767 ± 5	-17.0
SETI									
HF10	129	47.3	7.70	0.73778	3.82	22.3	0.109	0.511748 ± 10	-17.4
HF11	119	69.6	4.82	0.73127	4.15	22.0	0.120	0.511767 ± 8	-17.0
MARSYANDI									
LO315	277	95.0	8.24	0.73658	5.64	33.6	0.107	0.511823 ± 10	-15.9
BHURI GANDAKI									
LO301	85.8	93.2	2.61	0.76724	5.36	29.9	0.114	0.511511 ± 7	-22.0
BHERI									
NAG13	82.0	56.0	4.15	0.75658	4.42	24.9	0.113	0.511604 ± 5	-20.2
KARNALI									
NAG12	75.8	65.8	3.27	0.77370	7.98	43.7	0.116	0.511747 ± 5	-17.4

V-4-3) : Les silicates

Nous avons analysé les compositions isotopiques en Sr et Nd de la fraction silicatée des sédiments des principales rivières du bassin de la Narayani, les exutoires de l'Ouest Népal (Table V-16) ainsi que les principales rivières échantillonnées au Bangladesh (Table V-17). Ces échantillons, bien que relativement homogènes quant à leur minéralogie, sont sensibles aux effets de tri minéralogie. En particulier une variation de la teneur en biotite aura une très grande influence sur les compositions en Rb-Sr. Pour tenter d'éviter ce

problème, nous avons également analysé les fractions argileuses décarbonatées des principales rivières ainsi que de quelques sols du Bangladesh (Table V-18 et 19). Nous présenterons d'abord les particularités de la fraction silicatée par rapport à la composition du sédiment total. Nous discuterons ensuite de la composition des fractions argileuses.

V-4-3-1) : La géochimie isotopique Sr-Nd de la fraction silicatée des sédiments

La composition isotopique en Nd de la fraction silicatée des principales rivières himalayennes est assez constante (ε_{Nd} = -17 ± 2.2) et similaire à celle des sédiments totaux (Paragraphe V-4-1-1). Le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ est très constant autour de 0.115 ± 0.005 et correspond à la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (e.g. Taylor et McLennan, 1995).

La composition isotopique en Sr varie entre 0.721 et 0.824. Elle est plus radiogénique que celle des sédiments totaux. La variabilité est en partie liée à une influence du tri minéralogique qui entraîne une variation du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ (1.1 à 7.9) par rapport à celui des roches sources, mais reflète aussi les différences de composition du Sr entre chaque source.

La composition isotopique en Sr et Nd des silicates du Gange est strictement identique à celle des rivières himalayennes. Les signatures isotopiques du Brahmapoutre reste dans la gamme des rivières himalayennes, quoique décalée vers des $^{87}Sr/^{86}Sr$ inférieurs.

Table V-17 : Composition isotopique du Sr et Nd de la fraction silicatée des sédiments de rivières au Bangladesh

Échantillon	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}Sm/^{143}Nd$	$^{144}Nd/^{143}Nd$	ε_{Nd}
TISTA									
BGP11	168	92.5	5.18	0.80962	8.62	46.5	0.118	0.511551 ± 6	-21.2
BGP76	226	88.9	7.26	0.82496	7.58	40.8	0.118	0.511580 ± 5	-20.6
GANGE									
BGP5	182	85.3	6.05	0.76959	6.47	34.2	0.120	0.511729 ± 4	-17.7
BGP6	103	91.9	3.19	0.76913	9.77	52.3	0.119	0.511729 ± 4	-17.7
BGP7 (MES)	219	70.3	8.87	0.78151	7.36	39.1	0.119	0.511758 ± 8	-17.2
BGP68	94.8	79.0	3.41	0.77441	3.37	17.7	0.121	0.511730 ± 7	-17.7
Amjuhri series	86.4	81.5	3.01	0.74773	6.61	29.4	0.143	0.511904 ± 10	-14.3
BRAHMAPOUTRE									
BGP14	126	148	2.41	0.73457	7.26	39.0	0.118	0.511771 ± 6	-16.9
BGP18 (MES)	187	89.4	5.92	0.74884	6.51	34.3	0.120	0.511801 ± 8	-16.3
BGP82	74.2	183	1.14	0.72102	8.69	50.9	0.108	0.511943 ± 8	-13.6
L. MEGHNA									
BGP3 (MES)	214	113	5.36	0.75305	6.25	32.9	0.120	0.511748 ± 6	-17.4
BGP21 (MES)	205	135	4.29	0.73790	6.49	33.9	0.121	0.511880 ± 9	-14.8

Amjuhri est un sol dans la plaine alluviale du Gange (Rahman, 1987).

V-4-3-2) : La géochimie isotopique Sr-Nd des fractions argileuses

Les compositions isotopiques en Nd de la fraction argileuse des principales rivières himalayennes sont assez constantes (ε_{Nd} = -17 ± 1.7) et proche de la composition des sédiments. Le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ est plus variable que celui des sédiments, et est en moyenne plus élevé, autour de 0.124 ± 0.012. Les compositions isotopiques du Sr (0.7165 à 0.8333) sont similaires à celle des fractions silicatées des sédiments, bien que les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ soient systématiquement plus élevés (entre 3.02 et 20.3). Pour les échantillons largement dominés par l'illite (e.g. KN 75, LO 104, R94-07), les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ sont relativement faibles (2.6 à 21). Les illites étant un mélange de muscovite et de biotite, le faible rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ implique la prépondérance de la muscovite dans la phase illite et corroborent les informations minéralogiques (voir paragraphe V-1-3-1). La proportion de biotite est cependant suffisamment variable pour que la phase argileuse ait une variabilité du rapport Rb/Sr plus importante que celle observée pour les fractions silicatées des sédiments (Figure V-20). L'étude des fractions argileuses ne permet donc pas de s'affranchir des effets de tri minéralogique.

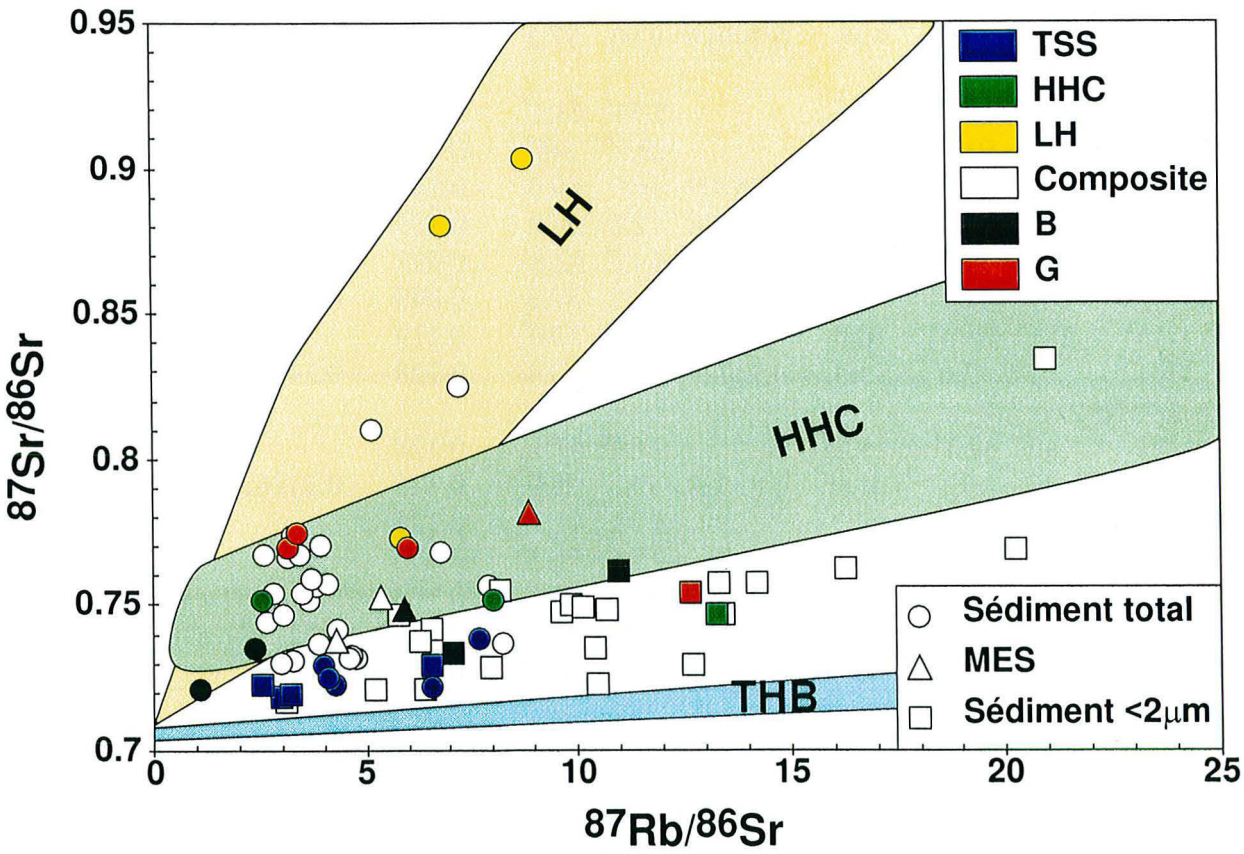


Figure V- 20 : Diagramme isochrone Rb-Sr des fractions silicatés des sédiments, des MES ainsi que des fractions argileuses. Les compositions des silicates du LH, HHC et THB ont été rappelées.

Table V-18 : Composition isotopique du Sr et Nd de la fraction argileuse silicatée des sédiments de rivières du Népal

Ech	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}Sm/^{143}Nd$	$^{144}Nd/^{143}Nd$	ε_{Nd}
KALI									
LO 26	502	112	12.7	0.72864	4.39	26.3	0.106	0.511862 ±8	-15.1
LO 50	507	137	10.5	0.72266	8.57	36.5	0.149	0.511953 ±12	-13.4
LO 64	417#	128	10.4	0.73475	4.05	18.9	0.136	0.511906 ±7	-14.3
LO 17	350	154	6.42	0.72047	9.01	44.6	0.128	0.511764 ±27	-17.0
LO 97	293	274	3.02	0.71855	6.82#	42.7#	0.101	0.511878 ±9	-14.8
LO 2	280	254	3.11	0.71651	6.47	38.3	0.107	0.511852 ±9	-15.3
LO 102	292	256	3.23	0.71888	8.48	45.7	0.118	0.511806 ±8	-16.2
NAG 44	337	151	6.32	0.73719	8.88	46.6	0.121	0.511748 ±8	-17.4
LO 311	339	59.2	16.3	0.76155	6.82	34.0	0.127	0.511707 ±9	-18.2
NAG 6	249#	82.2#	8.58		9.72#	48.3#	0.128		
LO 307	353	49.4	20.3	0.76883	5.77#	29.4#	0.125	0.511751 ±10	-17.3
LO 309	316	88.4	10.2	0.74901	7.83	40.4	0.123	0.511746 ±10	-17.4
NAG 48	264#	65.1#	11.5		8.94#	45.1#	0.126		
TRISULI									
LO 259	318	172	5.23	0.72073	7.92	51.4	0.098	0.511826 ±9	-15.8
TRI 19/6	397	171	6.58	0.74123	16.19	77.6	0.132	0.511624 ±11	-19.8
TRI 15/7	338	166	5.78	0.74660	13.2	68.3	0.123	0.511681 ±19	-18.7
TRI 15/9	405	140	8.18	0.75452	12.7	57.6	0.139	0.511635 ±10	-19.6
LO 305	310	88.9	9.89	0.74919	9.93	57.2	0.110	0.511743 ±8	-17.5
SETI - BHURI									
HF110	181#	45.3#	11.3		5.53#	23.1#	0.152		
NAG4	236#	50.3#	13.5		28.2#	146#	0.123		
LO313	291	58.0	14.2	0.75707	16.0	69.6	0.146	0.511708 ±10	-18.1
LO303	311	66.1	13.3	0.75674	12.8	58.4	0.139	0.511698 ±10	-18.3
NAG22	250#	111#	6.37		8.11#	52.8#	0.097		
LO315	344	122	8.00	0.72772	5.81	37.3	0.099	0.511821 ±11	-15.9
LO315¶	281#	76.0#	10.5		1.45#	7.70#	0.119		
LO301	332	97.6	9.63	0.74727	12.2	60.4	0.128	0.511679 ±8	-18.7
OUEST NÉPAL									
NAG 9	242#	37.1#	18.5		9.80#	47.1#	0.128		
R 94-07	317	43.1	21.0	0.83329	5.85	28.9	0.128	0.511623 ±9	-19.8
NAG 13	271#	57.7#	13.3		8.42#	41.7#	0.128		
NAG 60	217#	61.1#	10.1		9.94#	51.2#	0.110		
R 94-16	257	54.3	13.4	0.74603	6.83	35.7	0.122	0.511860 ±13	-15.2
R 94-15	281	74.2	10.7	0.74803	9.87	47.2	0.133	0.511841 ±10	-15.5
NAG 12	226#	57.3#	10.4		11.4#	58.9#	0.109		

: ICP MS data. ¶ : fraction <0.1 µm.

Les argiles du flanc nord de la chaîne ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7165 à 0.7348, plus bas que ceux des sédiments de la même zone. La minéralogie de ces fractions argileuses indique que 5 à 40 % sont des minéraux secondaires (kaolinite et smectite). Ces minéraux pédogéniques ont précipité en équilibre avec les eaux de surface qui ont une composition isotopique de Sr plus basse que celle des silicates initiaux. Ces compositions

des minéraux néoformés sont cohérentes avec la gamme des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans les eaux de surface (0.7143 et 0.7232, voir Chapitre IV).

Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ inférieurs à 0.735 ne sont plus visibles en flanc sud de la chaîne, et les fractions argileuses ont une moyenne de 0.753 ± 0.025. Seule la Trisuli et la Marsyandi échantillonnées en début juin 1993 ont une fraction argileuse ayant un faible rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ (respectivement de 0.7207 et 0.7277) qui est associé à une teneur extrêmement élevée de carbonate exclusivement dérivé des TSS.

Table V-19 : Composition isotopique du Sr et Nd de la fraction argileuse silicatée des sédiments de rivières et de sols au Bangladesh

Ech	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}Sm/^{143}Nd$	$^{144}Nd/^{143}Nd$	ε_{Nd}
TISTA									
BGP 11	313#	49.6#	17.9		10.2#	51.1#	0.126		
GANGE									
BGP5	238	52.7	12.7	0.75391	8.58	42.4	0.128	0.511890 ±6	-14.6
BGP5¶	117#	18.2#	18.1		6.04#	27.6#	0.139		
BGP6	180#	49.4#	10.3		18.8#	92.9#	0.128		
BRAHMAPOUTRE									
BGP14	324	83.4	11.0	0.76106	10.7	51.9	0.131	0.511835 ±11	-15.7
BGP14¶	190#	37.2#	14.5		12.0#	47.5#	0.160		
BGP82	231	92.3	7.07	0.73296	11.8	57.9	0.129	0.511896 ± 8	-14.5
BGP36	197#	70.0#	7.96		10.9#	51.4#	0.134		
SOLS									
GANGE									
Amjuhri	242	36*	17.7			34.4		0.511927 ±13	-13.9
Pakuria	248	12.2	57.8	0.75356		29.8		0.511867 ±14	-15.0
Batra	243	31.8	21.6	0.75236	4.75	23.6	0.127	0.511855 ±15	-15.3
BRAHMAPOUTRE									
Modhupur	236	26*	23.9			24.8		0.511943 ±12	-13.6
Old Meghna	219	52*	11.9	0.72737		33.9		0.512041 ±8	-11.6
BGP 34	208#	68.2#	8.66		9.02#	44.7#	0.128		

: ICP MS data. * : ICP OES data. ¶ : fraction <0.1 µm. Les sols ont été échantillonnés par Rahman (1987) et ont été analysés en 1992 par L.A. Derry au CRPG.

Les fractions argileuses des sédiments du Gange ou des sols de son lit majeur ont les mêmes caractéristiques que les argiles des principales rivières de la chaîne. La moyenne de la composition isotopique en Nd est de –14.7, pour un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0.128, ce qui est similaire à la composition des fractions argileuses des exutoires de la chaîne (ε_{Nd} de la Narayani est de –17.4, celui de la Bheri de –15.2 et celui de la Karnali de –15.5). Les argiles du bassin du Brahmapoutre ont un ε_{Nd} moyen de –13.8 pour un $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0.130.

Les fractions argileuses des sols du Bangladesh sont significativement appauvries en Sr : -53 % en moyenne, alors que la teneur de Rb n'est inférieure que de 35 %, ce qui implique un rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ plus élevé dans les sols que dans les sédiments de rivières. En revanche, les compositions isotopiques du Sr sont similaires. Ainsi, les argiles des sols ne sont pas exactement similaires à celles transportées par les rivières. Elles proviennent d'un matériau initial similaire à celui qui forme la fraction argileuse dans la chaîne, mais ont été produites par un mode d'altération différent, avec une plus forte perte d'alcalino-terreux.

V-4-3-3) : Systématique de mélange

À de rares exceptions près, les compositions isotopiques du Sr et du Nd des silicates ou des fractions argileuses sont compatibles avec un mélange Haut Himalaya (HHC+TSS) – LH, (Figure V-21). Elles impliquent que les formations du Haut Himalaya (HHC+TSS) sont dominantes. La contribution des formations du LH est variable en fonction des bassins drainés. Par exemple la Tista est dominée par les silicates du LH (ε_{Nd} = -21, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.817), alors que la Marsyandi (ε_{Nd} = -16, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.737) apparaît essentiellement dérivée des formations des TSS+HHC.

Seuls les silicates de la Kali Gandaki à Lo Mantang ne peuvent pas êtres expliqués par un mélange des trois pôles choisis. Le bassin versant de ce point n'est que de 420 km^2 et est dominé par les conglomérats de leucogranites et le leucogranite du Mustang lui-même (Le Fort et France-Lanord, 1995). La seule analyse de ce leucogranite (ε_{Nd} = -13.4, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7452, Deniel, 1985) est distincte de la moyenne de la HHC en Nd, mais très proche des sédiments de la Kali.

Dans une moindre mesure, certains silicates échantillonnés au Bangladesh (silicates de BGP 0 et BGO 82 ; et la fraction argileuse du sol Old Meghna et Modhupur) ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ assez faibles (entre 0.7210 et 0.7274) alors que l' ε_{Nd} est supérieur à – 13.7. Tous ces échantillons correspondent au bassin du Brahmapoutre et leur composition implique donc la présence significative (5-10 %) de roche du THB, roche source à rajouter dans cette partie du bassin. Ces compositions peuvent aussi correspondre à des TSS moins radiogéniques en Sr et ayant un ε_{Nd} plus élevé, similaire à celui des roches analysées (cf. Chapitre III).

La relation de mélange est influencée par la variation du rapport Rb/Sr qui est en partie lié à la composition de la source mais aussi au tri minéralogique. Ce dernier rend l'utilisation des compositions isotopiques en Sr assez difficile à utiliser pour calculer une proportion de mélange. Il faudrait pour cela faire un calcul par itération, en utilisant d'abord les données du Nd pour calculer la proportion de mélange Haut Himalaya-LH, puis calculer un rapport Rb/Sr moyen du mélange ainsi que la pente de cette moyenne dans

le diagramme isochrone Rb-Sr et enfin recalculer un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ corrigé du tri minéralogique. Cependant, les incertitudes sur les pôles, ainsi propagées, font perdre l'intérêt de l'utilisation couplée du Sr et du Nd pour un calcul des proportions de mélange. Ainsi, nous n'utiliserons que les compositions isotopiques de Nd pour calculer les proportions de mélange entre les silicates du Haut Himalaya (HHC & TSS) par rapport à ceux provenant du LH.

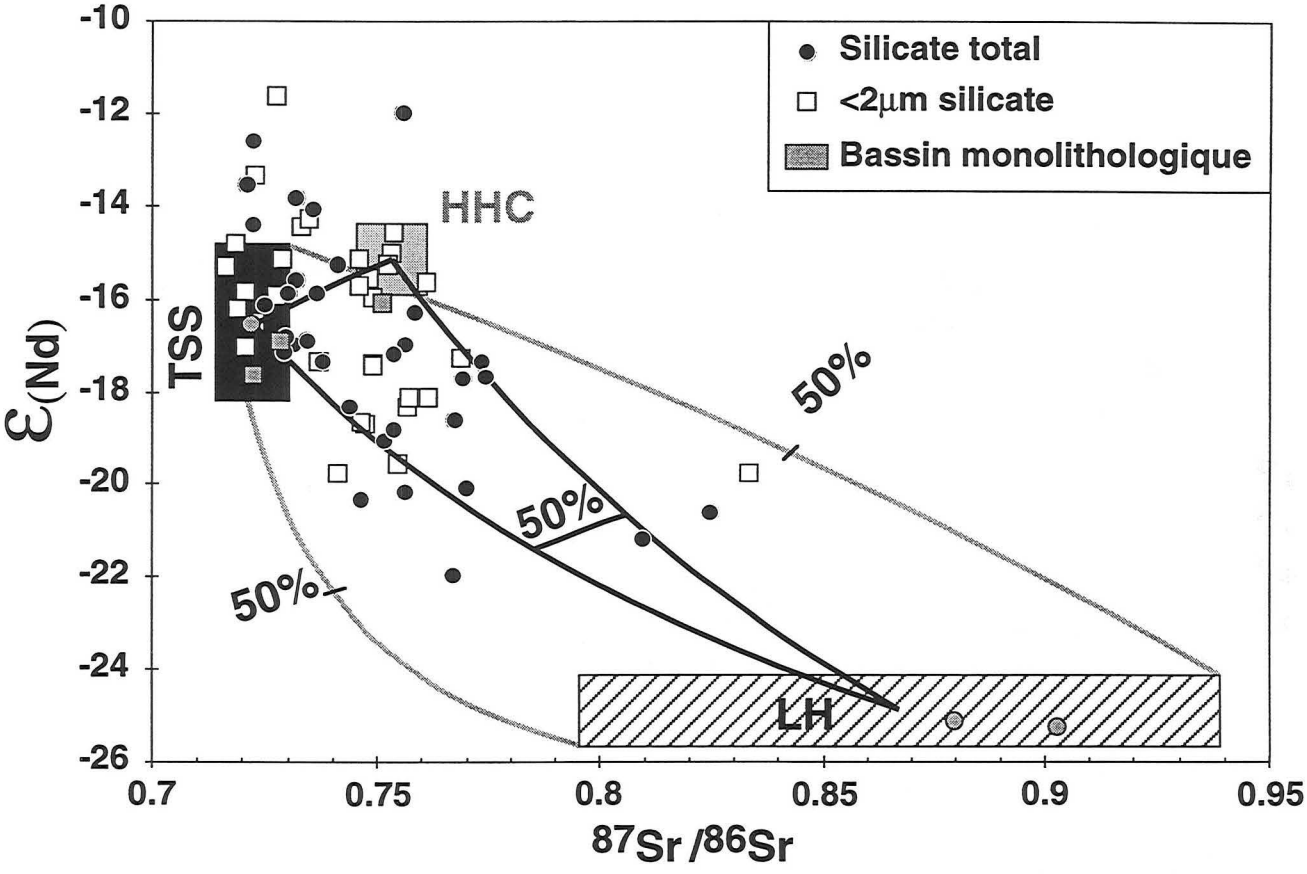


Figure V-21 : Composition isotopique du Nd en fonction de celle du Sr pour la fraction silicatée ainsi que la fraction argileuse des sédiments de rivières. Les compositions moyennes des trois formations himalayennes (TSS, HHC et LH) sont aussi représentées ainsi que les silicates des bassins monolithologiques. Le mélange de ces formations est représenté par les courbes noires. Les courbes grises correspondent à la prise en compte de la variabilité des teneurs et compositions des pôles (voir Chapitre III).

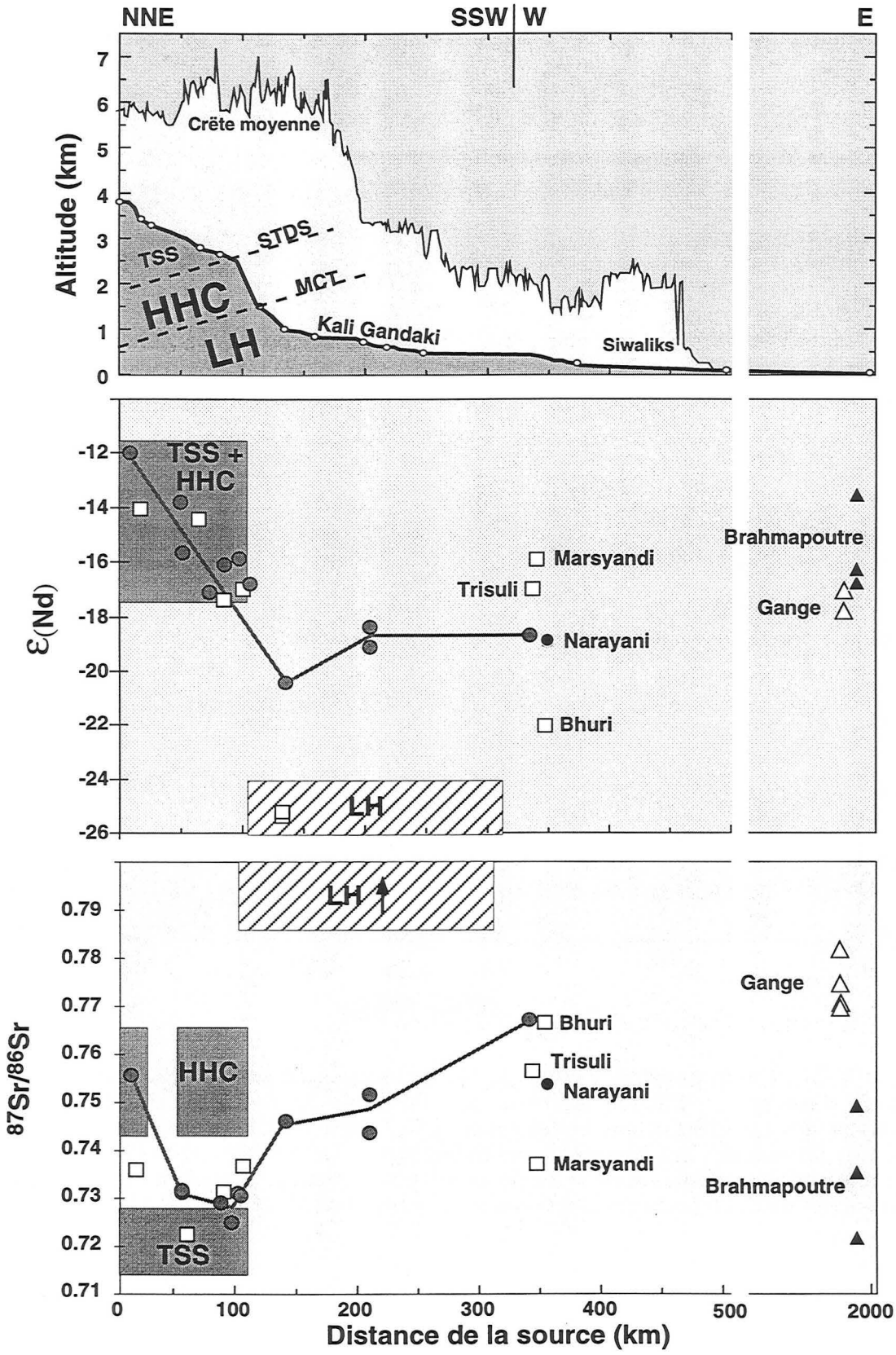


Figure V-22 : Variation de la composition isotopique du Sr et du Nd de la fraction silicatée des sédiments de rivières le long du profil de la Kali Gandaki, depuis sa source en flanc nord de la chaîne, jusqu'à son entrée dans la plaine du Gange. Les carrées sont les affluents, alors que les ronds indiquent le drain principal. Le profil topographique est d'après Hurtrez (1998).

V-4-4) : Variabilité spatiale le long de la Kali Gandaki

Les compositions isotopiques en Nd décroissent du Nord vers le Sud entre Lo Mantang (LO 50) et Baglung (NAG 44) puis restent constantes ou augmentent légèrement sur presque 250 km jusqu'à la confluence avec la Trisuli (Figure V-22). La composition isotopique en Sr est globalement anti-corrélée à celle du Nd, sauf dans la partie la plus haute du bassin, entre Lo Mantang et Kagbeni (LO 2), où Sr et Nd sont corrélés et dans la partie la plus basse du cours entre Ramdi (LO 311) et Kot (LO 307), où le $^{87}Sr/^{86}Sr$ augmente alors que le Nd reste constant (Figure V-23). Nous allons donc discuter des compositions isotopiques dans ces trois parties du bassin, c'est-à-dire le graben de la Thakkhola entre Lo Mantang et Kagbeni, le franchissement de la haute chaîne entre Kagbeni et Baglung et enfin la partie basse du cours de la Kali dans le LH entre Baglung et Kot.

V-4-4-1) : Dans le Graben de la Thakkhola

La signature des sédiments de la Kali Gandaki au Mustang est similaire à celle des leucogranites locaux (Deniel, 1985) qui sont la seule source de matériel à cet endroit du bassin car le matériel de remplissage du graben est presque exclusivement du leucogranite (France-Lanord, communication personnelle). La forte diminution du $^{87}Sr/^{86}Sr$ associée à celle de l'ε_{Nd} des silicates (Figure V-22) confirme que les leucogranites ne sont plus une source significative de sédiment à Kagbeni. L'évolution des compositions isotopiques du carbone, oxygène et strontium des carbonates permettent d'aboutir à une conclusion similaire. Ainsi la Kali Gandaki ne transporte pas plus de 5% de matériel provenant du Nord de Kagbeni dès Marpha (NAG 33).

V-4-4-2) : Au niveau du MCT

Le franchissement de la haute chaîne et l'entrée dans le LH est marqué par une chute de 4 unité epsilon de la composition isotopique en Nd, corrélé avec une augmentation de 0.017 du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ alors que le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ reste constant (Table V-16). Cette évolution des compositions isotopiques correspond à l'apport de silicate du LH, corrélée à celui de carbonate de la même formation. Sachant que le contraste de composition isotopique en Nd entre les TSS+HHC et le LH est d'environ 9 unités epsilon (Chapitre III), la diminution observée suggère que 50% des sédiments silicatés de la Kali à Baglung proviennent du LH. Le bilan des carbonates implique que 15% des carbonates proviennent du LH, soit une teneur de 2.35%. Le bilan des silicates

implique que la proportion de silicate du LH dans le sédiment total est de 41%. Ces deux estimations indépendantes des proportions de carbonate et de silicate LH à Baglung impliquent que la teneur en carbonate de l'apport du LH aux sédiments de la Kali est de 5.4%. Entre le MCT et Baglung, le LH a une teneur en carbonate assez élevée pour des rivières du LH mais similaire à celle de l'Andhi. Le bassin versant LH dans cette partie de la chaîne, en particulier au Sud des Dhaulagiri, est nettement plus carbonaté que la partie à l'Est de la Seti et similaire à celui de l'Andhi (e.g. Fuchs, 1967 ; Colchen *et al.*, 1986 ; Upreti et Le Fort, in press). Le bilan sur la phase silicatée est donc cohérent avec celui de la phase carbonaté et la forte diminution de la teneur en carbonate des sédiments peut être entièrement expliquée par l'ajout de matériel LH. Dans cette partie de la Kali Gandaki, l'augmentation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des silicates est parfaitement compatible avec un mélange TSS-LH, mais la faible connaissance de la composition isotopique des silicates de la FII ainsi que de la base des TSS ne permettent pas de différentier ces deux formations, or la FII est importante dans cette portion de la HHC. Nous ne pouvons pas faire la distinction entre TSS et FII dans région. Cependant, l'évolution des compositions isotopiques Sr-Nd de la Kali Gandaki est assez différente de celle de la Bhote Kosi et l'évolution de composition des sédiments de la Kali Gandaki entre le MCT et Baglung est plutôt du type TSS-LH alors que celle de la Bhote Kosi correspond à un mélange HHC-LH (Figure V-23).

V-4-4-3) : Dans le Moyen-Pays

La composition en Nd des silicates, à l'aval de Baglung reste constante, voire tend à une légère augmentation de l'ε_{Nd}. Ainsi, l'évolution des compositions isotopiques en Nd dans la basse Kali indiquerait une absence de l'apport du LH à la phase silicatée, voire une légère diminution. Ce résultat est assez paradoxal en comparaison à l'augmentation constante de la proportion du LH dans la phase carbonatée. Il existe plusieurs possibilités pour que l'interprétation des compositions carbonatées et silicatées soient cohérentes :

Les silicates du LH dans le bassin de la basse Kali auraient une composition isotopique en Nd différente de celle des bassins monolithologiques et des roches analysées. Si une telle hypothèse ne peut pas être exclue, par manque de donné, elle impliquerait que le LH dans cette région est caractérisé par un ε_{Nd} supérieur à –20. L'ε_{Nd} dans le LH du bassin de la Bheri est mesuré à –23.7, alors que les compositions des sédiments de la Tista impliquent un pôle LH ayant un ε_{Nd} inférieur à –21 au Sikkim. Ainsi, sur plus de 700 km, le LH a une composition isotopique en Nd très homogène. Donc une composition différente du Nd dans le LH de la basse Kali est très peu vraisemblable.

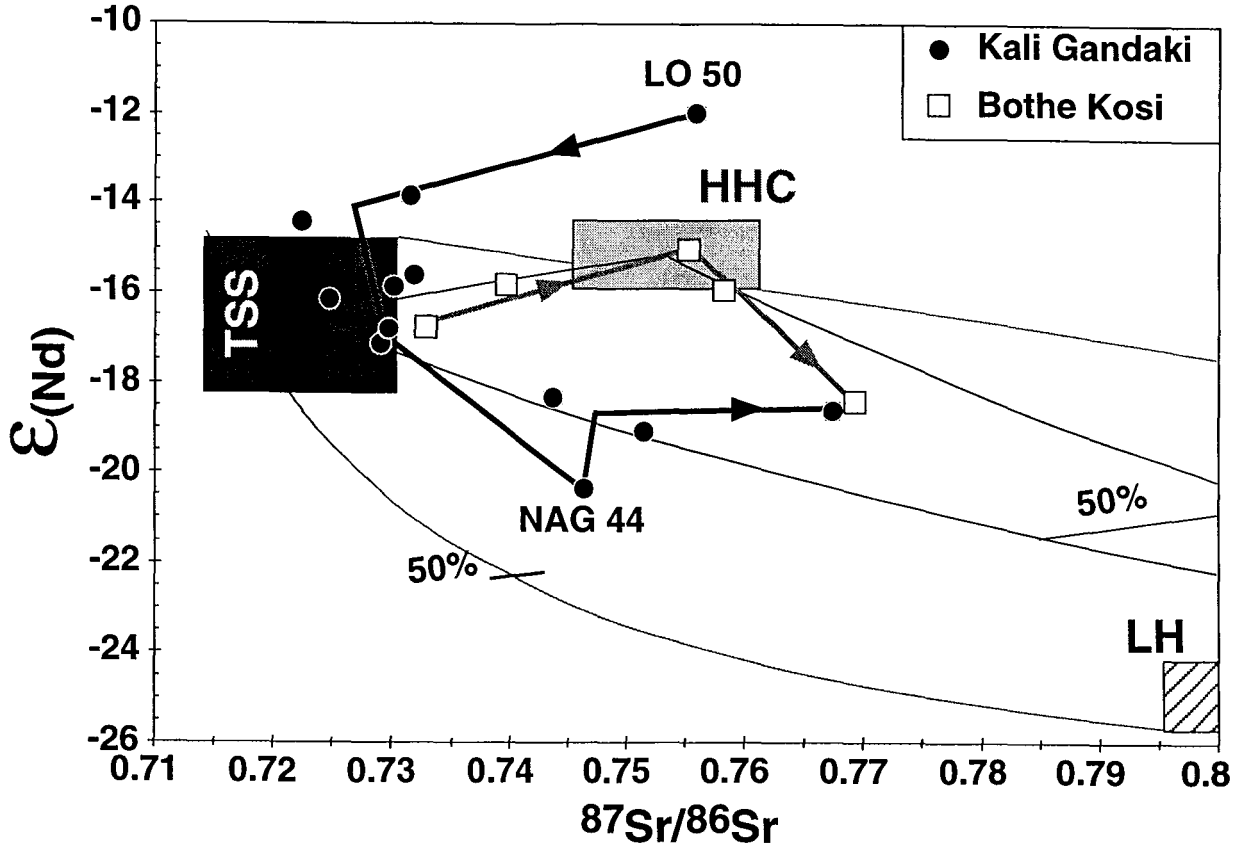


Figure V-23 : Composition isotopique du Nd en fonction de celle du Sr pour la fraction silicatée des sédiments de la Kali Gandaki (cette étude) et des roches totales de la Bhote Kosi (Harris *et al.*, 1998). Les pôles et courbes de mélanges sont similaires à la figure V-21. La Kali Gandaki doccumente un mélange leucogranite TSS dans sa partie supérieure puis TSS-LH dans sa partie moyenne, avant de voir l'influence de la HHC, après NAG 44. La Bhote Kosi montre plutôt un mélange TSS-HHC puis l'ajout du LH.

L'évolution de la composition des silicates dans la basse Kali documente la variabilité d'un signal constant et l'apport du LH n'est que carbonatée. Les sables ayant les plus fortes teneurs en carbonates proviennent des TSS mais contiennent au minimum plus de 40% de silicate. Or la lithologie du LH est plus silicatée que celle des TSS (e.g. Pêcher, 1978) et l'Andhi qui a un bassin très carbonaté transporte au moins de 90% de silicate dans sa charge de fond, donc cette hypothèse ne pas réaliste.

Sur la base du Nd, la fraction silicatée apportée en aval de Baglung correspond donc à un mélange d'environ 70% de Haut Himalaya et 30% de LH. L'augmentation de $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans LO 307 est corrélée à une augmentation du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ et les silicates dans la basse Kali définissent une droite dans le diagramme isochrone Rb-Sr. Cette relation de mélange peut provenir d'une proportion de mélange variable entre le LH et le Haut Himalaya (HHC+TSS) car le LH a des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus élevés que ceux du Haut Himalaya. Si l'augmentation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans LO 307 est le résultat

d'une plus forte proportion de LH, l'ε_{Nd} devrait être plus bas de 1.2 unité epsilon que celui de NAG 6. La très faible différence de la composition isotopique de Nd entre ces 2 échantillons indique une proportion de mélange (HHC+TSS)-LH constante. Donc l'augmentation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans LO 307 résulte d'un tri minéralogique.

Il existe donc un processus qui permet de compenser l'apport des différents affluents drainant seulement le LH et documenté par les carbonates, par un apport équivalent de silicate de la HHC, pour maintenir la composition isotopique en Nd constante. Cela peut être un phénomène de mélange ou bien un tri lors du transport. La seule rivière drainant le Haut Himalaya qui s'ajoute à la Kali est la Modi, drainant la face sud des Annapurna. Le bassin de la Modi est similaire à celui de la Seti en amont de Pokhara (HF10 et 11) et fortement dominée par les TSS par rapport à la HHC. L'apport de la Modi tend donc à augmenter le rapport calcite/dolomite ainsi que celui carbonate/silicate, ce qui n'est pas le cas. Une autre possibilité de mélange réside dans la présence, de remplissages quaternaires, pouvant atteindre 200m de puissance et qui occupent le fond de la vallé de la Kali Gandaki au niveau de Baglung et en aval (e.g. Fort, 1993). Le matériel constituant ces terrasses est très hétérogène (Lavé, 1997) et son érosion ne devrait pas fournir que du matériel HHC. Ce n'est donc pas un processus de mélange qui permet d'expliquer de manière cohérente l'évolution de la composition isotopique des silicates avec celle des carbonates dans la basse Kali Gandaki.

Le seul processus qui permet l'ajout progressif de Haut Himalaya silicaté le long de la Kali, sans apporter des calcites des TSS ou de la F II est la disparition des galets. Notre échantillonnage ne documente que le transport de particule sous forme de sable, et les blocs ainsi que les galets ne sont pas pris en compte. Or, nous savons que les rivières himalayennes sont caractérisées par une charge très grossière au niveau de la haute chaîne. Cependant, la dynamique du transport entraîne la disparition des galets. Les rivières comme la Narayani et la Karnali ne transportent plus que du sable lorsqu'elles franchissent les Siwaliks, mis à part des débrits lithiques issus de l'érosion des Siwaliks. Donc les sédiments échantillonnés dans la basse Kali correspondent à la zone géographique de transformation des galets en sable.

L'abrasion des blocs et galets lors du transport est fonction de la taille initiale ainsi que du parcours moyen effectué. Ainsi, plus le bloc initial est gros, plus il sera transporté sur une grande distance. La cohérence des données sur les silicates et les carbonates nécessite que le matériel qui est abrasé aux galets dans la basse Kali soit silicaté et provienne de la HHC+TSS. L'éloignement plus important des TSS suggère que c'est plus vraisemblablement la HHC. La source HHC des galets peut paraître étonnante, car la formation la plus proximale est le LH, alors que le matériau HHC a déjà été usé par le transport. Cependant, la taille moyenne des blocs arrachés par les rivières dans la HHC est nettement supérieure à celle des particules des rivières ne drainant que le LH. De plus, la

lithologie contrôle le temps de séjours des fragments de roche dans la rivière. Le coefficient d'érodabilité du LH et des TSS est 60% supérieur à celui des gneiss de la HHC (Lavé, 1997). Ces deux caractéristiques expliquent pourquoi ce sont des galets provenant majoritairement de la HHC qui sont abrasés lors du transport dans le LH.

L'influence de la charge de galet est primordiale pour le calcul des taux d'érosion et l'étude détaillée de la basse Kali montre qu'il est important de travailler sur des rivières dans lesquelles le transport sous forme de blocs et galets est le plus faible possible pour interpréter les données géochimiques en termes de taux d'érosion relatif des différents formations. Dans le cas contraire, la formation fournissant les roches les plus indurées et les blocs de plus grosse taille, la HHC dans le cas de la chaîne himalayenne, sera sous-estimée.

V-4-5) : Variabilité temporelle

Les compositions isotopiques des sédiments de certaines rivières échantillonnées au même endroit mais à des saisons différentes ont été déterminées. C'est le cas de la Trisuli en flanc Sud à Betrawati (LO 259) ainsi que du Gange, du Brahmapoutre et de la Tista au Bangladesh.

V-4-5-1) : Dans la Trisuli

La composition des carbonates est très variable, que cela soit en teneur et en composition isotopique (Figures V-24 et V-25). La variation de la minéralogie est cohérente avec celle de la composition isotopique et des teneurs du Sr (Figure V-19) et correspond à un apport important de carbonate TSS en tout début de mousson. Ces fortes variations observées sont à relier à une teneur en carbonate des sédiments qui est habituellement faible. Il faut aussi noter que l'échantillon LO 259 a un rapport molaire Si/Al de 2.9, significativement plus faible que celui des silicates source, est très riche en carbonate et possède une proportion élevée d'argile (7.7%). De plus, le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la phase argileuse est très bas (0.721, Table V-18) indiquant une origine TSS. Ces caractéristiques ont aussi été observées pour la Marsyandi échantillonnée à la même période (LO 315). Ces deux échantillons peuvent correspondent à un tri granulométrique et, dans ce cas, les fractions fines sont enrichies en phyllithes et carbonates ou bien sont caractéristiques des sédiments transportés juste avant la véritable période de mousson. Le bilan sur la phase dissoute suggère la précipitation de calcite pédogénique au Nord de la Haute chaîne (LO 82 en est un exemple) et les compositions isotopiques du Sr et du C dans LO 259 sont compatibles avec une telle origine. Dans ce cas, l'excès de calcite dans la phase particulaire, en tout début de mousson, indiquerait l'érosion physique de

carbonates résultant de l'altération des roches et serait le processus permettant d'équilibrer le bilan d'érosion chimique des carbonates du flanc Nord de la chaîne

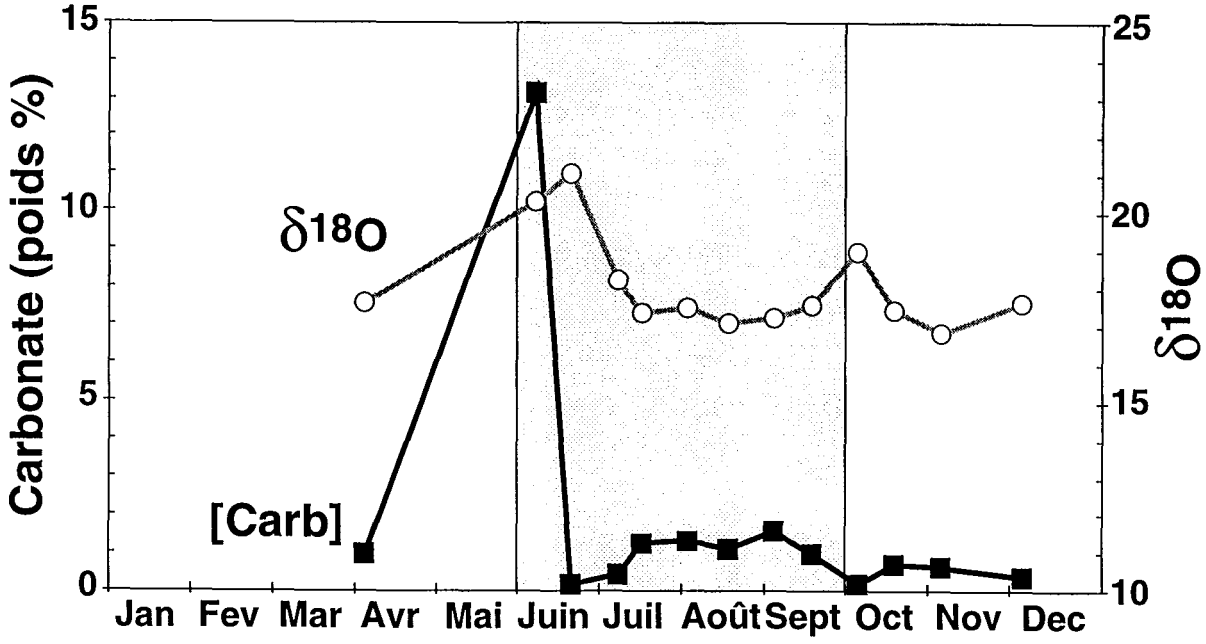


Figure V- 24 : Variation de la teneur en carbonate (carrés noirs) ainsi de leur composition isotopique en oxygène (ronds blancs) dans les sédiments de la Trisuli à Betrawati en fonction de la période d'échantillonnage.

En dehors de cette période de l'année, la minéralogie et les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates sont relativement stables et la phase carbonatée est dominée par l'apport du LH. Le rapport calcite/dolomite varie de 0.5 à 2.8 alors que le $\delta^{18}O$ varie respectivement de 3.3‰ et 1.3‰ pour la calcite et la dolomite. Pour une rivière plus carbonatée, comme la Bheri, les compositions isotopiques et minéralogiques des carbonates sont remarquablement stables entre l'échantillonnage de mousson et celui hors mousson (moins de 0.3‰ de différence en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ et le rapport calcite/dolomite diminue seulement de 0.28 pendant la mousson).. La plus forte variabilité de la composition des carbonates dans la Trisuli est liée à une plus grande sensibilité de ce bassin à de brutales et brèves décharges de matériel provenant du nord de la haute chaîne du fait de la faible proportion de carbonate en flanc sud de la chaîne. En effet dans cette partie, le LH est peu carbonaté et la F II de la HHC n'est que très peu développé au Lantang (e.g. Macfarlane *et al.*, 1992).

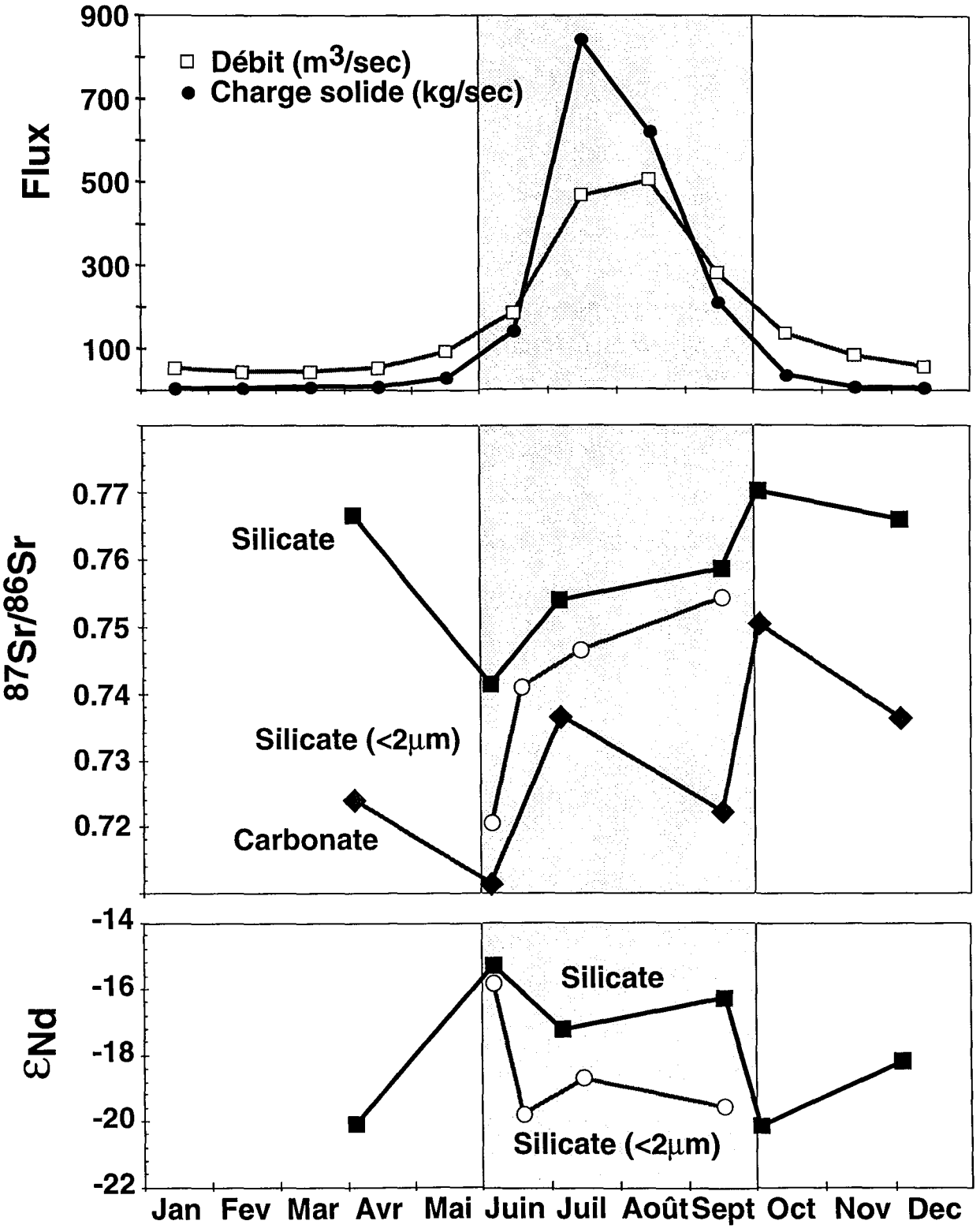


Figure V-25 : Variation de la composition isotopique en Sr et Nd des différentes fractions (silicatée, carbonatée et argileuse) des sédiments de la Trisuli à Betrawati en fonction de la saison d'échantillonnage.

La composition isotopique du Nd de la fraction silicatée varie de 4.8 unité epsilon (Table V-16 et Figure V-25). Les variations du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ ne sont pas corrélées à celles du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$, mais à celles des compositions isotopiques du Nd (Figure V-26). Aussi, la composition des silicates est plus variable que pour les sédiments analysés de la Kali Gandaki et les sédiments de la période sèche transportent plus de matériel dérivé du LH que les sédiments de mousson (Juin à Septembre). L'ensemble des échantillons hors mousson est caractérisé par un ε_{Nd} de -19.5 ± 1.

Les sédiments de mousson ont un ε_{Nd} de -16.3 ± 1, plus élevé de plus de 3 unités epsilon à celui des sédiments hors mousson mais ayant la même variabilité. Cette différence de composition isotopique des sédiments de la Trisuli entre la période de mousson et hors mousson implique qu'un échantillonnage hors mousson surestime le ou les formations immédiatement environnantes le lieu de prélèvement. Le transport des matériaux érodés a lieu presque exclusivement durant la mousson : 95% pour la Trisuli à Betrawati en considérant le flux de MES, (Figure V-25). La quantification des sources des sédiments, sur la base des compositions hors mousson, pour les rivières échantillonnées dans leur partie basse, sous estime donc les formations de la haute chaîne (TSS et HHC).

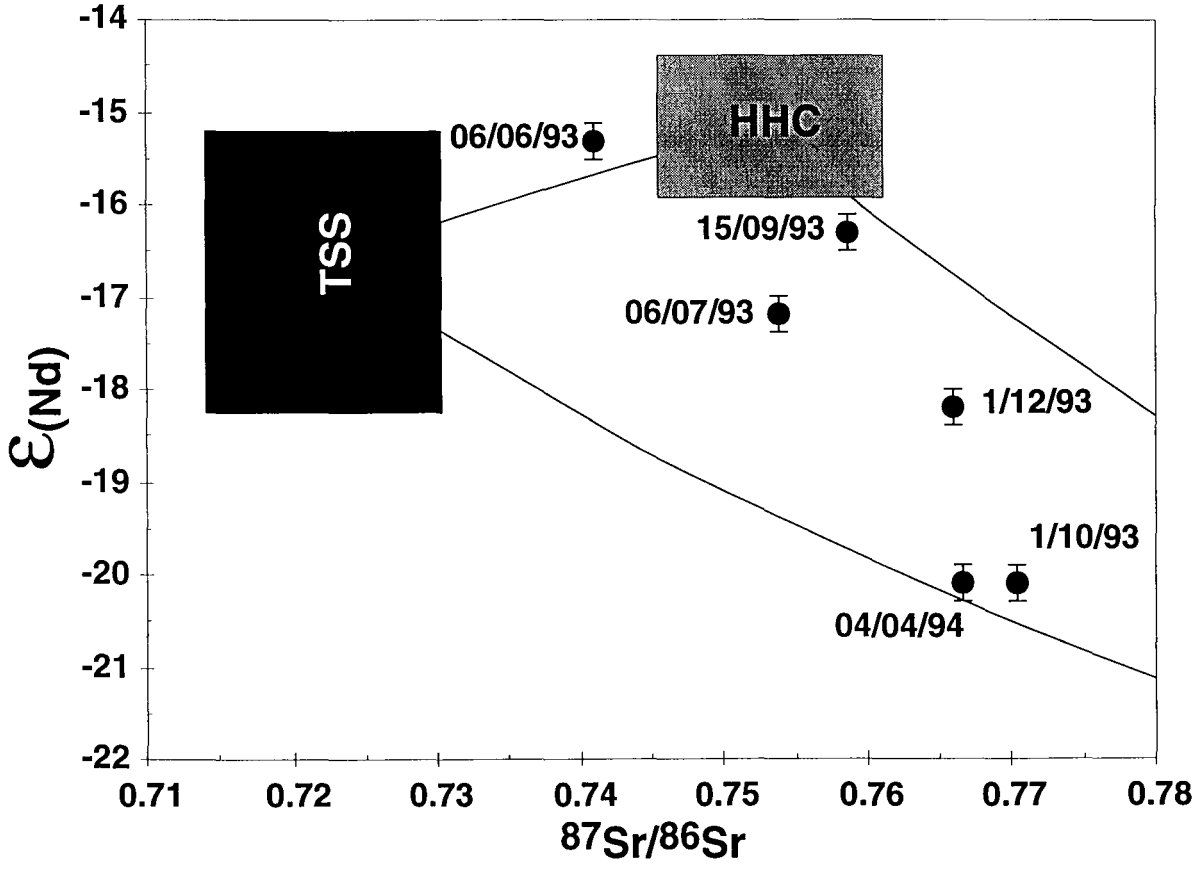


Figure V-26 : Composition isotopique du Nd en fonction de celle du Sr pour la fraction silicatée des sédiments de la Trisuli à Betrawati. La date de prélèvement est indiquée à proximité de chaque point. Les échantillons des périodes sèches contiennent plus de matériel dérivée du LH.

La proportion de galets par rapport aux sables est aussi un paramètre à prendre en compte, mais notre échantillonnage pendant la mousson n'a été réalisé qu'en un point, ce qui nous a empêché de documenter cet aspect de la variabilité saisonnière. Nous ne connaissons pas la dynamique de transport des rivières himalayennes pendant la mousson. Si, à cette période, le broyage mécanique des roches est plus efficace, la proportion de galet à Betrawati sera plus faible. Par analogie avec l'interprétation des données dans la basse Kali Gandaki, cela implique une augmentation de l'ε_{Nd} et pourrait expliquer la variation saisonnière observée. Cependant, les rivières pendant la mousson peuvent aussi abraser les galets à la même vitesse qu'en période de basse eaux et en transporter de plus grandes quantités. Quelles que soient les modalités du transport pendant la mousson, la variabilité des compositions isotopiques des sédiments dans la chaîne implique que le taux d'érosion calculé à partir de nos données sera sous estimé pour la haute chaîne et plus particulièrement pour les silicates de la HHC, alors que celui du LH sera surestimé.

V-4-5-2) : Au Bangladesh

La composition isotopique des sédiments de la Tista échantillonnée dans la plaine à six mois d'intervalle est très semblable (Table V-17). L'ε_{Nd} est plus bas de 0.6 unité durant la mousson. Cette faible différence est contradictoire à celle observée dans la Trisuli, ce qui souligne la position trop proximale de Betrawati pour réellement documenter la variation saisonnière à partir du prélèvement des sables seulement. Les données sur la Tista indiquent que la dynamique du transport et en particulier la proportion de galet n'est clairement pas la même entre la période de mousson et hors mousson. Notre hypothèse d'un broyage mécanique plus efficace pendant la mousson pour expliquer la forte différence observée sur la Trisuli semble être cohérente avec la variation des rivières prélevées dans la plaine, là où la proportion de galet ne rentre plus en compte. Il est aussi probable que la taille bien plus vaste du bassin de la Tista réduit la différence entre les sédiments de mousson et ceux qui sont hors mousson.

La composition isotopique en Sr et Nd des silicates du Gange, qu'ils soient plus argileux ou plus silteux (BGP 5 et 6) ou qu'ils soient prélevés pendant la mousson ou en hiver est très constante (ε_{Nd} = -17.7, $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7691 à 0.7744). Ces résultats semblent corroborer ceux qui sont obtenus sur la Tista. La disparition totale des galets ainsi que la formation de cône alluviaux au débouché des principaux affluents himalayens dans la plaine impliquent des modalités de transport des sédiments différents dans la plaine par rapport à la chaîne. Le rôle de réservoir que joue les sédiments Holocène de la plaine est en faveur d'une homogénéisation des compositions isotopiques des sédiments du Gange au Bangladesh. Cependant, la composition isotopique en Nd de notre échantillonnage est différente de celle des sédiments analysée par Goldstein *et al.* (1984) - ε_{Nd} de -15.7 et -15.0

- ainsi que du sol du lit majeur (Amjuhri, ε_{Nd} = -14.3, Table V-17). Ces sédiments correspondent aux dépôts de limon lors des inondations de la plaine et ont une granulométrie plus fine que celle des sédiments, analogue à celle des MES. Nous verrons dans la paragraphe suivant qu'il existe une dépendance de la composition isotopique du Nd à la granulométrie. Ainsi, les sédiments du Gange présentent une variabilité du même ordre de grandeur que celle observée dans la chaîne (1-2 unité epsilon pour le Nd) sur un échantillonnage pluri annuel.

La différence de composition isotopique des silicates des sédiments du Brahmapoutre à 6 mois d'intervalles est de plus de 3 unités epsilon, alors que la granulométrie de ces sables est similaire (Table V-17). La modification de la composition isotopique du Nd des sédiments proche de l'estuaire implique un renouvellement rapide de la charge de fond qui est en faveur d'un transport significatif de matière par ce biais là, en accord avec notre interprétation du fractionnement du rapport Si/Al des MES (Paragraphe V-3). La plaine du Brahmapoutre, dans la région de l'Assam, n'est pas suffisamment importante pour jouer le même rôle modérateur que dans la cas du Gange. Elle ne peut pas non plus séquestrer des quantités importantes de sédiment. Cette différence de temps de transit du matériel himalayen dans la plaine entre la Gange et le Brahmapoutre a déjà été notée par l'étude de la minéralogie et source des argiles. Le transport est très rapide dans le bassin du Brahmapoutre et la variabilité de la composition des sédiments intègre un processus de mélange des différents affluents en amont du Bangladesh alors que la remobilisation des principaux dépôts alluviaux dans la plaine, aboutissant à une plus grande homogénéité, est caractéristique du Gange.

V-4-6) : Variabilité granulométrique du matériel transporté par les rivières.

Peu d'études ont analysé la composition isotopique du matériel actuellement érodé et sédimenté en milieu océanique ou continental en fonction de sa granulométrie. Une des premières études de composition isotopique en Nd des particules transportées par les rivières ont montré moins de 0.4 unité epsilon de différence entre la composition de fractions silteuses et argileuses des sédiments de l'estuaire de l'Amazone (Goldstein *et al.*, 1984). Cette faible différence trouvée dans le cas de l'Amazone a permis d'interpréter la composition isotopique du Nd de sédiments marins ou les sédiments transportés par les rivières (sédiment ou MES) en termes de mélange, quelque soit la granulométrie. C'est ainsi que les différences entre la composition isotopique des niveaux argileux et gréseux de turbidites récentes, particulièrement dans des contextes d'arc volcaniques, ont été interprétées (e.g. McLennan *et al.*, 1989, 1990).

Dans le cas du bassin du Gange-Brahmapoutre, la fraction argileuse des turbidites Miocène du cône du Bengale a un ε_{Nd} supérieur de 1.7 unité à celui des fractions silteuses

en moyenne (Galy *et al.*, 1996). Cette augmentation du rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ dans la fraction argileuse est associée à des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ plus élevée (de 0.007 en moyenne). Cette relation entre la granulométrie et la composition des terres rares a été interprétée comme un mélange imparfait dans des sédiments turbiditiques et a suggéré une source plus mantellique dans la fraction fine. Dans le cône du Bengale, cette source de matériel mantellique peut aussi bien être marine (débris de la croûte océanique ainsi que des sédiments chimiques marins) ou bien continentale, provenant des traps du Deccan, via le bassin du Gange (Derry et France-Lanord, 1996 ; Galy *et al.*, 1996).

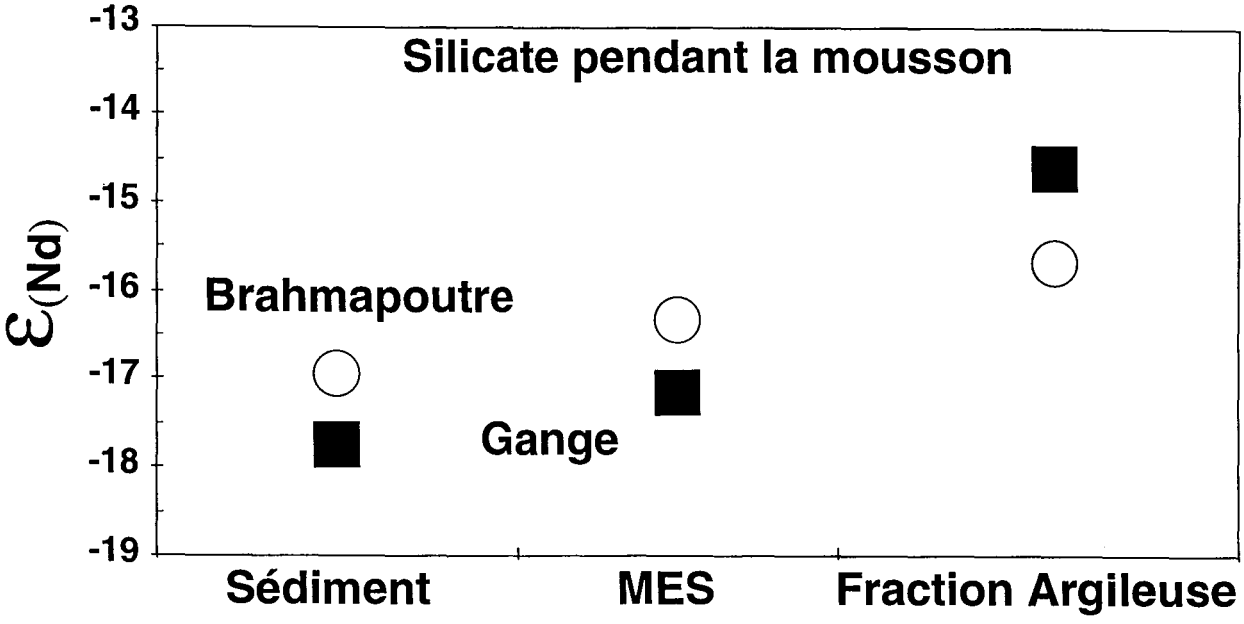


Figure V-27 : Variation de la composition isotopique en Nd des silicates des sédiments du Gange et du Brahmapoutre durant la mousson en fonction du type d'échantillon ou de fraction. L'ε_{Nd} augmente lorsque la taille moyenne des silicates analysés diminue.

Pour faire la distinction entre ces deux hypothèses, nous avons déterminé la composition isotopique des MES, de la fraction argileuse et du silicate total pour le Gange et le Brahmapoutre durant la mousson 1996 (Table V-17 et V-19). Les sédiments du Gange montrent une tendance similaire à ceux du cône du Bengale, vers des ε_{Nd} plus élevés dans la fraction fine : la différence entre la fraction argileuse et le silicate total du sédiment est supérieure à 3 unité epsilon (Figure V-27). Un tel résultat est cohérent avec les compositions isotopiques du Nd plus élevées pour les sédiments plus fins du lit majeur (Amjuhri series et Goldstein *et al.*, 1984). L'ε_{Nd} plus élevé dans la phase argileuse du sédiment est associé à un rapport Sm/Nd plus élevé aussi et une faible contribution (inférieure à 20%) d'argiles produites par altération des traps du Deccan seraient suffisantes pour expliquer la différence entre la phase argileuse et le sédiment total.

Sachant que la fraction argileuse représente au maximum 3-4% des sédiments, cela impliquerait une contribution inférieure à 1% des affluents de la rive droite du Gange aux sédiments transportés, soit environ 5 à 10 10^6 t/an. Ce flux de matériel transporté par les rivières drainant les traps est plausible, mais il implique un matériau presque exclusivement argileux. Les variations observées dans les sédiments du cône du Bengale sont identiques à celles du Gange et ne nécessitent pas de matériel océanique. Cependant une source mineure mantellique pour expliquer les compositions de la phase argileuse est difficile car une différence de composition similaire, quoique plus faible, est aussi observée pour les sédiments du Brahmapoutre. Or, la proportion de matériel mantellique dans ce bassin est très faible et localisée au nord de la haute chaîne (Chapitre III), là où l'érosion est faible. De plus, cette augmentation des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{147}Sm/^{144}Nd$ dans la fraction argileuse est aussi valable pour les rivières himalayennes dans une gamme aussi importante que celle des sédiments du Gange (Paragraphe V-4-8). Ainsi, les différences de composition isotopiques en fonction de la granulométrie dans les sédiments du Gange ainsi que ceux du cône du Bengale sont à relier à des processus de fabrication des phases argileuses dans la chaîne (Paragraphe V-4-8) plus qu'à la signature de matériel juvénile.

Pour l'étude des taux d'érosion, la composition isotopique des MES n'est que très faiblement supérieure à celle des sédiments (0.5 unité epsilon). Ainsi, à partir du moment où l'ensemble du transport s'effectue par le sable de la charge de fond (les galets ont disparu) et les MES, les proportions de sources peuvent être indifféremment déterminées à partir des compositions isotopiques en Nd des sédiments ou des MES. De plus, cette très faible différence de composition isotopique entre les MES et la charge de fond implique que les différences du rapport Si/Al entre sédiment et MES est lié à un fractionnement lors transport et non à des sources différentes.

V-4-7) : Taux d'érosion relatif des formations himalayennes

Les compositions minéralogiques et isotopiques des sédiments documentent les proportions de mélange des principales formations himalayennes. La variabilité temporelle est suffisamment faible pour que les proportions déduites pour chaque rivière importante puissent être comparées et qu'un taux d'érosion relatif du LH, HHC et TSS ait une signification. Cependant, nous avons vu que les différentes informations minéralogiques et isotopiques ne donnent pas exactement les mêmes proportions de mélange, à cause de la sensibilité aux tris minéralogique pour certains traceurs et de la mauvaise et imprécise définition des pôles. Nous allons donc établir un mode de calcul le plus discriminant possible entre les différentes formations, en fonction de ces deux critères avant d'utiliser les informations surfaciques pour le calcul des taux d'érosion.

V-4-7-1) : Mode de calcul

Nous avons effectué une quantification séparée des sources des carbonates et des silicates. Pour les carbonates, nous savons qu'un calcul utilisant les informations minéralogiques est cohérent avec celui utilisant la composition isotopique et la teneur du Sr (voir paragraphe V-4-2-5). Cependant, nous ne sommes pas capable de faire un distingo entre les carbonates des TSS et ceux de la FII de la HHC. Dans le cas de rivières comme la Bhuri ou la Trisuli, la cartographie de la HHC indique une très forte dominance de la FI silicaté et les sédiments de ces rivières sont faiblement carbonatés. Pour d'autres bassins, comme ceux de la Kali Gandaki et la Marsyandi, la FII est importante dans la HHC. Les sédiments de la Tista ainsi que du Brahmapoutre ne contiennent pas de carbonates ayant une affinité TSS-FII, ce qui semble indiquer que les marbres, reconnus dans la HHC du Bhutan (Gansser, 1983), ne sont pas volumétriquement importants par rapport à la HHC dans cette partie de la chaîne. Nous présenterons tout d'abord une quantification des proportions du Haut Himalaya (TSS+HHC) par rapport au Bas Himalaya (LH). Ayant plus de données sur la minéralogie, ainsi qu'une meilleure connaissance des pôles, nous avons utilisé la quantification du pourcentage de carbonate du LH définie au paragraphe V-4-2-5.

Pour la fraction silicatée, l'analyse de bassin monolithologique (paragraphe V-4-1-2) a montré une très faible différence entre la composition isotopique du Nd des silicates des TSS et de la HHC. De plus, nous savons que la composition isotopique du Sr est mal définie pour les silicates des TSS et est en partie modifiée par le tri minéralogique qu'il soit naturel ou lié au mode de prélèvement. Ainsi, il est, là encore, difficile de quantifier séparément la HHC et les TSS.

Le calcul de la fraction silicaté provenant du LH a été effectué grâce à la composition isotopique du Nd et en considérant que les faibles variations de teneur entre les sources (Chapitre III) ainsi que celles observées dans les sédiments ne sont pas significatives. En particulier, la teneur en terre rare est fonction de la dilution par le quartz et est ainsi sensible à un tri minéralogique. Ainsi, la proportion de silicate du LH est :

$$X_{LH}^{Sil} = \left(\varepsilon_{Nd}^{\ Sil} - \varepsilon_{Nd}^{\ HH}\right) / \left(\varepsilon_{Nd}^{\ LH} - \varepsilon_{Nd}^{\ HH}\right)$$

La composition isotopique du Nd dans le LH est de –24.9, valeur bien définie à partir des roches sources (Chapitre III) ou des bassins monolithologiques. Pour la composition du Haut Himalaya (HH), nous avons utilisé la moyenne des bassins monolithologiques de ces 2 formations, soit –15.9 (paragraphe V-4-1-2). Il en découle une proportion totale de sédiment provenant du LH en additionnant le bilan effectué pour les carbonates et les silicates pondéré de la quantité de carbonate et silicate, soit :

$$X_{LH} = X_{LH}^{Carb} \times [Carb]^{Sédiment} + X_{LH}^{Sil} \times [Sil]^{Sédiment}$$

Table V-20 : Proportion massique des différentes formations himalayennes dans les de rivières à partir de leur composition isotopique et minéralogique

Échantillon	HH %	LH %	HHC %	TSS %
KALI				
NAG 44	56	44	8	48
LO 311	66	34	25	41
NAG 6	72	28	27	45
LO 307	68	32	43	25
TRISULI				
LO 259	100	0	56	44
TRI 6/7	85	15	85	0
TRI 15/9	95	5	93	2
TRI 1/10	53	47	53	0
TRI 1/12	74	26	74	0
TRI 4/4/94	53	47	51	2
TRI Σ*	90	10	83	7
LO 317	88	12	87	1
BHURI				
LO 301	33	67	27	6
MARSYANDI				
LO 315	99	1		
NARAYANI				
NAG 48	67	33	37	30
KARNALI				
NAG 12	79	21	71	8
BHERI				
NAG 13	52	48	34	18
TISTA				
BGP 11	41	59	41	0
BGP 76	47	53	47	0
GANGE				
BGP 5	78	22	65	13
BGP 6	79	21	70	9
BGP 7	84	16	73	11
BGP 68	79	21	73	6
BRAHMAPOUTRE				
BGP 14	88	12	88	0
BGP 18	94	6	94	0

* : Moyenne pondérée du flux de MES mensuel.

Les résultats sur les principales rivières sont donnés dans le tableau V-20. La variabilité saisonnière de la proportion de LH observée sur le Gange, le Brahmapoutre et la Tista impliquent une incertitude de ± 3%. La comparaison directe des proportions entre les différents bassins montre une variation importante de la proportion de LH, entre 1% pour la Marsyandi et 67% pour la Bhuri. Cette gamme de variation est environ un ordre de grandeur supérieure aux variabilités saisonnières, à partir du moment où le bassin étudié

n'est pas trop proche de la haute chaîne. Les différences entre chaque bassin sont donc significatives et la variation de la proportion du matériel LH dans un bassin est fonction de la surface relative du LH par rapport au HH, ainsi qu'à la vitesse à laquelle ces deux parties du bassin sont physiquement érodées. L'interprétation de données passe donc par un calcul des taux d'érosion.

Ce calcul nécessite la répartition surfacique de chaque formation au sein d'un bassin versant. Ces données sont disponibles pour l'ensemble des rivières du bassin de la Narayani, grâce à l'association de la carte géologique (e.g. Colchen *et al.*, 1986 ; Upreti et Le Fort, in press) avec la géographie obtenue à partir d'un modèle numérique de terrain à 30 secondes d'arc (Hurtrez, 1998). Les calculs spécifiques à nos points d'échantillonnage ont été réalisés par J.E. Hurtrez et sont présentés dans le tableau V-21.

Table V-21 : Proportion surfacique des formations himalayennes en certains lieux dans le bassin de la Narayani

		Surface km^2	Siw %	LH %	HHC %	TSS %	Graben %
KALI GANDAKI							
LO 2	Kagbeni	2947.1			8.21*	67.45	24.33
NAG 43	Tatopani	4026.6			12.07	70.12	17.81
NH 31	Mayongdi	1124.9		61.20	20.88	17.92	
NAG 45	Baglung	5983.5		23.30	13.43	51.29	11.98
LO 310	Ramdi	10564.2		52.52	9.99	30.70	6.79
LO 306	Kot	11892.8	0.38	57.06	9.26	27.27	6.03
SETI							
LO 302	Sarang Ghat	2940.8		72.14	20.17	7.69	
BHURI GANDAKI							
LO 300	Beni Ghat	5032.8		25.11	29.93	44.96	
MARSYANDI							
LO 314	Markichok	4119.5		20.66	37.73	41.61	
TRISULI							
NH 102	Syabru Bensi	3187.2			26.44	73.56	
LO 257	Lantang	580.5			97.79	2.21	
LO 258	Betrawati	4634.6		12.00	37.13	50.87	
LO 316	Adamghat	6131.8		15.29	46.26	38.45	
LO 304	Gumaure	16824.6		25.23	37.12	37.65	
NARAYANI							
LO 308	Narayan Ghat	31797.0	0.39	41.55	24.97	30.83	2.26

* : La proportion du bassin drainant les leucogranites a été considéré comme étant de la HHC, vue les similitudes isotopiques entre ces deux entités

Pour tenter d'affiner la répartition spatiale des taux d'érosion dans la chaîne, nous avons aussi fait une estimation de la proportion de TSS par rapport à la HHC (Table V-20). Les différences de composition isotopiques sont ténues entre ces deux formations. Dans le cas d'une HHC non carbonatée, le rapport carbonate/silicate du Haut Himalaya

permet de déterminer la proportion de TSS si on connaît le rapport des TSS. La colonne stratigraphique des TSS au Népal Central implique un rapport volumique carbonate/silicate de 0.75 (e.g. Bordet *et al.*, 1971), alors que les sédiments de la Kali Gandaki juste en amont de la HHC (e.g. NAG 25 à NAG 33) sont plus silicatés et ont un rapport de 0.43. Nous avons vu que cette différence ne peut pas provenir d'une érosion chimique significative des carbonates dans cette partie de la chaîne (paragraphe V-4-2-3). Donc les TSS qui sont érodés dans cette partie du bassin n'ont pas une composition minéralogique moyenne. Il est nécessaire d'utiliser les rapports carbonate/silicate des parties amonts des rivières. Nous avons donc utilisé celui déterminé sur la Kali. Ne connaissant pas la proportion de carbonate provenant de la F II, l'ensemble des carbonates du Haut Himalaya a été attribué aux TSS, en supposant que les carbonates de la F II ne représente qu'une faible proportion de la HHC. Cette hypothèse est valable pour le Brahmapoutre, la Tista, la Trisuli, mais probablement fausse pour la Kali Gandaki ou la Marsyandi. Ainsi, la proportion de TSS sera sur estimée pour ces rivières. Nous savons en outre que notre mode d'échantillonnage ne tient pas compte des galets et que l'échantillonnage réalisé en saison sèche tend à sous-estimer la HHC.

V-4-7-2) : Taux d'érosion du LH, HHC et TSS dans le bassin de la Narayani

La différence de vitesse d'érosion du LH par rapport au HH est très variable entre les principales rivières au Népal Central (Table V-22). Le taux d'érosion du LH peut être 6 fois plus élevé que celui du HH, comme pour la Bhuri, alors que notre échantillonnage de la Marsyandi suggère une érosion du HH près de 25 fois plus importante que celle du LH (Table V-22). Cependant, l'échantillon de la Marsyandi présente des caractères singuliers (Si/Al, paragraphe V-3) et peut ne pas être représentatif de l'érosion moyenne dans ce bassin. Pour la Bhuri, il n'y a pas de critères objectifs qui permettent de mettre en doute le taux d'érosion élevé du LH par rapport à celui du HH. Le phénomène d'abrasion des galets de HH dans la partie basse de la Kali est bien illustré par la progressive augmentation de l'érosion du HH le long de la rivière. Sachant que la proportion de sédiment provenant du Nord de Kagbeni est négligeable, nous avons considéré que cette surface du bassin et en particulier l'ensemble du graben de la Thakkhola ne devait pas être pris en compte. Les taux d'érosion relatifs dans le bassin de la Kali ont donc aussi été estimés à partir des surfaces drainées auxquelles ont été retirées les surfaces de chaque formation de la partie en amont de Kagbeni (Table V-22).

Pour la Trisuli à Betrawati, la variabilité saisonnière est très élevée, liée à la dynamique du transport. Le calcul du taux d'érosion à été effectué sur une moyenne pondérée du flux mensuel de MES. Cette moyenne annuelle est très proche des taux d'érosion de la Trisuli plus en aval (LO 316). Cette similitude entre un échantillonnage

unique, en position assez éloignée de la haute chaîne, et une moyenne pondérée d'un échantillonnage en position proximale peut être fortuite ou bien indiquer que la variabilité est moindre et que le mélange devient efficace dans les parties basses des rivières himalayennes. À Betrawati, le flux total annuel de matière érodé a été estimé à 15.6 10^6 t/an (paragraphe V-3). Sachant que cette quantité est une quantité minimale, les taux d'érosion minimaux du LH, HHC et TSS en amont de ce point sont respectivement de 1.1, 2.8 et 0.2 mm/an (Table V-23). Les seules données géochronologiques sur la HHC de cette partie de la chaîne indiquent des vitesses de dénudation d'un ordre de grandeur similaire (1 à 2 mm/an, Macfarlane *et al.*, 1992 ; Parrish et Hodges, 1996). Les faibles différences entre ces deux informations sont cependant difficilement interprétables, car les données géochronologiques intègrent un taux d'érosion sur plusieurs millions d'années.

Table V-22 : Taux d'érosion physique relatif du LH par rapport au HH ainsi que du LH et TSS par rapport à celui de la HHC au Népal Central.

	Ensemble du Bassin				Bassin sans le Nord			
	LH/HH	LH	HHC	TSS	LH/HH	LH	HHC	TSS
			mm/an				mm/an	
KALI								
NAG 44	2.16	2.91	1	1.44	0.91	2.03	1	2.85
LO 311	0.41	0.26	1	0.53	0.20	0.20	1	1.06
NAG 6	0.30	0.19	1	0.53	0.14	0.15	1	1.06
LO 307	0.30	0.12	1	0.20	0.14	0.09	1	0.40
MARSYANDI								
LO 315	0.04							
BHURI								
LO 301	5.99	3.00	1	0.17				
TRISULI								
TRI •	0.34	0.38	1	0.06				
LO 317	0.77	0.43	1	0.01				
NARAYANI								
NAG 48	0.66	0.53	1	0.65				

Sur l'ensemble du bassin de la Narayani, le flux annuel de matière transporté par la rivière est supérieur à 160 10^6 t/an (paragraphe V-3). Les taux de dénudations pour l'ensemble du LH et de la HHC au Népal Central sont identiques à ceux de la Trisuli, alors que pour l'érosion des TSS, la Trisuli indique un taux d'érosion d'un ordre de grandeur plus faible (Table V-23). Cette différence vient en partie d'une sur estimation des TSS, mais est suffisamment importante pour être liée à d'autres causes. Nous allons donc examiner les principales.

Table V-23 : Vitesse d'érosion minimale des 3 principales formations au Népal Central

	LH	HHC	TSS
		mm/an	
TRISULI			
TRI Σ	1.1	2.8	0.2
NARAYANI			
NAG 48	1.5	2.8	1.9

V-4-7-3) : Répartition spatiale des taux d'érosion et relation avec le climat et la surrection tectonique

En considérant la position des 3 principales formations dans le bassin de la Kali Gandaki et dans celui de la Trisuli, nous pouvons discuter les vitesses d'érosion relatives à celle de la HHC en fonction de la position géographique dans la chaîne (Figure V-28). En effet, la position des différentes formations par rapport à la crête principale de la haute chaîne est variable dans le bassin de la Narayani. À l'Est, dans le bassin de la Trisuli, les TSS n'affleurent qu'en flanc Nord, alors que le MCT atteint des altitudes relativement élevées (5000 m dans le Ganesh Himal). À l'Ouest, dans le bassin de la Kali Gandaki, les TSS forment une large partie des sommets de 8000 m et affleurent en flanc Sud de la haute chaîne. De plus, le MCT se trouve à des altitudes un peu plus basses, à la base de la haute chaîne. Donc les différences de vitesses d'érosion des TSS et du LH entre les bassins de la Kali Gandaki et de la Trisuli documentent l'érosion différentielle entre le Nord de la Haute chaîne et son flanc sud pour une lithologie comparable (TSS) ainsi que l'influence de la proximité à la haute chaîne (LH). La différence des vitesses d'érosion entre le flanc Sud et la partie tibétaine des bassins traduit principalement le contraste climatique (écoulement spécifique) alors que les principales différences entre le flanc sud de la haute chaîne et le LH résident dans la lithologie, la surrection ainsi que le relief.

L'influence de la lithologie sur les taux d'érosion dans la chaîne himalayenne a été discutée à partir de la morphologie des profils de rivières (Seeber et Gornitz, 1983 ; Lavé, 1997 ; Hurtrez, 1998). La rupture de pente au niveau du MCT pourrait indiquer une érodabilité plus forte du LH, ce qui semble logique pour des schistes par rapport à des gneiss, mais la traversé d'intrusions granitiques ou de gneiss dans le LH ne montre pas de modification du profil des rivières, ce qui implique que la différence de lithologie entre les TSS, la HHC et le LH n'est pas un facteur de premier ordre sur le contrôle des taux d'érosion dans la chaîne. De plus nos résultats impliquent que la formation constituée par les roches les plus dures (les gneiss de la HHC) s'érode à des vitesses supérieures à celles des autres lithologies, d'autant plus que la proportion de cette formation est minimisée par nos hypothèses de calcul. La lithologie n'est pas la raison de la plus forte érosion de la HHC par rapport aux autres formations, au contraire.

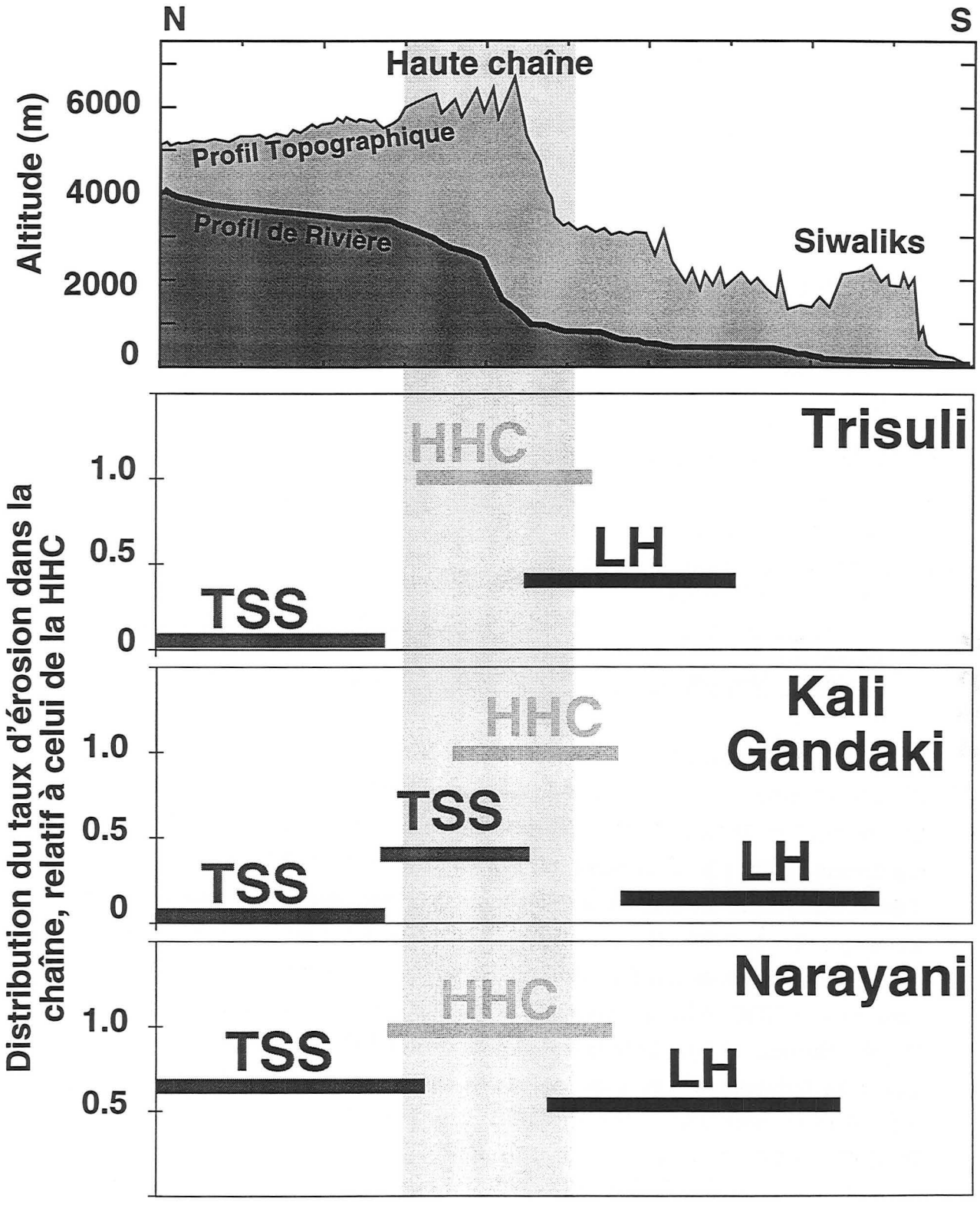


Figure V-28 : Comparaison de la répartition spatiale des taux d'érosion entre le bassin de la Trisuli et celui de la Kali Gandaki au Népal Central. Les surfaces au Nord de la haute chaîne sont plus faiblement érodées que le flanc Sud. La différence d'érosion du LH par rapport à la HHC est contrôlée par la position plus ou moins élevée du MCT.

Table V-24 : Proportion des débits en fonction de la formation drainée pour certaines positions dans le bassin de la Narayani

		Flux 10^6 m^3	Siw %	LH %	HHC %	TSS %	Graben %
KALI GANDAKI							
NAG43	Tatopani	2428.5			19.81	71.46	8.73
NH31	Mayongdi	1730.2		68.87	18.66	12.47	
NAG45	Baglung	5724.8		45.05	16.26	34.99	3.70
LO310	Ramdi	16007.2		74.35	9.53	14.80	1.32
LO306	Kot	19212.1	0.58	77.46	8.53	12.33	1.10
SETI							
LO302	Sarang Ghat	8700.7		72.97	20.96	6.06	
BHURI GANDAKI							
LO300	Beni Ghat	6343.5		45.32	31.48	23.20	
MARSYANDI							
LO 314	Markichok	7347.4		30.34	41.55	28.11	
TRISULI							
NH102	Syabru Bensi	2176.4			42.51	57.48	
LO257	Lantang	971.3			98.41	1.59	
LO 258	Betrawati	4734.8		23.88	49.37	26.75	
LO 316	Adamghat	8083.1		25.13	59.20	15.67	
LO 304	Gumaure	25484.9		39.45	41.71	18.85	
NARAYANI							
LO 308	Narayan Ghat	53737.8	0.56	58.50	26.22	14.33	0.39

L'étude des principaux fleuves mondiaux a montré une corrélation entre le relief et le taux d'érosion physique (Pinet et Souriau, 1988 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Summerfield et Hulton, 1994), ce qui indique simplement qu'un relief s'érode plus rapidement qu'une plaine. À plus petite échelle, dans les Siwaliks, l'intensité du processus d'érosion physique est corrélée à l'amplitude du relief, elle même relié à la surrection tectonique (Lavé, 1997 ; Hurtrez, 1998). Ainsi, le relief n'est qu'une image de l'entrée tectonique. L'étude du relief sur le bassin de la Narayani montre que l'amplitude du relief dans la partie HHC du bassin versant de la Trisuli à Betrawati est égale à celle du LH (à 10 % près, Hurtrez, 1998). Or le taux d'érosion de la HHC est plus de 2 fois celui du LH. Ces deux terrains étant en flanc sud de la chaîne, le contraste climatique en termes d'écoulement spécifique est faible : 2030 et 1360 mm/an respectivement pour le LH et la HHC (Table V-22 et V-24). Si la quantité d'eau disponible pour transporter des particules est un facteur contrôlant les taux d'érosion, elle aurait donc plutôt tendance à augmenter la vitesse d'érosion du LH par rapport à celle de la HHC. Cette absence de corrélation dans la haute chaîne himalayenne entre le relief et les vitesses d'érosion a été interprété comme un effet de seuil (Hurtrez, 1998). À partir de l'absence de relation entre la vitesse d'incision des rivières et les paramètres morphologiques (la pente moyenne pour Burbank *et al.*, 1996 ou l'amplitude du relief pour Hurtrez, 1998), la morphologie de la haute

chaîne est en fait interprétée comme un paramètre qui est contrôlé par la vitesse d'érosion et non l'inverse. L'angle de cohésion de la roche est le paramètre qui contrôle la pente moyenne (Burbank *et al.*, 1996) alors que l'amplitude du relief est gouvernée par l'espacement de principales rivières et la surrection tectonique (Burbank *et al.*, 1996 ; Lavé, 1997 ; Hurtrez, 1998). Les deux facteurs qui influencent les vitesses d'érosion de la chaîne sont donc la surrection tectonique et le climat.

La mesure de la surrection tectonique actuelle au Népal Central a été réalisée grâce à des levées topographiques ainsi que des mesures de positionnement GPS (Jackson et Bilham, 1994 ; Bilham *et al.*, 1997). La répartition dans la chaîne montre que la zone de surrection importante se situe en flanc sud de la haute chaîne, sur 30 km de large et correspond à la position de la rampe crustale du MHT (Figure III-4). Ainsi, ce sont les terrains du LH et de la HHC pour la Trisuli et des TSS et de la HHC pour la Kali qui subissent la plus importante surrection. La répartition spatiale des taux d'érosion montre que dans le bassin de la Kali, le Haut Himalaya s'érode entre 4 et 7 fois plus vite que le LH (Table V-22). C'est à peu près le rapport des vitesses de surrections entre les formations en avant de la rampe et celles qui sont au dessus (Jackson et Bilham, 1994 ; Bilham *et al.*, 1997). La répartition des vitesses d'érosion en flanc sud de la chaîne serait donc le reflet de la répartition de la surrection. Cependant, les vitesses absolues d'érosion (Table V-23) ne compensent qu'environ 50% de la surrection de la haute chaîne (Jackson et Bilham, 1994 ; Bilham *et al.*, 1997). Cette différence implique une augmentation des altitudes, ou bien un sous-estimation des flux de particules. L'étude des profils de rivière au Népal montre que la vitesse d'incision des rivières compense à peu près la vitesse de surrection du bâti rocheux (e.g. Seeber et Gornitz, 1983 ; Lavé, 1997). Pour le bassin de la Trisuli, la position assez septentrionale du MCT implique qu'une partie importante de la surrection liée à la rampe se situe juste au Nord de Betrawati, dans les terrains du LH en rive droite mais aussi pour partie dans la HHC rive gauche (Lavé, 1997). Ainsi, le drain principal dans le bassin de la Trisuli incise plus fortement les terrains du LH, pourtant c'est la HHC qui subit des taux d'érosion les plus élevés (Table V-22). L'incision des principales rivières ne documente pas l'érosion dans son ensemble mais seulement l'entrée tectonique. L'équilibre des profils de rivière, par la compensation de la surrection tectonique grâce à l'incision fluviatile a été mis en évidence au niveau du Nanga Parbat au Pakistan (Burbank *et al.*, 1996). Cet endroit n'est pas soumis aux mêmes conditions climatiques et la mousson est réduite dans cette partie de la chaîne (Chapitre I). C'est aussi le cas au Tibet, où les failles normales N-S créent des zones à surrection rapide qui sont traversées de part en part par l'Arun et le Tsangpo, alors que les précipitations sont faibles (Han *et al.*, 1984 ; Armijo *et al.*, 1986). Les rivières du bassin himalayen ont donc une vitesse d'incision largement indépendante de l'écoulement spécifique, ce qui est interprété comme un effet de seuil (Burbank *et al.*, 1996 ; Hurtrez, 1998).

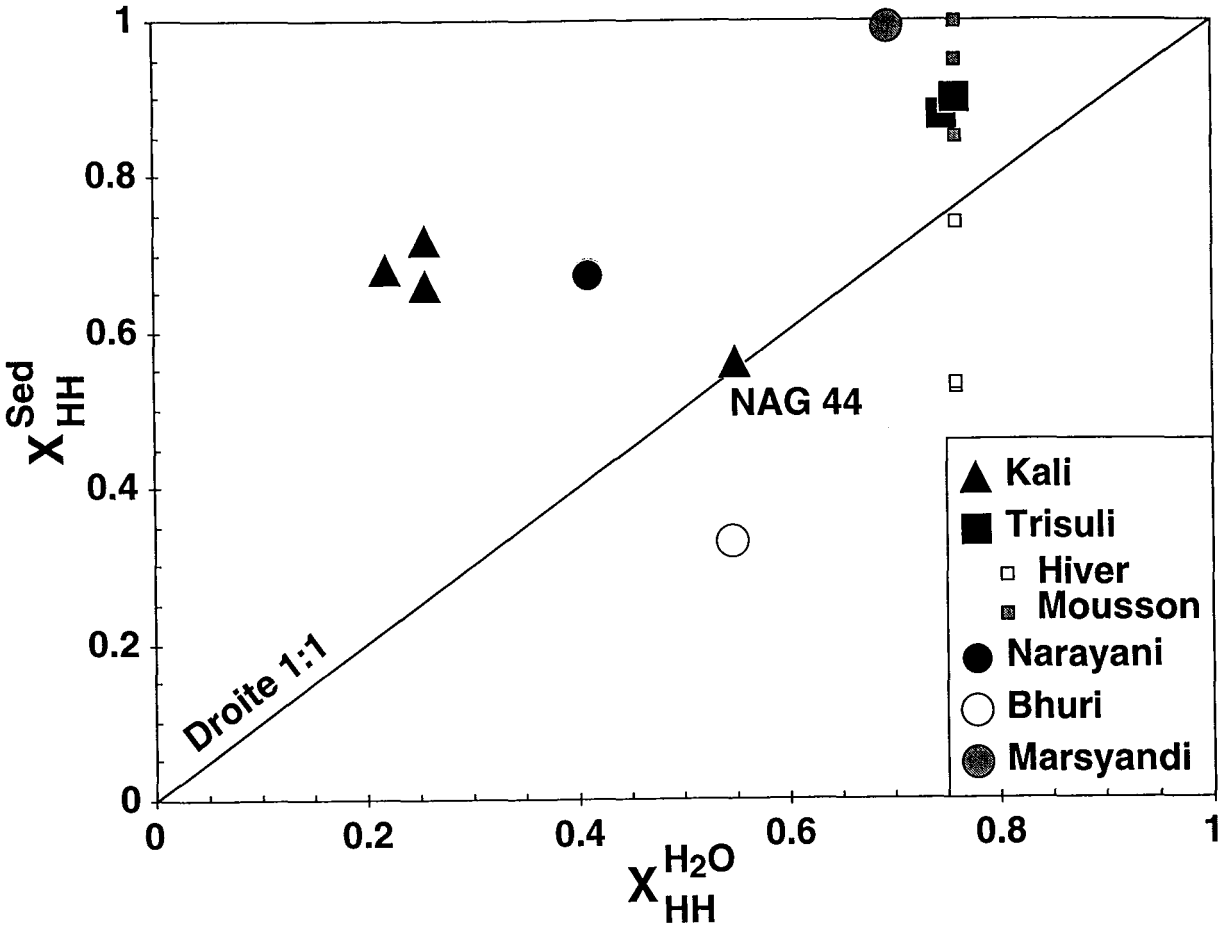


Figure V-29 : Proportion de sédiment de rivière provenant du Haut Himalaya en fonction de la proportion annuelle d'eau provenant du même endroit. La présence de blocs et galets dans NAG 44 entraîne une sous-estimation de la proportion de HH. L'écart à la droite de pente 1 indique que les précipitations orographiques, n'est pas le seul facteur augmentant l'érosion du HH par rapport à celle du LH.

Les taux d'érosion relatifs, au Nord de la haute chaîne (TSS dans le bassin de la Trisuli et la partie en amont de Kagbeni dans celui de la Kali Gandaki), sont plus faibles d'au moins un ordre de grandeur que ceux de la haute chaîne (Table V-22), alors qu'il n'y a pas un tel contraste d'entrée tectonique (Jackson et Bilham, 1994 ; Bilham *et al.*, 1997). À plus grande échelle, la vitesse d'érosion de la chaîne est positivement corrélée avec l'écoulement spécifique entre les bassins du Gange et du Brahmapoutre. L'écoulement spécifique est donc un paramètre climatique augmentant l'érosion du flanc sud par rapport à celle du flanc Nord. Les proportions du flux annuel d'eau du HH et du LH (Table V-24) montrent une corrélation avec l'érosion relative de ces deux parties des bassins au Népal Central (Figure V-29). Cependant, cette relation indique aussi que la charge solide des rivières drainant le HH est supérieure à celle des rivières drainant le LH, que cela soit pour la Kali Gandaki ou la Trisuli. Or, nous avons vu que la surrection tectonique entre ces deux bassins n'est pas localisée au niveau de la même formation. En considérant la localisation de la surrection (Lavé, 1997), autant l'entrée tectonique au niveau du bassin de

la Kali Gandaki permet d'expliquer pourquoi les rivières ont une plus forte charge solide dans le HH, autant, ce les rivières du LH devraient avoir un taux d'érosion au moins aussi élevé que celui de la HHC dans la Trisuli. Cependant, la proportion de HHC dans les sédiments de la Kali est sous estimée car nous ne tenons pas compte des carbonates de la F II et car l'échantillonnage est hors mousson. Il existe donc un processus général qui augmente l'érosion physique de la HHC en plus de la surrection tectonique et de l'écoulement spécifique. Dans le cas du bassin de la Trisuli des caractéristiques particulières peuvent expliquer la très grande proportion de matériaux de la HHC. En effet, la HHC est surtout localisée dans la vallée du Langtang, qui est caractérisée par un immense glissement de terrain (e.g. Ibetsberger, 1996) ainsi que par une surface importante soumise à l'érosion glaciaire. Ainsi, que ce soit sous la forme de glissement de terrain ou sous la forme de moraine, il existe une quantité importante de matériel HHC qui est plus facilement érodable et transportable que les roches constituant le LH. Dans le cas de la Kali Gandaki, seule une érosion plus efficace due aux glaciers permettrait d'expliquer la plus forte érosion du HH. L'étude des particules fines, qui sont préférentiellement présentes dans les farines glacières (paragraphe V-1-1), devrait permettre de déterminer le rôle de l'érosion glacière sur les vitesses d'érosion totale. C'est l'objet du paragraphe suivant.

V-4-8) : Source de la fraction argileuse

La comparaison des ε_{Nd} entre le matériel argileux et le sédiment total des rivières montre dans la plupart des cas un ε_{Nd} significativement plus élevé pour les argiles (Figure V-30). Cette différence n'existe pas pour les bassins qui ne drainent qu'une formation (TSS ou HHC). La faible différence des rapports Sm/Nd entre les minéraux majeurs, associée à l'homogénéisation isotopique partielle durant le métamorphisme himalayen implique une absence de variation de l'ε_{Nd} entre les différents minéraux d'une même formation. Cette caractéristique est confirmée par la composition isotopique de la biotite du gneiss NL 59 de la HHC (ε_{Nd} = -15.6 ±0.2 ; Galy *et al.*, 1996) qui est identique à celle de la roche totale (ε_{Nd} = -15.1 ±0.3 ; Deniel *et al.*, 1986). La fraction argileuse d'une rivière est minéralogiquement très proche d'un mica, mais est significativement plus hydratée (Paragraphe V-2-1). La similitude observée pour les bassins drainant une seule formation indique que l'altération par hydratation ne fractionne pas les isotopes du Nd étant donné que le Sm et le Nd occupent les mêmes sites (e.g. Nesbitt, 1979 ; McLennan *et al.*, 1989). Donc les différences observées entre les <2µm et les sédiments pour les rivières importantes reflètent une différence de provenance. Les fractions argileuses sont préférentiellement dérivées du haut Himalaya par rapport aux sédiments ou bien le sédiment provient préférentiellement du LH. Nous avons vu qu'à l'intérieur de la chaîne,

le transport de HH sous forme de galet entraînait une sur estimation du LH dans le sédiment analysé. Les rivières qui ne charrient plus de galets (la Kali Gandaki : LO 307 et le Brahmapoutre lors de la mousson : BGP 14) ont encore des fractions argileuses ayant plus de 10% de plus de HH que les sédiments correspondants. Ainsi, l'érosion physique de la haute chaîne produit plus de matériaux finement divisés que le LH.

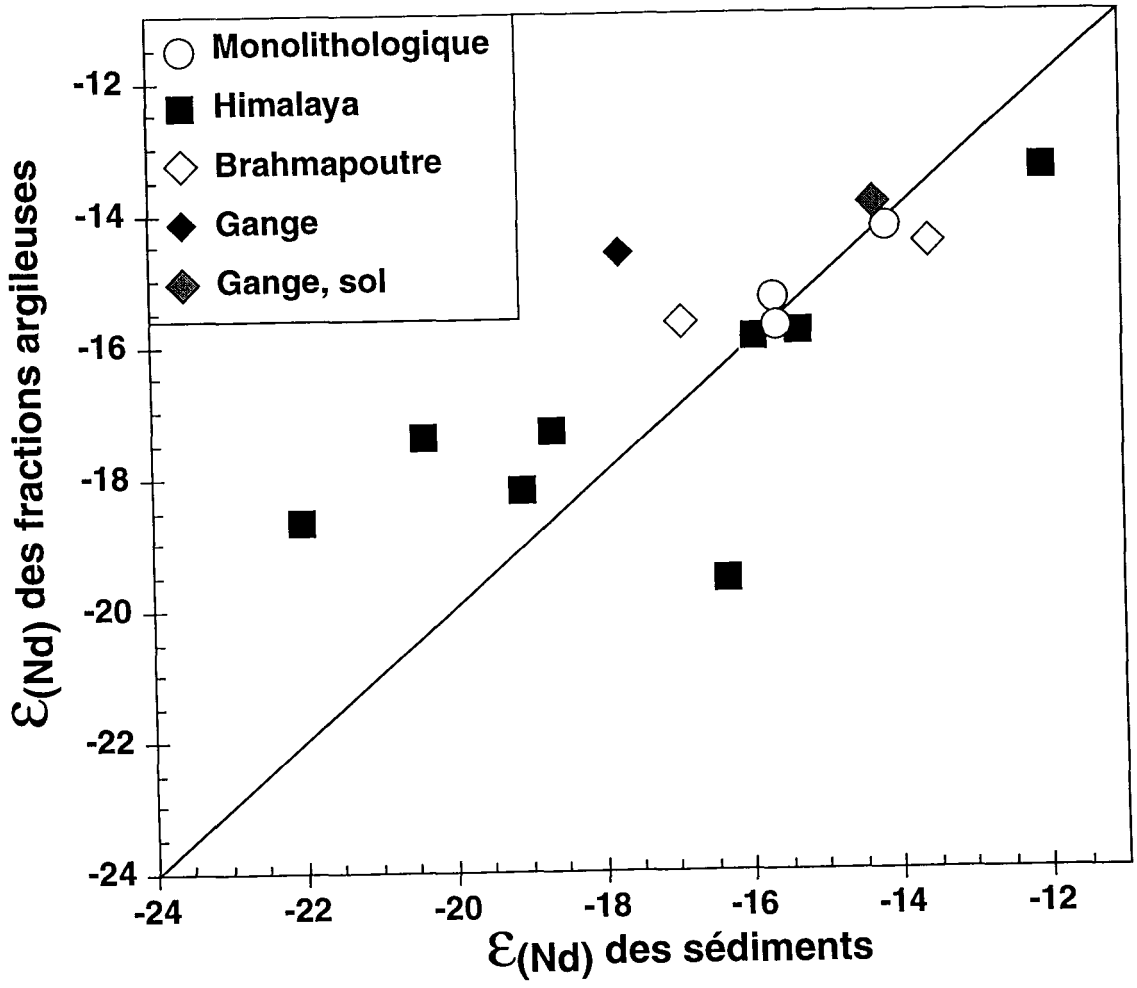


Figure V-30 : Variation de la composition isotopique du Nd des silicates de la fraction <2µm en fonction de la composition du silicate total. Les bassins ne drainant qu'une seule formation ne montrent pas de différence entre la fraction argileuse et le silicate total. Pour les bassins versant plus importants, la différence entre les argiles et le sédiment total implique une origine différente de ces 2 fractions. La fraction argileuse est généralement plus enrichie en matériel dérivé du Haut Himalaya.

Ce résultat peut sembler paradoxal, étant donné que les sols, importants pourvoyeurs d'argiles, sont nettement plus développés dans le LH que dans le HH. En première approximation, la formation d'argile par broyage des minéraux lors des glissements de terrains ou du transport est négligeable par rapport à la pédogenèse et à la

formation de farine glaciaire (Paragraphe V-1). Les surfaces actuellement soumises à une érosion glaciaire sont presque exclusivement dans les formations du HH. L'interprétation la plus simple des données est donc que l'érosion glaciaire produit plus de matériaux finement divisés que la pédogenèse. Cette origine à dominante glacière des fractions argileuses des sédiments de rivière est du reste visible sur la minéralogie qui est dominée par de l'illite, alors que celle des argiles des sols est à kaolinite et vermiculite dominante (Bäumler et Zech, 1994 ; Gardner et Walsh, 1996). Ainsi, la présence de glacier dans les parties hautes de la chaîne est un facteur amplifiant l'érosion du HH.

Pour appréhender l'origine des argiles, nous avons aussi utilisé les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène (Table V-25 et V-26). Dans la chaîne le δD et le $\delta^{18}O$ de la fraction argileuse varient respectivement de –156 à –74 et de +4.2 à +13.5. Les compositions isotopiques dans les rivières ou les sols du Bangladesh sont plus élevées en moyenne. La gamme de variation de l'hydrogène est plus restreinte, le δD variant de –80 à –62‰ alors que celle de l'oxygène est similaire : le $\delta^{18}O$ est compris entre +8.1 et +18.7. La gamme complète des $\delta^{18}O$ est plus large de celle des micas présents dans les différentes formations de la chaîne (Chapitre III) et implique la présence de minéraux néoformés.

Table V-26: Composition des isotopes stables (H et O) ainsi que des teneurs en eau structurale des fractions argileuses des rivières et des sols au Bangladesh

Ech	<2µm	K_2O/Al_2O_3	H_2O^+	δD	$\delta^{18}O$
	%	Poids %	%	‰	‰
BGP 11	1.1	0.162	8.2	-80	8.1
BGP5	6.7	0.145	6.9	-72	14.9
BGP5¶		0.076	7.3	-72	18.7
BGP6	0.2	0.137	7.6	-75	15.3
Amiuhri		0.137			13.6
Pakuria		0.148	6.6	-63	13.3
Batra		0.130	6.4	-63	14.6
BGP14	3.0	0.163	8.2	-64	10.0
BGP14¶		0.092	11.7	-74	10.9
Modhupur		0.072	9.1	-58	18.6
BGP82		0.139	7.7	-80	9.7
BGP36	1.5	0.124			12.8
Old		0.092	7.8	-62	14.1
BGP 34	14.8	0.135			14.1

¶ : fraction <0.1µm

Les compositions isotopiques des eaux de pluies ainsi que celles des rivières impliquent que les minéraux néoformés lors de la pédogenèse ont des $\delta^{18}O$ différents entre la partie tibétaine, au nord de la haute chaîne et les partie basses de la chaîne, au niveau des Siwaliks ou dans la plaine du Gange. En fonction des variations possibles de

température et de minéralogie (smectite ou kaolinite), la composition moyenne des précipitations à Lhassa implique une phase argileuse néoformée ayant des $\delta^{18}O$ entre +8.3 et +14.0, en utilisant les fractionnements eau-minéraux d'après Sheppard et Gilg (1996). Suivant une approche similaire, les minéraux pédogéniques formés dans la plaine ont des $\delta^{18}O$ compris entre +17.5 et +22.2‰.

Table V-25 : Composition des isotopes stables (H et O) ainsi que des teneurs en eau structurale des fractions argileuses des rivières dans la chaîne

Ech	Localisation	<2µm	K_2O/Al_2O_3	H_2O^+	δD	$\delta^{18}O$
		%	Poids %	%	‰	‰
Kali						
LO 26	Flanc Nord	2.2	0.187	6.2	-134	8.3
LO 50	Flanc Nord	0.7	0.153	6.5	-141	7.9
LO 64	Flanc Nord	0.8	0.202	6.9	-151	4.2
LO 17	Flanc Nord	2.2	0.154	8.7	-127	7.8
LO 97		2.5	0.169			
LO 2	Flanc Nord	2.5	0.184	6.2	-126	11.7
LO 100		5.8	0.218			
LO 102		1.3	0.195			
LO 104		1.0	0.220			
NAG 44		0.8	0.194	7.2	-91	10.1
LO 311		0.6	0.264	6.1	-89	13.1
NAG 6		0.2	0.245	7.2	-77	11.0
LO 307		2.1	0.230	7.0	-82	13.0
Narayani						
LO 309		0.5	0.229	7.2	-91	11.5
NAG 48		0.2	0.229	6.6	-82	11.1
Trisuli						
KN 75	Flanc Sud		0.224	8.4	-96	8.9
LO 259		7.7	0.172			13.5
TRI 19/6			0.218			8.9
TRI 15/7			0.225			8.7
TRI 15/9			0.238			9.4
LO 305		2.0	0.128	8.6	-79	12.2
Marsyandi						
HF110	Flanc Sud		0.126	10.6	-89	8.5
NAG4	Flanc Sud	0.2	0.153	8.7	-74	7.8
LO313		0.2	0.221	7.2	-91	11.3
LO303		0.5	0.170			
NAG22	Flanc Nord	42	0.248	6.0	-156	7.6
LO315		7.4	0.197			11.4
LO315¶			0.154	7.1	-101	11.5
Bhuri						
LO301		0.3	0.195			
Ouest Népal						
NAG 9		3.0	0.189	7.0	-77	13.0
R 94-07			0.321			11.1
NAG 13		1.4	0.236			11.7
NAG 60		0.3	0.203			11.1
R 94-16			0.169			13.3
R 94-15			0.212			
NAG 12		0.1	0.212			10.1

¶ : fraction <0.1µm

Nous avons essayé d'estimer une proportion de mélange pour la fraction argileuse entre un pôle détritique (illites résultant de la désagrégation de micas) et les minéraux néoformés (kaolinite et smectite) en utilisant la chimie et la composition isotopique de l'oxygène de ces deux pôles (Figure V-31). Dans ce diagramme, l'absence de corrélation générale implique que la composition des minéraux néoformés n'est pas identique pour l'ensemble des rivières mais globalement cohérente avec celles estimées à partir des eaux météoriques.

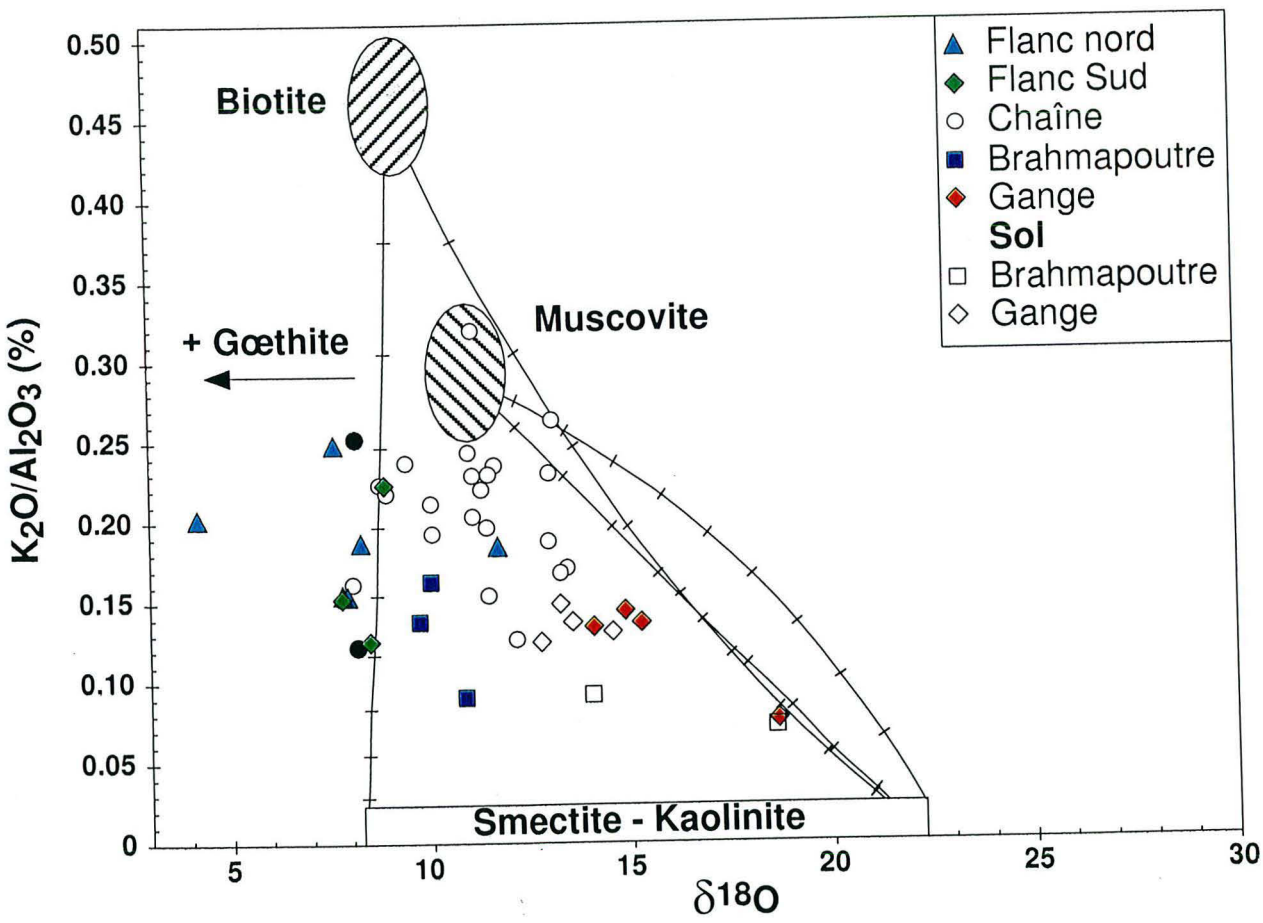


Figure V-31 : Variation du rapport K_2O/Al_2O_3 en fonction de la composition isotopique en oxygène des fractions argileuses. La gamme de composition isotopique des smectites et kaolinite a été estimé à partir des compositions des eaux météoriques locales en utilisant le fractionnement d'après Sheppard et Gilg (1996). Les domaines de micas himalayens sont d'après France-Lanord (1987) ; Brouand (1989) et Chapitre III. Les différentes courbes de mélange sont graduées de 10 en 10% massique. L'absence de corrélation générale implique des compositions isotopiques variables pour les minéraux secondaires.

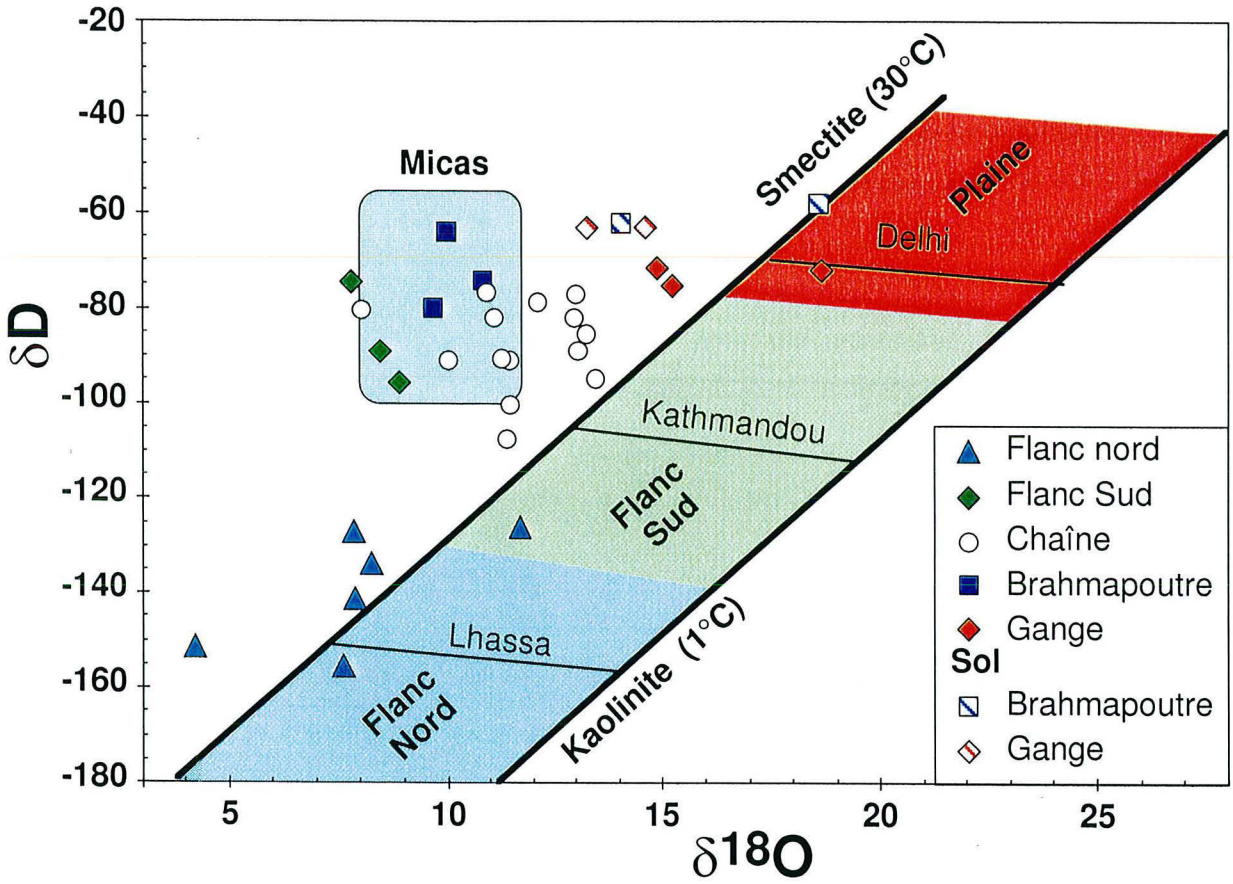


Figure V-32 : Composition isotopique en oxygène et hydrogène des fractions argileuses contenues dans les sédiments de rivières. Le domaine des micas himalayens (Chapitre III) ainsi que celui des minéraux secondaires précipités dans les trois grands domaines climatiques du bassin sont représentés pour comparaison.

Pour les bassins au nord de la haute chaîne, la composition des fractions argileuses des sédiments de rivières tend vers une phase secondaire ayant un $\delta^{18}O$ compatible avec celui calculé à partir des eaux de surfaces. Seul LO 64 a un $\delta^{18}O$ très bas, vraisemblablement lié à la présence de goethite secondaire qui devrait avoir un $\delta^{18}O$ inférieur à –6.5‰ d'après la composition des précipitations locales et le fractionnement minéral-eau selon Yapp (1990). La faible différence de composition isotopique en oxygène entre les micas et les minéraux secondaires dans cette partie du bassin implique que cet élément ne peut pas être utilisé comme traceur de provenance. En revanche, la composition isotopique de l'hydrogène des fractions argileuses est significativement différente de celle des micas (Figure V-32). Ainsi, le seul traceur des argiles néoformées au nord de la chaîne est un élément lié à l'hydratation des minéraux, processus qui surestime la néoformation (paragraphe V-2-1). Étant donné les temps de transport des particules relativement rapide, y compris dans la plaine, l'échange isotopique de

l'hydrogène des minéraux argileux peut être considéré comme négligeable (O'Neil et Kharaka, 1976). Les teneurs en H_2O^+ des fractions argileuses du flanc Nord ne sont pas significativement plus basses que dans le reste du bassin. Il n'y a pas d'augmentation de l'hydratation lors du transport. Les compositions isotopiques en hydrogène des fractions argileuses de rivières sont donc directement interprétables en termes de mélange mécanique. Les taux d'érosion sont suffisamment faibles en flanc Nord pour que le degré d'hydratation soit similaire sur l'ensemble de la chaîne alors qu'il y a un fort contraste de précipitation.

Les fractions argileuses des rivières drainant le flanc sud de la chaîne ont des compositions isotopiques identiques à celles de micas (Figure V-32). Cependant, la quantité d'hydrogène est au moins le double et ces minéraux ont un rapport K_2O/Al_2O_3 significativement plus faible que celui des micas (Table V-25). Une évolution similaire vers des minéraux plus hydratés alors qu'aucune modification minéralogique n'est visible par les RX a déjà été rapportée pour les biotites (Clauer *et al.*, 1982). Ainsi, la proportion de minéraux secondaires à partir de relations de mélange de la figure V-31 est minéralogiquement fausse. Les compositions isotopiques en δD, sans être différente du domaine des minéraux primaires sont un peu décalées vers des valeurs plus basses. Le fractionnement isotopique de l'hydrogène entre un minéral argileux et l'eau est très variable (Sheppard et Gilg, 1996) et les processus d'hydratations sont hors équilibre isotopique. Un calcul des δD à partir des eaux de précipitation ou des rivières est donc illusoire. Cependant, l'observation directe de biotites hydratées indique que ce type de matériel a un δD inférieur de 30 ‰ environ à celui des biotites saines (Clauer *et al.*, 1982) et nos données en flanc sud de la chaîne sont cohérentes avec un tel résultat.

Les compositions isotopiques en hydrogène des fractions argileuses des principales rivières au Népal ainsi que celles du Brahmapoutre et de la Tista au Bangladesh sont indiscernables de celles des micas himalayens et des fractions argileuses des rivières du flanc sud. Leur teneur en H_2O^+ n'indique pas une plus forte hydratation que celles des argiles transportées par les rivières du flanc nord ou du flanc sud. Ainsi, leur similitude isotopique en hydrogène avec les rivières du flanc Sud implique une faible proportion des argiles du versant Nord de la chaîne et confirme les faibles taux d'érosion dans cette partie du bassin.

Les compositions isotopiques en oxygène sont légèrement plus élevées que celles des micas, ce qui implique la présence de minéraux pédogéniques précipités dans des sols du versant sud et à moyenne ou basse altitude. Des argiles de sol provenant de terrain HHC dans les environs de Kathmandu contiennent plus de 70% de kaolinite et ont un $\delta^{18}O$ supérieur à 16.3‰ impliquant un $\delta^{18}O$ des minéraux uniquement pédogéniques de +19‰ (Gajurel, 1998). Les $\delta^{18}O$ mesurés dans la fraction argileuse des rivières telles que la basse Kali (LO 307 et 311) ou la Trisuli (LO 259 et 305) impliquent une proportion de minéraux

secondaire comprise entre 20 et 40% en considérant un mica primaire dominée par la muscovite (cf. la discussion des rapports Rb/Sr) et des minéraux secondaires identiques aux sols analysés (Gajurel, 1998). Cette proportion est comparable à celle déterminée pas les RX. Les compositions isotopiques en H et O des fractions argileuses des sédiments de rivières de la chaîne impliquent donc une origine en flanc sud de cette fraction. Les matériaux finement divisés sont majoritairement formés par broyage, alors que les minéraux pédogéniques ne représentent qu'une faible proportion. La formation de minéraux argileux dans la chaîne est donc un processus qui favorise l'hydratation mais pas la néoformation. La dynamique des rivières himalayennes et la variabilité des compositions isotopiques des sédiments (paragraphe V-4-5) impliquent que le transport des matériaux est très rapide dans la chaîne. L'hydratation des minéraux phylliteux lors du broyage mécanique pendant le transport peut donc être considéré comme négligeable en comparaison des processus qui concourent à la formation de farines glaciaires. Nos résultats sur les principales rivières de la chaîne, y compris le Brahmapoutre, impliquent que le principal mode de formation des matériaux finement divisé est l'érosion glaciaire en flanc sud de la chaîne. Le développement de glaciers, lié à l'altitude de la chaîne ainsi qu'au climat global terrestre, est donc un facteur amplificateur de l'érosion de la haute chaîne par rapport à sa partie basse dans le Moyen pays.

La composition en hydrogène et oxygène des fractions argileuses des sédiments du Gange sont assez similaires à celles des sols du Bangladesh (Table V-26) et tendent vers des minéraux secondaires en équilibre isotopique avec les eaux de précipitations dans la plaine (Figure V-32). Ce résultat implique que la proportion de minéraux argileux produits par l'altération dans la plaine devient significative devant l'ensemble des argiles exportées de la chaîne. La proportion de minéraux secondaires et produits dans la plaine est autours de $30 \pm 20\%$, que cela soit sur la base du $\delta^{18}O$ ou bien du rapport K_2O/Al_2O_3 (Figure V-31). Cette proportion est cohérente avec les données RX. La similitude de la proportion d'échange par hydratation et de néoformation implique que la principale réaction de pédogenèse dans la plaine est l'altération des feldspaths et non l'hydratation des micas. L'estimation globale est biaisée, à partir du moment où les seules fractions argileuses analysées proviennent des sédiments, alors que la majorité des fractions fines sont transportées par les MES. Cependant les réactions de néoformation mises en évidence dans la plaine du Gange sont cohérentes avec la chimie des eaux dans cette partie du bassin.

V-5) : Conclusion

L'étude minéralogique, granulométrique et chimique des particules transportées par les rivières dans le bassin du Gange-Brahmapoutre ont permis (1) de quantifier les proportions de matériaux provenant du haut Himalaya par rapport au bas Himalaya, (2) de mettre en évidence le rôle de la surrection et de la quantité des précipitations sur la vitesse d'érosion, (3) de qualifier le rôle des glaciers, (4) de proposer une proportion minimum de transport sous forme de bloc et galets, (5) de qualifier la temps de séjour des particules dans le bassin d'avant chaîne et (6) de calculer un flux total transporté.

Les compositions isotopiques des sédiments des rivières himalayennes impliquent que la composition moyenne des TSS définie dans le chapitre III n'est pas représentative de cette formation au Népal. En considérant les sédiments de bassins ne drainant qu'une seule formation, nous avons pu définir une composition moyenne pour les trois formations majeures dans la chaîne. Il apparaît que la signature isotopique du Nd entre les TSS et la HHC n'est que très peu différente. Nous avons donc interprété les compositions isotopiques du Nd en termes de mélange entre un pôle TSS+HHC et un pôle LH. La teneur en carbonate est ensuite utilisée pour différentier l'apport des TSS par rapport à celui de la HHC. Cette approche est discutable dans la mesure ou (1) le rapport carbonate/silicate des TSS est probablement variable d'un bassin à l'autre et (2) l'érosion chimique des carbonates est importante et complexe. C'est cependant la seule information discriminante entre les TSS et la HHC dont nous disposons. En termes de vitesse relative d'érosion, la HHC s'érode 2 fois plus vite que les TTS et le LH sur l'ensemble du bassin de la Narayani. La vitesse d'érosion de la chaîne est contrôlée par (1) la localisation de la rampe crustale sous la haute chaîne (e.g. Lavé, 1997), (2) le contraste climatique entre le flanc sud, soumis aux précipitations orographiques et de mousson et le flanc nord de la haute chaîne et (3) la localisation des surfaces englacées au niveau de la HHC et TSS en flanc sud.

L'importance de l'érosion glaciaire est mise en évidence par une différence d'ε_{Nd} de la fraction argileuse par rapport au sédiment total et a été interprétée en termes de différence de provenance. La majeure partie de la fraction argileuse des sédiments de rivières provient de farines glaciaire produites dans la HH et est fortement hydratée.

La cohérence des proportions de sources déduites des compositions isotopiques des silicates avec celles des carbonates le long d'une rivière majeure implique que l'échantillonnage des sables sous-estime la proportion de HH silicaté. L'érodabilité moindre des roches de la HHC suggère qu'une proportion d'environ 20% du transport de matériel provenant de cette formation s'effectue par l'intermédiaire de blocs et galets 40 km au sud de la haute chaîne. Cette proportion diminue continûment et à la sortie des Siwaliks les rivières ne transportent plus de galets. L'hétérogénéité de la provenance des

sédiments, dans la plaine, implique un transport très rapide, surtout dans le bassin du Brahmapoutre.

La différentiation chimique des matériaux érodés par tri minéralogique lors du transport est suffisamment importante pour que la composition chimique des particules en suspension (MES) et celle de la charge de fond ou des sédiments du bassin d'avant-chaîne soient différentes de la composition globale des roches sources. En supposant une érosion à l'état stationnaire, nous avons calculé par bilan de masse la quantité totale de matériel érodé, en fonction de la quantité de MES mesurée. Moins de 50% de l'érosion totale se traduit par un transport sous forme de MES au Bangladesh. Le flux total pour le bassin du Gange-Brahmapoutre est donc de$2440 \pm 540 \times 10^9$ kg/an en se basant sur les données disponibles de flux de MES (e.g. Coleman, 1969 ; RSP, 1996). La vitesse d'érosion moyenne calculée pour la chaîne drainée par le Gange (2.3 ± 0.6 mm/an) est significativement inférieure à celle calculée pour la chaîne drainée par le Brahmapoutre (3.4 ± 0.7 mm/an).

Les modifications chimiques du matériel crustal sont faibles dans le système d'érosion himalayenne. Cependant, le transport est suffisamment dynamique pour entraîner des tris minéralogiques qui aboutissent à un fractionnement chimique. Ces fractionnements ne sont pas fonctions de la mobilité des éléments vis à vis de l'altération, mais plutôt de leur répartition minéralogique. Nos données sur les fractions argileuses impliquent en particulier une augmentation de la variabilité des compositions des terres rares. Ainsi, il existe aussi un fractionnement de ces éléments durant l'érosion, avant sédimentation et diagenèse. Des modifications de distribution des terres rares par la diagenèse ou le métamorphisme ont été mises en évidence dans des séries sédimentaires (e. g. Zhao *et al.*, 1992 ; McDaniel *et al.*, 1994 ; Ohr *et al.*, 1994). Nos données suggèrent que cette redistribution a lieu aussi dans des conditions spécifiques d'érosion. Des précautions sont donc à prendre avec les ages modèles Nd sur les sédiments ou des fractions granulométriques de sédiments.

Les données acquises sur le système actuel d'érosion permettent de mieux interpréter les données isotopiques acquises sur l'enregistrement sédimentaire (cône du Bengale, Siwaliks ...). Tout d'abord, la prépondérance de la HHC comme source dominante des sédiments depuis 20 Ma proposée à partir des données Nd et Sr est à tempérer car les données de Nd ne permettent pas de faire la différence entre HHC et TSS. Deuxièmement, la différence d'ε_{Nd} entre fraction argileuse et sédiment total avait été observée dans les sédiments marins du cône du Bengale (Galy et al., 1996) et interprétée par un apport de matériel basique (Derry et France-Lanord, 1996). Notre interprétation montre que la proportion de HHC estimée à partir des argiles du Leg 116 est probablement trop importante de 10% et qu'au Miocène inférieur, l'altitude de la chaîne était suffisante pour le développement de glacier.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'importance de l'altération des silicates himalayens à l'échelle globale

Le flux d'alcalinité du Gange-Brahmapoutre représente 3.7% du flux lié à l'érosion continentale (Berner et Berner, 1996). Cette proportion est supérieure à la quantité d'eau apportée à l'océan par ce bassin (2.8% du total), ce qui avait suggéré une influence significative de l'altération des terrains himalayens sur le CO_2 atmosphérique (e. g. Raymo *et al.*, 1988). Notre analyse montre que seulement 23% de la charge cationique provient des silicates. De plus, nous avons mis en évidence une altération par l'acide sulfurique, produit par oxydation des sulfures et estimée à 70% du flux de sulfate. Enfin, du dégazage de CO_2 métamorphique participe aussi à l'altération et réduit d'autant la participation de CO_2 atmosphérique. L'ensemble de ces caractères pris en compte implique que le flux d'alcalinité lié à l'altération des silicates est de 2.7×10^{11} mol/an. Il représente 2.3% du flux global d'alcalinité liée à l'altération continentale de silicate (Berner et Berner, 1996; Ludwig *et al.*, 1996). Le caractère sodique des roches himalayennes, ainsi que les processus d'altération entraînant une altération préférentielle des feldspaths font que plus de 60% de l'alcalinité liée aux silicates est contre balancée par Na^+ et K^+. Afin de consommer durablement du CO_2 par précipitation de carbonate dans l'océan, ces cations doivent être échangé avec du Ca et du Mg.

Les mécanismes d'échanges au niveau des estuaires entre alcalins dissous et alcalino-terreux adsorbés sont encore mal connus mais ne sont sûrement pas d'une efficacité totale (e. g. France-Lanord et Derry, 1997). Nous estimons que le flux actuel du Gange-Brahmapoutre entraîne une consommation de 6.4×10^{10} mol/an de CO_2 atmosphérique sur le long terme. En réalité, cette quantité est sous-estimée car les circulations souterraines représentent un flux significatif d'alcalinité liée à l'altération des silicates dans la plaine (ce travail et Moore, 1997). Ce flux reste à quantifier.

Le paradoxe du Sr dissous

La composition isotopique du Sr marin a été utilisé comme traceur de l'altération des silicates à l'échelle globale. Le bilan des apports continentaux est très fortement dominé par la contribution des rivières himalayennes (e. g. Palmer et Edmond, 1989), laissant penser à une altération significative des silicates dans ce bassin (e. g. Raymo *et al.*, 1988). Le caractère singulier des teneurs et compositions isotopiques du Sr dissous dans le Gange et le Brahmapoutre répond plus à des caractéristiques particulières de l'Himalaya qu'à une forte intensité de l'altération des silicates. Dans la chaîne, environ 60% du Sr dissous provient des carbonates marins métamorphisés des séries théthysiennes du nord de la chaîne. La dissolution incongruente des carbonates dans cette partie du bassin augmente significativement les [Sr]. Le métamorphisme a légèrement augmenté le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$

de ces carbonates. Les compositions isotopiques des principales rivières himalayennes sont largement plus élevées (0.730 pour le flux moyen du Gange-Brahmapoutre). L'altération des silicates dans des formations très anciennes (archéennes à protérozoïques) et récemment métamorphisées joue le rôle de spike de ^{87}Sr. Nos données impliquent qu'en effet la contribution du Gange-Brahmapoutre au bilan océanique de Sr est très importante, alors que la consommation de CO_2 atmosphérique y est modeste.

L'altération des volcans aériens et plus généralement des roches mantelliques peuvent être des puits importants de CO_2 atmosphérique alors que le flux de Sr dissous n'est pas radiogénique (Gaillardet et al., in press; Louvat et Allègre, 1997; Louvat et Allègre, 1998). L'influence d'un bassin versant sur le Sr marin et le CO_2 atmosphérique n'est donc que faiblement relié à l'échelle globale. A défaut d'un meilleur bilan des rivières drainant les roches mantelliques ainsi que l'altération des planchers océaniques, l'enregistrement de la composition isotopique du Sr océanique au cours des 20 derniers Ma peut être considérée comme un marqueur de l'érosion de l'Himalaya (e. g. Richter *et al.*, 1992 ; Derry et France-Lanord, 1996) mais pas de l'altération globale des silicates et encore moins de la consommation de CO_2 atmosphérique.

Le poids de l'érosion himalayenne sur le cycle du carbone

Le lien entre l'érosion continentale et le cycle du carbone s'effectue à travers l'altération des silicates, mais aussi à travers l'érosion et l'enfouissement de carbone organique. Pour cette deuxième partie, nous avons estimé la quantité totale de matière érodée et déduisons les quantités transportées aux océans. La différentiation chimique des matériaux érodés par tri minéralogique lors du transport est suffisamment importante pour que la composition chimique des particules en suspension (MES) et celle de la charge de fond soit différente de la composition globale des roches sources. En supposant une érosion à l'état stationnaire, nous avons calculé par bilan de masse la proportion de matériel transporté sous forme de MES ainsi que l'érosion totale. Moins de 50% du matériel érodé dans la chaîne est transporté jusqu'à l'océan par les MES. Le flux annuel de MES pour le bassin du Gange-Brahmapoutre est compris entre 730 et 1160×10^9 kg/an (e. g. Coleman, 1969; RSP, 1996). Le flux total qui en découle est de $2.4 \pm 0.5 \times 10^{12}$ kg/an. Sachant que la teneur moyenne en C organique des MES du Gange et du Brahmapoutre est en moyenne de 1% (Ittekkot *et al.*, 1985; Safiullah *et al.*, 1985), le flux de carbone organique est de 6.1 et 9.7×10^{11} mol/an pour les seules MES. En supposant que la teneur des sables est de l'ordre de 0.1%, l'ensemble du flux de carbone organique est d'environ 9.8×10^{11} mol/an. La teneur en carbone organique dans les roches sources est très faible (<0.1%, France-Lanord et Derry, 1997). Ainsi, l'ajout de carbone organique, entraîné par le flux d'érosion physique de la chaîne, est supérieur à 7.7×10^{11} mol/an, soit

plus d'un ordre de grandeur supérieur à la consommation de CO_2 atmosphérique suite à l'altération. Les teneurs des sédiments turbiditiques récents dans le cône du Bengale implique une faible ré-oxidation de ce carbone réduit (e. g. France-Lanord et Derry, 1994). L'action de l'érosion de la chaîne himalayenne sur le taux de CO_2 atmosphérique est principalement lié à la productivité biologique dans la plaine ainsi qu'à la quantité de matière érodée. Alors que l'altération des silicates dans le bassin du Gange-Brahmapoutre ne représente que 2.3% du flux total, l'apport aux océans de carbone organique particulaire par ce bassin est supérieur à 6% de l'ensemble (Ludwig *et al.*, 1996). A l'échelle globale le flux d'alcalinité aux océans lié à l'altération des silicates est semblable à celui de carbone organique particulaire. Lors de l'érosion, la préservation du carbone réduit est le paramètre critique en terme de puit de carbone. Cet enfouissement est particulièrement efficace dans des milieux à fort taux de sédimentation, tel que le cône du Bengale. Le bassin du Gange-Brahmapoutre représente 1.1% des terres émergées alors qu'il représente plus de 7% du flux de stockage de carbone global. La tectonique active au niveau de la chaîne entraîne un changement du cycle du carbone. Les teneurs en carbone organique particulaire sont probablement légèrement sous estimées. Notre étude permet donc de lever l'ambiguïté sur l'influence de l'érosion himalayenne (e. g. Broecker and Sanyal, 1998) : la tectonique himalayenne tend à une augmentation du stockage de carbone dans le réservoir crustal. Cependant l'intensité de cette augmentation est lié plus au carbone organique particulaire qu'à l'altération des silicates mais reste à quantifier. Le transport et l'enfouissement de carbone organique particulaire dans le bassin du Gange-Brahmapoutre, et plus généralement sur le pourtour du plateau du Tibet sont des points importants à étudier pour affiner notre connaissance des interactions entre le Climat et la tectonique au cours du Cénozoïque

Les paramètres qui influencent le couplage entre la tectonique et le climat.

L'érosion globale dans le bassin du Gange-Brahmapoutre est très fortement dominée par l'érosion physique des particules. En effet, moins de 1 % du silicium est transporté sous forme dissoute et le sodium, élément des silicates le plus facilement lessivable, est majoritairement transporté par la phase solide (>85%). Cette caractéristique est encore valable pour les carbonates, puisque plus de 55% des carbonates érodés par le Gange-Brahmapoutre sont transportés sous forme particulaire jusqu'à l'océan.

La lithologie

La présence des formations fortement carbonatées des TSS, de part et d'autre de la haute chaîne, entraîne un taux d'érosion chimique des carbonates important (de l'ordre de

4 à 5 fois celui du bassin andin de l'Amazone, (e. g. Gaillardet *et al.*, 1997). Des carbonates se retrouvent aussi dans la partie exhumée du bassin d'avant chaîne, ainsi que dans l'actuelle plaine du Gange. C'est pourquoi, l'altération dans le bassin du G-B est importante mais a toujours été décrite comme fortement marquée par les carbonates (e. g. Sarin et Krishnaswami, 1984).

Les taux d'altération des silicates sont en revanche similaires à ceux des boucliers silicatés sous climat équatorial (Edmond *et al.*, 1995) ou arctique (Huh *et al.*, 1998). Cependant, la tectonique de collision met au contact des terrains de bordure de domaines crustaux, caractéristiques d'un matériel crustal plusieurs fois recyclé. Cette remobilisation successive par plusieurs cycles d'érosion et de sédimentation entraîne une différentiation de la croûte continentale supérieure : les silicates sont faiblement calciques et magnésiens. Cette caractéristique lithologique des chaînes de collision est un facteur atténuant la consommation de CO_2 par l'altération de silicate. La migration de la déformation vers les zones externes des chaînes est un fait généralement observé qui tend à soustraire les silicates des batholites de subduction et des arc accrétés d'une altération importante et efficace en terme de consommation de CO_2 atmosphérique.

La surrection liée à la tectonique compressive

La faible altération des roches à haute altitude est le résultat conjuguée du contrôle cinétique de la température, ainsi que des très forts taux d'érosion physiques et des précipitations orographiques associées. L'idée communément admise est que la création de relief entraîne une érosion physique et augmente la surface soumise à l'altération et donc la vitesse d'érosion chimique. Dans la chaîne himalayenne cette relation n'est pas vérifiée car la composante de transport limite l'altération. Il existe donc un effet de seuil au delà duquel les taux de « rajeunissement » des surfaces deviennent un frein à l'altération de la roche.

Cependant le lien entre l'érosion physique et l'érosion chimique est plus complexe, à cause de la création d'un milieu assez finement divisé et très poreux que constitue l'ensemble du bassin d'avant chaîne. Les quelques résultats disponibles suggèrent que l'altération y est importante (liée à des températures élevées). Le flux et l'importance globale de cette altération dans la plaine demeurent toutefois très sous-contraints. Ce processus d'altération par circulation dans le bassin d'avant chaîne doit être commun aux ensembles orogéniques et leurs caractérisations et quantifications restent à faire. Dans le cas de l'Himalaya, il peut avoir un effet important sur le bilan du Sr marin alors qu'il restera faible pour le CO_2 atmosphérique, à cause de la lithologie.

Le transport rapide de matériaux érodé joue un rôle atténuateur vis à vis de l'altération mais cela n'a que peu d'influence au regard de l'atmosphère puisqu'il limite

l'altération de silicate sodiques. En revanche, nous avons observé un taux d'érosion plus important des terrains soumis à une surrection importante, à l'aplomb de la rampe crustale du chevauchement actuellement actif. Sans entrer dans le détail d'un caractère hérité ou non de la localisation de la rampe, l'entrée tectonique favorise donc l'érosion physique. La tectonique himalayenne permet (1) le transport jusqu'à l'océan de la matière organique produite sur le continent et (2) sa meilleure préservation lors de l'enfouissement par des taux d'accumulation élevés.

La composante climatique

La vitesse d'érosion moyenne calculée pour la chaîne drainée par le Gange (2.3 ± 0.6 mm/an) est significativement inférieure à celle calculée pour la chaîne drainée par le Brahmapoutre (3.4 ± 0.7 mm/an). Les plus fortes précipitations sur la chaîne drainée par le Brahmapoutre sont ainsi corrélées à une vitesse d'érosion supérieure de 50% à celle de la partie de la chaîne drainée par le Gange. La plus forte intensité des précipitations de mousson dans la partie Est du bassin provient d'une orientation globalement du S-O vers le N-E des vents dominants. Nous proposons donc que la zonation climatique est le facteur qui augmente les vitesses d'érosion dans le bassin du Brahmapoutre. Cependant, la faible connaissance de cette partie de la chaîne ne permet pas de dire si l'entrée tectonique y est similaire ou différente à celle du Népal Central. Les paramètres morphologiques, tel que la vitesse d'incision des rivières ont montré, dans des contextes climatiques très différents qu'ils sont des traceurs des taux de surrections (e. g. Armijo *et al.*, 1986; Burbank *et al.*, 1996; Lavé, 1997). Une étude géochimique des sédiments transportés dans un bassin himalayen du Brahmapoutre, tel que le Manas, associé à une étude morphologique devrait permettre de comparer les relations entre érosion et surrection dans des conditions climatiques différentes.

La zonation méridienne des précipitations a une influence très importante sur la vitesse d'érosion de la chaîne. La partie, immédiatement au Nord de la haute chaîne est soumise à une vitesse de surrection qui est encore très élevée (e. g. Jackson et Bilham, 1994 ; Bilham *et al.*, 1997) et l'effondrement gravitaire qui n'est localisé qu'au niveau des grabens crée aussi des mouvement verticaux importants. Pourtant, cette partie de la chaîne qui n'est pas soumise aux précipitations orographiques, ni à la mousson n'est que très faiblement érodée. Cette faible érosion de la partie tibétaine du bassin explique la conservation des caractéristiques tectoniques dans la morphologie des surfaces exposées.

Enfin, la présence des glaciers en face Sud de la chaîne est un caractère climatique qui amplifie l'érosion physique. La forte pente moyenne de la haute chaîne reflète les taux de surrection importants (e. g. Burbank et al., 1996), alors que les fortes précipitations de mousson sont responsables d'une importante alimentation des zones glaciaires. Ainsi les

vitesses élevées des écoulements glaciaires résultent pour partie de l'entrée tectonique mais surtout des facteurs climatiques régionaux.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

Abbas N. et Subramanian V. (1984) Erosion and sediment transport in the Ganges river basin (India). *J. Hydrol.* **69**, 173-182.

Aberg G., Jacks G., Wickman T., et Hamilton P. J. (1990) Strontium isotopes in trees as an indicator for calcium availability. *Catena* **17**, 1-11.

Aizen V., Aisen E., Melack J., et Martma T. (1996) Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan). *J. Geophys. Res.* **101**(D4), 9185-9196.

Al-Aasm I. S., Taylor B. E., et South B. (1990) Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chem. Geol.* **80**(Isotope Geosciences Section), 119-125.

Albarède F. et Brouxel M. (1987) The Sm-Nd secular evolution of the continental crust and the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **82**, 25-36.

Albarède F. et Michard A. (1988) Evidence for slowly changing $^{87}Sr/^{86}Sr$ in runoff from fresh water limestones of southern France. *Chem. Geol.* **64**, 55-65.

Albarède F. (1993) Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 615-621.

Albarède F. (1995) *Introduction to geochemical modeling.* Cambridge University Press.

Alford D. (1992) Hydrological aspects of the Himalayan region. ICIMOD Occasional paper.

Alibert C., Michard A., et Albarède F. (1983) The transition from alkali basalts to kimberlites: isotope and trace element evidence from melilites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **82**, 176-186.

Allègre C. J. et Ben Othman D. (1980) Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a geochemical approach to orogenesis. *Nature* **286**, 335-342.

Allègre C. J., Courtillot V., Tapponnier P., Hirn A., Mattauer M., Coulon C., Jaeger J. J., Achache J., Schärer U., Marcoux J., Burg J. P., Girardeau J., Armijo R., Gariépy C., Göpel C., Tindong L., Xuchang X., Chenfa C., Guangqin L., Baoyu L., Jiwen T., Naiwen W., Guoming C., Tonglin H., Xibin W., Wanming D., Huaibin S., Yougong C., Ji Z., Hongrong Q., Peisheng B., Songchang W., Bixiang W., Yaoxiu Z., et Xu R. (1984) Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature* **307**, 17-22.

Allègre C. J. et Rousseau D. (1984) The growth of the continents through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 19-34.

Allègre C. J., Dupré B., Négrel P., et Gaillardet J. (1996) Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo river systems: constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* **131**, 93-112.

Allison M. A., Kuehl S. A., Martin T. C., et Hassan A. (1998) Importance of flood-plain sedimentation for river sediment budgets and terrigenous input to the oceans: Insights from the Brahmaputra-Jamuna river. *Geology* **26**, 175-178.

Amano K. et Taira A. (1992) Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma. *Geology* **20**, 391-394.

Andersson P., Löfvendahl R., et Aberg G. (1990) Major element chemistry, d^2H, $d^{18}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in a snow profile across central scandinavia. *Atmos. Environ.* **24**, 2601-2608.

Appel E., Rosler W., et Corvinius G. (1991) Magnestratigraphy of the Miocene-Pleistocene Suraï Khola Siwaliks in West Nepal. *J. Geophys. Intern.* **105**, 191-198.

Armijo R., Tapponnier P., Mercier J.-L., et Tonglin H. (1986) Quaternary extension in Southern Tibet. *J. Geophys. Res.* **91**, 13803-13872.

Arndt R. L. et Carmichael G. R. (1997) Sulfur dioxide emissions and sectorial contributions to sulfur deposition in Asia. *Atmos. Environ.* **31**, 1553-1572.

Arrhenius S. (1896) On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philos. Mag. J. Sci.* **5**, 237-276.

Avouac J. P. et Burov E. B. (1996) Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res.* **101**, 17747-17769.

Azad A. K. et Kitada T. (1998) Characteristics of the air pollution in the city of Dhaka, Bangladesh in winter. *Atmos. Environ.* **32**, 1991-2005.

Barbey P., Allé P., Brouand M., et Albarède F. (1995) Rare-earth patterns in zircons from the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites (Himalaya): insights in the origin and evolution of a crustally-derived granite magma. *Chem. Geol.* **125**, 1-17.

Barbey P., Brouand M., Le Fort P., et Pêcher A. (1996) Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in Central Nepal. *Lithos* **38**, 63-79.

Bartarya S. K. (1993) Hydrochemistry and rock weathering in a sub-tropical Lesser Himalayan river basin in Kumaun, India. *J. Hydrol.* **146**, 149-174.

Bathurst J. C., Graf W. H. et Cao H. H. (1987) Bed load discharge equations for steep mountain rivers. In *Sediment transport in gravel-bed rivers* (eds. C. R. Thorne, J. C. Bathurst et R. D. Hey), pp. 453-491. John Wiley & Sons Ltd.

Bartoli F., Burtin G., et Herbillon A. J. (1991) Disagregation and clay dispersion of oxisols: Na resin, a recommended methodology. *Geoderma* **49**, 301-317.

Bassoullet J.-P., Colchen M., Mascle G., et Wang N. (1984) Les ensembles sédimentaires de la zone du Tsangpo (Lhaze, Lhasa, Linzhu). In *Mission Franco-chinoise au Tibet 1980* (ed. J. L. Mercier and G. Li), pp. 133-153. CNRS.

Bäumler R. et Zech W. (1994) Soils of the high mountain region of Eastern Nepal: classification, distribution and soil forming processes. *Catena* **22**, 85-103.

Berner R. A., Lasaga A. C., et Garrels R. M. (1983) The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Amer. J. Sci.* **1983**, 641-683.

Berner R. A. et Canfield D. (1989) A new model for atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Amer. J. Sci.* **289**, 333-361.

Berner R. A. et Berner E. (1996) *Global Environment : Water, Air, and Geochemical Cycles*. Prentice Hall.

Berner R. A. et Maasch K. A. (1996) Chemical weathering and controls on atmospheric O_2 and CO_2: fundamental principles were enunciated by J. J. Ebelmen in 1845. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 1633-1637.

Berthelin J. (1983) Microbial weathering processes. In *Microbial geochemistry* (ed. W. E. Krumbein), pp. 223-262. Blackwell Scientific Publications.

Best J. L. et Ashworth P. J. (1997) Scour in large braided rivers and the recognition of sequence stratigraphic boudaries. *Nature* **387**, 275-277.

Bhat M. I. et Le Fort P. (1992) Sm-Nd age and petrogenesis of Rampur metavolcanic rocks, NW Himalayas: Late Archaean relicts in the himalayan belt. *Precambrian Res.* **56**, 191-210.

Bickle M., Chapman H., Bunbury J., Harris N., et Fairchild I. (1997) Orogenic control of seawater Sr isotopic compositions: constrains from Himalayan rivers. *EUG 9*, 251.

Bigeleisen J. L., Perlman M., et Prosser H. C. (1952) Conversion of hydrogenic material to hydrogen for isotopic analyses. *Anal. Chem.* **24**, 1356-1357.

Bilham R., Larson K., Freymueller J., et members P. I. (1997) GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature* **386**, 61-64.

Birck J.-L. (1986) Precision K-Rb-Sr isotopic analysis: Application to Rb-Sr chronology. *Chem. Geol.* **56**, 73-83.

Blum J. D., Erel Y., et Brown K. (1994) $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of Sierra Nevada stream waters: implications for relative mineral weathering rates. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 5019-5025.

Blum J. D. et Erel Y. (1995) A silicate weathering mechanism linking increases in marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ with global glaciation. *Nature* **373**, 415-418.

Blum J. D., Gazis C. A., Jacobson A. D., et Chamberlain C. P. (1998) Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. *Geology* **26**(5), 411-414.

Bogacz W. et Kotarba M. (1981) Structural mesoscopic studies in the Kali Gandaki thermal springs area (Nepal Himalayas). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* **29**, 293-301.

Bordet P., Colchen M., Krummenacher D., Le Fort P., Mouterde R., et Remy M. (1971) *Recherches Géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de le Thakkhola*. Centre National de la Recherche Scientifique.

Boulègue J. et Mariotti A. (1990) Carbonate cements and fluid circulation in intraplate deformation. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116 (ed. J. R. Cochran, D. A. V. Stow, and e. al.), pp. 135-139. Ocean Drilling Program.

Bouquillon A., France-Lanord C., Michard A., et Tiercelin J.-J. (1990) Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal fan sediments: the denudation of the Himalaya. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116 (ed. J. R. Cochran, D. A. V. Stow, and e. al.), pp. 43-58. Ocean Drilling Program.

Brady P. V. et Caroll S. A. (1994) Direct effects of CO_2 and temperature on silicate weathering: Possible implication for climate control. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 1353-1356.

Brass G. W. (1976) The variation of the marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 721-730.

Broecker W. S. et Peng T.-H. (1982) *Tracers in the Sea*. Eldigio Press.

Broecker W. S. et Sanyal A. (1998) Does atmospheric CO_2 police the rate of chemical weathering? *Glob. Biogeochem. Cycles* **12**, 403-408.

Brouand M. (1989) Pétrogenese des migmatites de la dalle du Tibet (Himalaya du Népal). , Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy.

Brun J.-P., Burg J.-P., et Ming C. G. (1985) Strain trajectories above the Main Central Thrust (Himalaya) in southern Tibet. *Nature* **313**, 388-390.

Bullen T., White A., Blum A., Harden J., et Schulz M. (1997) Chemical weathering of a soil chronosequence on granitoid alluvium: II. Mineralogic and isotopic constraints on the behavior of strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**(2), 291-306.

Burbank D. W. (1992) Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature* **357**, 680-683.

Burbank D. W., Derry L. A., et France-Lanord C. (1993) Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon. *Nature* **364**, 48-50.

Burbank D. W., Leland J., Fielding E., Anderson R. S., Brozovic N., Reid M. R., et Duncan C. (1996) Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* **379**, 505-510.

Burg J.-P. (1983) Tectogenèse comparée de deux segments de chaîne de collision : - le sud du Tibet (suture du Tsangpo) - la chaîne Hercynienne en Europe (sutures du Massif Central). Thèse d'Etat.

Burg J. P. et Chen G. M. (1984) Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature* **311**, 219-223.

Burg J.-P., Davy P., et Martinod J. (1994) Shortening of analogue models of the continental lithosphere: New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics* **13**, 475-483.

Burg J.-P., Nievergelt P., Oberli F., Seward D., Davy P., Maurin J.-C., Diao ZZ et Meier M. (1998) The Namche-Barwa syntaxis. Evidence for exhumation related to compressional crustal folding. *Journal Asian Earth Sciences* **16**, 239-252.

Burke W. H., Denison R. E., Hetherington E. A., Keopnick R. B., Nelson H. F., et Otto J. B. (1982) Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time. *Geology* **10**, 516-519.

Cadet D. et Reverdin G. (1981) Water vapour transport over the indian ocean during summer 1975. *Tellus* **33**, 476-787.

Carson B. (1985) Erosion and Sedimentation processes in the Nepalese Himalaya. ICIMOD Occasional paper.

CBJET. (1991) Study report on flood control and river training project on the Brahmaputra rver in Bangladesh. China-Bangladesh Joint Expert Team.

Cerling T. E. (1997) Late Cenozoic vegetation change, atmospheric CO_2, and tectonics. In *Uplift and Climate Change* (ed. W. F. Ruddiman), pp. 313-327. Plenum Press.

Cerling T. E., Quade J., Wang Y., et Bowman J. R. (1989) Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators. *Nature* **341**, 138-139.

Cerveny P. F., Naeser N. D., Zeitler P. K., Naeser C. W., et Johnson N. M. (1988) History of uplift and relief of the Himalaya during the past 18 million years : Evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group. In *New perspectives on basin analysis* (ed. K. K. L. a. P. C.), pp. 43-61. Springer-Verlag.

Chakrapani G. J., Subramanian V., Gibbs R. J., et Jha P. K. (1995) Size characteristics and mineralogy of suspended sediments of the Ganges river, India. *Environmental Geology* **25**, 192-196.

Chamberlin T. C. (1899) An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. *J. Geol.* **7**, 545-584.

Chattopadhyay N. et Hulme M. (1997) Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology* **87**, 55-73.

Chaudhuri S. et Brookins D. G. (1979) The Rb-Sr systematics in acid-leached clay minerals. *Chem. Geol.*(24), 231-242.

Chen K.-Z., Yiang S.-X., et Zhen X.-Y. (1981) The saline lakes on the Qinghai-Xizang plateau. In *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang plateau*, Vol. 2, pp. 1719-1724. Science Press.

Chillrud S. N., Pedrozo F. L., Temporetti P. F., Planas H. F., et Froelich P. N. (1994) Chemical weathering of phosphate and germanium in glacial meltwater streams: Effects of subglacial pyrite oxidation. *Limnology and Oceanography* **39**(5), 1130-1140.

Chung S.-L., Lo C.-H., Lee T.-Y., Zhang Y., Xie Y., Li X., Wang K.-L., et Wang P.-L. (1998) Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature* **394**, 769-773.

Clauer N. (1981) Strontium and argon isotopes in naturally weathered biotites, muscovites and feldspars. *Chem. Geol.* **31**, 325-334.

Clauer N., O'Neil J. R., et Bonnot-Courtois C. (1982) The effect of natural weathering on the chemical and isotopic compositions of biotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 1755-1762.

Clayton R. N. et Mayeda T. D. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **27**, 43-52.

Clayton R. N., O'Neil J. R., et Mayeda T. K. (1972) Oxygen isotope fractionation between quartz and water. *J. Geophys. Res.* **77**, 3057-3067.

Clemens, S. C., Gromet, L. P. et Farrell, J. W. (1994) The 100,000 year cyclicity in seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$: an enviro-analytical artifact?. *Mineral. Mag.* **58A**, 179-180.

Cochran J. R., Stow D. A. V., et al. e. (1989) . Ocean Drilling Program.

Colchen M., Le Fort P., et Pêcher A. (1986) *Notice explicative de la carte géologique Annapurna-Manaslu-Ganesh (Himalaya du Népal) au 1:200.000e (bilingue: français-english).* Centre National de la Recherche Scientifique.

Coleman J. M. (1969) Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.* **3**, 129-239.

Coleman M. et Hodges K. (1995) Evidence for tibetan plateau uplift before 14Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature* **374**, 49-52.

Collins R. et Jenkins A. (1996) The impact of agricultural land use on stream chemistry in the Middle Hills of the Himaalyas, Nepal. *J. Hydrol.* **185**, 71-86.

Copeland P., Harrison T. M., Kidd W. S. F., Ronghua X., et Yuquan Z. (1987) Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang-southern Tibet, and its bearing on accomodation mechanisms of the India-Asia collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* **86**, 240-252.

Copeland P., Parrish R. R., et Harrison T. M. (1988) Identification of inherited radiogenic Pb in Monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature* **333**, 760-763.

Copeland P. et Harrison T. M. (1990) Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal fan. *Geology* **18**, 354-357.

Copeland P., Harrison T. M., et Le Fort P. (1990) Age and cooling history of the Manaslu Granite: Implications for Himalayan tectonics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **44**, 33-50.

Copeland P., Harrison T. M., et Heitzler M. T. (1990) $^{40}Ar/^{39}Ar$ single-cristal dating of detrital muscovite and K-feldspar from ODP Leg 116, southern Bengal Fan : Implications for the uplift and erosion of the Himalaya. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116 (ed. J. R. Cochran, D. A. V. Stow, and e. al.), pp. 93-114. Ocean Drilling Program.

Copeland P., Harrison T. M., Hodges K. V., Maruéjol P., Le Fort P., et Pecher A. (1991) An early Pliocene thermal disturbance of the Main Central Thrust, Central Nepal : Implications for Himalayan tectonics. *J. Geophys. Res.* **96**, 8475-8500.

Copeland P. (1993) Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma.: comment. *Geology* **21**, 188-189.

Corrigan J. et Crowley K. D. (1990) Fission-track analysis of detrital apatites from Holes 717 and 718, ODP Leg 116, Central Indian Ocean. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116 (ed. J. R. Cochran, D. A. V. Stow, and e. al.), pp. 75-92. Ocean Drilling Program.

Craig H. (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analyses of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* **12**, 133-149.

Craig H. (1961) Isotopic variation in meteoric waters. *Science* **133**, 1702-1703.

Craig H. et Gordon L. I. (1965) Deuterium and Oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In *Stable isotopes in oceanographic studies and paleo-temperatures* (ed. E. Torgiorgi), pp. 9-130.

Crovisier J. L. (1989) Dissolution des verres basaltiques dans l'eau de mer et dans l'eau douce. Essai de modélisation. , Louis Pasteur, Strasbourg.

Curray J. R. et Moore D. G. (1971) Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and denudation in the Himalayas. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **82**, 563-572.

Curray J. R. (1994) Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal. *Earth Planet. Sci. Lett.* **125**, 371-383.

Dansgaard W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**, 436-468.

Datta D. K. et Subramanian V. (1994) Texture and mineralogy of sediments from the Ganges-Brahmaputra-Meghna river system in the Bengal basin, Bangladesh and their environmental implications. *Enviromental Geology* **30**, 181-188.

Datta P. S., Tyagi S. K., et Chandrasekharan H. (1991) Factors controlling stable isotope composition of rainfall in New Delhi, India. *J. Hydrol.* **128**, 223-236.

De Terra H. et Teilhard de Chardin P. (1936) Observations on the Upper Siwalik formation and Later Pleistocene deposits in India. *Proceeding of the American Philosophical Society* **76**, 791-822.

Debon F., Sonet J., Liu G.-H., Jin C.-W., et Xu R.-H. (1982) Caractères chimico-minéralogiques majeurs et datation Rb-Sr des trois ceintures plutoniques du Tibet méridional. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* **295**(Série II), 213-218.

Debon F., Le Fort P., Sheppard S. M. F., et Sonet J. (1986) The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *J. Petrol.* **27**, 219-250.

DeCelles P. G., Gehrels G. E., Quade J., Ojha T. P., Kapp P. A., et Upreti B. N. (1998) Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **110**, 2-21.

Deer W. A., Howie R. A., et Zussman J. (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*. A. W. Longman Limited.

Delcaillau B. (1992) *Les Siwalik de l'Himalaya du Népal Oriental. Fonctionnement et évolution d'un piémont*. Editions du CNRS.

Deniel C. (1985) Apport des isotopes du Sr, du Nd et du Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du Manaslu (Himalaya, Népal). , Université de 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". *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris* **303, II**(1), 57-60.

Deniel C., Vidal P., Fernandez A., Le Fort P., et Peucat J. J. (1987) Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal) : Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**, 78-92.

Derry, L. A., Kaufman, A. J. et Jacobsen, S. B. (1994) Sedimentary Cycling and environmental change in the Late Proterozic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 1317-1329.

Derry L. A. et France-Lanord C. (1994) Interpreting marine tracer records: a Neogene record of changing river $^{87}Sr/^{86}Sr$ from the Himalayan region. *ICOG 8*, 81.

Derry L. A. et France-Lanord C. (1995) A sedimentary record of chemical weathering from the Himalaya. (abstract). *V.M. Goldschmidt Conference*, 40-41.

Derry L. A. et France-Lanord C. (1996) Neogene growth of the sedimentary organic carbon. *Paleoceanography* **11**, 267-275.

Derry L. A. et France-Lanord C. (1996) Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}Sr/^{86}Sr$: Impact on the marine Sr record. *Earth Planet. Sci. Lett.* **142**, 59-74.

Derry L. A. et France-Lanord C. (1997) Himalayan weathering and erosion fluxes: climate and tectonic controls. In *Uplift and Climate Change* (ed. W. F. Ruddiman), pp. 289-312. Plenum Press.

Drever J. I. (1994) The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 2325-2332.

Drever J. I. et Clow D. W. (1995) Weathering rates in catchments. In *Chemical weathering rates of silicate minerals*, Vol. 31 (ed. A. F. White and S. L. Brandley), pp. 463-483. Mineralogical Society of America.

Duce R. A., Hoffman G. L., et Zoller W. H. (1975) Atmospheric trace metals at remote northern and southern hemisphere sites- pollution or natural? *Science* **187**, 339-342.

Dupré B., Négrel P., Seimbillé F., et Allègre C. J. (1994) $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio variation during a rain event. *Atmos. Environ.* **28**, 617-620.

Dupré B., Gaillardet J., Rousseau D., et Allègre C. J. (1996) Major and trace elements of river-borne material: the Congo basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 1301-1321.

Dürr S. B. et Gibling M. R. (1994) Early Cretaceous volcaniclastic and quartzose sandstones from north central Nepal: composition, sedimentology and geotectonic significance. *Geol. Rundsch.* **83**, 62-75.

Ebelmen J. J. (1845) Sur les produits de la décomposition des espèces minérales de la famille des silicates. *Ann. Min.* **7**, 3-66.

Edmond J. M. (1992) Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science* **258**, 1594-1597.

Edmond J. M., Palmer M. R., Measures C. I., Grant B., et Stallard R. F. (1995) The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guyana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 3301-3325.

Edmond J. M., Palmer M. R., Measures C. I., Brown E. T., et Huh Y. (1996) Fluvial geochemistry of the eastern slope of the northeastern Andes and its foredeep in the drainage of the Orinoco in Colombia and Venezuela. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 2949-2976.

Edmond J. M. et Huh Y. (1997) Chemical weathering yields from basement and orogenic terrains in hot and cold climates. In *Uplift and Climate Change* (ed. W. F. Ruddiman), pp. 329-351. Plenum Press.

Einsele G., Ratschbacher L., et Wetzel A. (1996) The Himalaya-Bengal Fan denudation-accumulation system during the past 20 Ma. *J. Geol.* **104**, 163-184.

Elderfield H. et Schultz A. (1996) Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annual Review of Earth and Planetary Science* **24**, 191-224.

Epstein S. M. et Mayeda T. (1953) Variation of 18O content from waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* **4**, 213-224.

Esquevin J. (1969) Influence de la composition des illites sur leur cristallinité. *Bulletin du Centre de Recherches de Pau-SNPA* **3**, 147-153.

Fairchild I. J., Bradby L., Sharp M., et Tison J.-L. (1994) Hydrochemistry of carbonate terrains in alpine glacial settings. *Earth Surface Processes and Landforms* **19**, 33-54.

Feller C., Burtin G., Gérard B., et Balesdent J. (1991) Utilisation des résines sodiques et des ultrasons dans le fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. Intérêt et limites. *Sciences du Sol* **29**, 77-93.

Ferrara G., Lombardo B., et Tonarini S. (1983) Rb/Sr Geochronology of Granites and Gneisses from the Mount Everest Region, Nepal Himalaya. *Geol. Rundsch.* **72**, 119-136.

Fielding E., Isacks B., Barazangi M., et Duncan C. (1994) How flat is Tibet? *Geology* **22**, 163-167.

Fontes J.-C., Gasse F., et Gilbert E. (1996) Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120**, 25-47.

Fort M. (1993) Evolution géomorphologique d'une chaîne de collision intracontinentale: l'Himalaya Central, transversale des Annapurnas. Thèse d'Etat, Université de Paris VII.

Fort M. (1996) Late Cenozoic environmental changes and uplift on the northern side of the central Himalaya: a reappraisal from field data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120**, 123-145.

France-Lanord C. (1987) Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal central. Etude isotopique H, C, O. , Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy.

France-Lanord C. et Le Fort P. (1988) Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* **79**, 183-195.

France-Lanord C., Sheppard S. M. F., et Le Fort P. (1988) Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite : evidence for heterogeneous sedimentary sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 513-526.

France-Lanord C., Derry L., et Michard A. (1993) Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal Fan. In *Himalayan Tectonics*, Vol. 74 (ed. P. J. Treloar and M. Searle), pp. 603-621. Geological Society.

France-Lanord C. et Derry L. A. (1994) d13C of organic carbon in the Bengal fan: source evolution and transport of C3 and C4 plant carbon to marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 4809-4814.

France-Lanord C., Derry L. A., Le Fort P., Mugnier J.-L., et Gajurel A. P. (1995) Silicate and carbonate weathering in the high Himalaya: Chemistry, C and Sr isotopic composition of the river system of Central Nepal. *V. M. Goldschmidt Conference*, 46.

France-Lanord C. et Derry L. A. (1997) Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. *Nature* **390**, 65-67.

Freydier R., Dupré B., et Lacaux J.-P. (1998) Precipitation chemistry in intertropical africa. *Atmos. Environ.* **32**, 749-765.

Friedman I. et O'Neil J. R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In *Data of Geochemistry*, Vol. 440 - K.K. (ed. M. Fleischer), pp. 1-114. Geological Survey.

Fuchs G. R. (1967) Zum bau des Himalayas. *Österr. Akad. Wiss.* **113**, 1-211.

Gaillardet J. (1995) Géochimie comparée de deux grands systèmes fluviaux tropicaux : le Congo et l'Amazone. Géochimie isotopique du bore dans les coraux. Thèse de l'Université de Paris VII, Université de Paris VII.

Gaillardet J., Dupré B., et Allègre C. J. (1995) A global geochemical mass budget applied to the Congo Basin rivers: Erosion rates and continental crust composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**(17), 3469-3485.

Gaillardet J., Dupré B., Allègre C. J., et Négrel P. (1997) Chemical and physical denudation in the Amazon river basin. *Chem. Geol.* **142**, 141-173.

Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., et Allègre C. J. (in press) Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.*

Gajurel A. P. (1998) Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépôts du bassin de Kathmandou. DEA, Université Joseph Fourier.

Galimov E. M. (1966) Carbon isotopes of soil CO2. *Geochem. Intern.* **3**, 889-897.

Gallet S., Jahn B.-M., et Torii M. (1996) Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chem. Geol.* **133**, 67-88.

Galy A. (1992) Métamorphisme et cycles sédimentaires au cours de l'orogénèse himalayenne. Etude minéralogique et isotopique Sr, Nd et O de sédiments Himalayens et du Cône du Bengale. DEA, INPL (France).

Galy A., France-Lanord C., et Derry L. A. (1996) Oligo-Miocene uplift and unroofing of the Himalaya: evidence from the Bengal Fan. *Tectonophysics* **260**, 109-118.

Galy A., France-Lanord C., Hurtrez J. E., et Lucazeau F. (1996) Mass Transfer During Himalayan Erosion During the Monsoon : Mineralogical and Geochemical constraints. *AGU Fall meeting*, F236.

Galy A. et France-Lanord C. (in press) Processes of the Weathering in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chem. Geol.*

Gansser A. (1964) *Geology of the Himalayas.* Intersciences Publishers, L.U.

Gansser A. (1983) *Geology of the Bhutan Himalaya.* Birkhaüser Verlag.

Gardner R. et Walsh N. (1996) Chemical weathering of metamorphic rocks from low elevations in the southern Himalaya. *Chem. Geol.* **127**, 161-176.

Gariépy C., Allègre C. J., et Xu R. H. (1985) The Pb isotope geochemistry of granitoids from the Himalaya-Tibet collision zone: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **74**, 220-234.

Garrels R. M. et MacKenzie F. (1971) *Evolution of Sedimentary Rocks.* Norton W. W. & Co.

Gartner S. (1990) Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 116 (Central Indian Ocean). In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116 (ed. J. R. Cochran, D. A. V. Stow, and e. al.), pp. 165-187. Ocean Drilling Program.

Giral-Kacmarcik S., Savin S. M., Nahon D. B., Girard J.-P., Lucas Y., et Abel L. J. (1998) Oxygen isotope geochemistry of kaolinite in laterite-forming processes, Manaus, Amazonas, Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**(11), 1865-1879.

Goddéris Y. et François L. M. (1996) Balancing the Cenozoic carbon and alkalinity cycles: Constraints from isotopic records. *Geophys. Res. Lett.* **23**(25), 3743-3746.

Goldstein S. J. et Jacobsen S. B. (1987) The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chem. Geol.* **66**, 245-272.

Goldstein S. L., O'Nions R. K., et Hamilton P. J. (1984) A Sm-Nd study of atmospheric dust and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**, 221-236.

Goldstein S. L. (1988) Decoupled evolution of Nd and Sr isotopes in the continental crust and the mantle. *Nature* **336**, 733-738.

Gombert P. (1997) Quantification du rôle des paramètre climatiques dans la dissolution karstique. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* **324, II a**, 17-23.

Goodbred S. L. et Kuehl S. A. (1998) Floodplain processes in the Bengal Basin and the storage of Ganges-Brahmaputra river sediment: an accretion study using ^{137}Cs and ^{210}Pb geochronology. *Sed. Geol.* **121**, 239-258.

Göpel C., Allègre C. J., et Xu R. (1984) Lead isotopic study of the Xigaze ophiolite (Tibet): the problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas) and tectonites (harzburgites). *Earth Planet. Sci. Lett.* **69**, 301-310.

Goswami D. C. (1985) Brahmaputra river, Assam India: physiography, basin denudation and channel aggradation. *Water Resour. Res.* **21**, 959-978.

Grabczak J. et Kotarba M. (1985) Isotopic composition of the thermal waters in the central part of the Nepal Himalayas. *Geothermics* **14**, 567-576.

Grabs W., De Couet T., et Pauler J. (1996) Freshwater fluxes from continents into the world oceans based on data of the global runoff data base. Global Runoff Data Centre.

GRDC. (1994) Hydrological Regimes of the 20 largest rivers of the Wold - A compilation of the GRDC Database -. Global Runoff Data Centre.

Grout H. (1995) Caractérisation physique, minéralogique, chimique et signification de la charge particulaire et colloïdale de rivières de la zone subtropicale. Thèse de l'Université d'Aix-Marseille, Université d'Aix-Marseille.

Guillot S. (1993) Le granite du Manaslu (Népal Central) marqueur de la subduction et de l'extention intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique. , Université Joseph Fourier, Grenoble.

Gwiazda R. H. et Broecker W. S. (1994) The separate and combined effects of temperature, soil pCO2, and organic acidity on silicate weathering in the soil environment: formulation of a model and resuls. *Glob. Biogeochem. Cycles* **8**, 141-155.

Han T., Li T., Zhou J., Armijo R., Mercier J.-L., et Tapponnier P. (1984) Le système tectonique actif du Tibet méridional. In *Mission franco-chinoise au Tibet 1980* (ed. J.-L. Mercier and G. Li). Centre National de la Recherche Scientifique.

Handa B. K. (1969) Chemical composition of monsoon rains over Calcutta. Part I. *Tellus* **22**, 95-100.

Handa B. K. (1969) Chemical composition of monsoon rains over Calcutta. Part II. *Tellus* **22**, 101-106.

Handa R. K. (1972) Geochemistry of the Ganga River Water. *Indian Geohydrology* **2**, 71-78.

Harris N. (1995) Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of seawater during the early Miocene. *Geology* **23**, 9795-9798.

Harris N. B. W., Xu R. H., Lewis C. L., Hawkesworth C. J., et Zhang Y.-Q. (1988) Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* **327**(A), 263-285.

Harris N. B. W., Xu R. H., Lewis C. L., et Jin C. (1988) Plutonic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* **327**(A), 145-168.

Harris N., Bickle M., Chapman H., Fairchild I., et Bunbury J. (1998) The significance of Himalayan rivers for silicate weathering rates: evidence from the Bhote Kosi tributary. *Chem. Geol.* **144**, 205-220.

Harrison T. M., Copeland P., Kidd W. S. F., et Yin A. (1992) Raising Tibet. *Sciences* **255**, 1663-1670.

Harrison T. M., Copeland P., Stuart A. H., Quade J., Burner S., Ojha T. P., et Kidd W. S. F. (1993) Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan Uplift, denudation and climatic histories of two molasse deposits. *The Journal of Geology* **101**, 157-175.

Harrison T. M., McKeegan K. D., et Le Fort P. (1995) Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by 208Pb/232Th ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* **133**, 271-282.

Harrison T. M., Lovera O. M., et Grove M. (1997) New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology* **25**(899-902).

Harrison T. M., Ryerson F. J., Le Fort P., Yin A., Lovera O. M., et Caltos E. J. (1997) A late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **146**, E1-E7.

Hasnain S. I. et Thayyen R. J. (1996) Sediment transport and solute variation in meltwaters of Dokriani glacier (Bamak), Garhwal Himalaya. *Juornal Geological Society of India* **47**(6), 731-739.

Hawkesworth C. J., Kramers J. D., et Miller R. M. (1981) Old model Nd ages in Namibian Pan-African rocks. *Nature* **289**, 278-282.

Heim A. et Gansser A. (1939) *Central Himalaya: Geologic observations of the Swiss expedition, 1936.*

Henning D. (1989) *Atlas of the surface heat balance of the continents.* Gebrüder Borntraeger.

Henry P. (1994) Dénudation précoce d'une chaîne et croissance crustale. Géochimie isotopique de la molasse tertiaire péri-alpine. , Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy.

Henry P., Deloule E., et Michard A. (1997) The erosion of the alps: Nd isotopic and geochemical constraints on the sources of the peri-Alpine molasse sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* **146**, 627-644.

Herut B., Starinsky A., et Katz A. (1993) Strontium in rainwater from Israel: sources, isotopes and chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* **120**, 77-84.

Hodell D. A., Mead G. A., et Mueller P. A. (1990) Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chem. Geol.* **80**, 291-307.

Hodges K. V. et Silverberg D. S. (1988) Thermal evolution of the Greater Himalaya, Garhwal, India. *Tectonics* **7**, 583-600.

Hodges K. V., Parrish R. R., Housh T. B., Lux D. R., Burchfield B. C., Royden L. H., et Chen Z. (1992) Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. *Science* **258**, 1466-1470.

Hogg A. J. C., Pearson M. J., et Fallick A. E. (1993) Pretreatment of fithian illite for oxygen isotope analysis. *Clay Miner.* **28**(149-152).

Holeman J. N. (1968) The sediment yield of major river of the world. *Water Resour. Res.* **4**, 737-747.

Holland H. D. (1978) *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans.* Wiley & Sons.

Honegger K., Dietrich V., Frank W., Gansser A., Thöni M., et Trommsdorff V. (1982) Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.* **60**, 253-292.

Horwitz E. P., Chiarizia R., et Dietz M. L. (1992) A novel strontium-selective extraction chromatographic resin. *Solvent Extraction Ion Exchange* **10**(2), 313-336.

Hossain M., Aminul Islam A. T. M., et Kumar Saha S. (1987) *Floods in Bangladesh.* Universities Research Centre.

HPC. (1989) Karnali multipurpose project.

Hubbard M. S. et Harrison T. M. (1989) 40Ar/39Ar age constraints on deformation and metamorphism in the MCT zone and Tibetan slab, eastern Nepal, Himalaya. *Tectonics* **8**, 865-880.

Hubbard M., Royden L. H., et Hodges K. V. (1991) Constraints on unroofing rates in the high Himalaya, eastern Nepal. *Tectonics* **10**, 287-298.

Huh Y., Tsoi M.-Y., Zaitsev A., et Edmond J. M. (1998) The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena river draining the sedimentary platform of Siberian craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 1657-1676.

Hurtrez J.-E. (1998) Analyse géomorphologique des interactions Tectonique-Erosion dans le système Himalayen. Thèse de l'Université de Montpellier II, Université de Montpellier.

Huyghe P., Galy A., et Mugnier J.-L. (in press) Micro-structures, clay mineralogy and geochemistry of the clay size fraction (<2μm) of the thrusted zones (Karnali area, Siwaliks of western Nepal). *Journal of Nepal Geological Society.*

Huyghe P., Galy A., France-Lanord C., Mugnier J.-L., Arnaud F., Gajurel A., Khadka D. R., et Parron C. (in prep) Unscrambling the sedimentological record of the himalayan foreland basin: geochemical and mineralogical constraints from the Siwaliks of Western Nepal. .

IAEA. (1992) *Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation.* International Atomic Energy Agency.

Ibetsberger H. J. (1996) The Tsergo Ri landslide: an uncommon area of high morphological activity in the Langthang valley, Nepal. *Tectonophysics* **260**, 85-93.

ISPAN. (1995) A study of sedimentation in the Brahmaputra-Jamuna floodplain. Irrigation Support Project for Asia and the Near East, Arlington VI, USA.

Ittekkot V., Safiullah S., Mycke B., et Seifert R. (1985) Seasonal variability and geochemical significance of organic matter in the River Ganges, Bangladesh. *Nature* **317**, 800-802.

Ives J. D. (1986) Glacial lake outburst floods and risk engineering in the Himalaya. ICIMOD Occasional paper.

Jackson M. et Bilham R. (1994) Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. *J. Geophys. Res.* **99**(B7), 13897-13912.

Jenkins M. D., Drever J. I., Reider R. G., et Buchanan T. (1987) Chemical composition of fresh snow on mount everest. *J. Geophys. Res.* **92**(D9), 10999-11002.

Jha P. K., Subramanian V., et Sitasawad R. (1988) Chemical and sediment mass transfer in the Yamuna river-a tributary of the Ganges system. *J. Hydrol.* **104**, 237-246.

JICA. (1982) Feasibility study on Sapt Gandaki hydroelectric power develoment project. HMG, Nepal.

Jijun L. et Benxing Z. (1981) The monsoon maritime glaciers in the southeastern part of Xizang. In *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang plateau*, Vol. 2, pp. 1693-1704. Science Press.

Jinsheng Y., Hongbin Z., Fuji Y., et Deping L. (1981) Oxygen isotopic composition of meteoric water in the eastern part of Xizang. In *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang plateau*, Vol. 2, pp. 1677-1686. Science Press.

Joussaume S., Sadourny R., et Jouzel J. (1984) A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature* **311**, 24-29.

Jouzel J., Merlivat L., et Lorius C. (1982) Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature* **299**, 688-691.

Kai K. (1981) Rb-Sr ages of the biotite and muscovite of the Himalayas, eastern Nepal; its implication in the uplift history. *Geochem. J.* **15**, 63-68.

Kaspard V. (1997) Géochimie des précipitations collectées à Nancy et des sources échantillonnées en Lorraine. DEA, INPL.

Kayastha G. P. (1996) The impact of sediments on hydrolic structures and turbines. *International Conference on reservoir sedimentation.*

Khemani L. T., Momin G. A., Rao P. S. P., Pillai A. G., Safai P. D., Mohan K., et Rao M. G. (1994) Atmospheric pollutants and their influence on acidification of rain water at an industrial location on the west coast of India. *Atmos. Environ.* **28**, 3145-3154.

Konta J. (1985) Mineralogy and chemical maturity of suspended matter in major rivers sampled under the SCOPE/UNEP project. In *SCOPE/UNEP Sonderband*, Vol. 58, pp. 569-592.

Korzoun V. I., Sokolov A. A., Budyko M. I., Voskresensky K. P., Kalinin G. P., Konoplyantsev A. A., Korotkevich E. S., et Lvovich M. I. (1977) *Atlas of world water balance.* The UNESCO Press.

Kotarba M., Sokolowski A., et Bogacz W. (1981) Hydrogeological investigations in the Kali Gandaki thermal springs area (Nepal Himalayas). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* **29**, 283-291.

Kotarba M. (1985) Mixing models and chemical geothermometers applied to the estimation of geothermal potential of Kali Gandaki and Seti Khola thermal spring areas (Nepal Himalayas). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* **33**, 131-138.

Kotarba M. (1986) Hydrogeological investigations in Seti Khola and Trisuli thermal springs area (Nepal Himalayas). *Scientific Bulletins of the Stanislaw Staszic University of Mining and Metallurgy, Geology,* **12**, 37-51.

Kralik M. (1984) Effects of cation-exchange reatment and acid leaching on the Rb-Sr system of illite from Fithian, Illinois. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 527-533.

Krishnamurthy R. V. et Bhattacharya S. K. (1991) Stable oxygen and hydrogen isotope ratios in shallow ground waters from India and a study of the role of evapotranspiration in the Indian monsoon. In *Stable isotope Geochemistry : a tribute to Samuel Epstein* (ed. H. P. Taylor, J. R. O'neil, and I. R. Kaplan), pp. 187-193. Geochemical Society.

Krishnaswami S., Trivedi J. R., Sarin M. M., Ramesh R., et Sharma K. K. (1992) Strontium isotopes and rubidium in the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic $^{87}Sr/^{86}Sr$. *Earth Planet. Sci. Lett.* **109**, 243-253.

Kulshrestha U. C., Sarkar A. K., Srivastava S. S., et Parashar D. C. (1996) Investigation into atmospheric deposition through precipitation studies at New Delhi (India). *Atmos. Environ.* **30**, 4149-4154.

Kumar S. et Singh I. B. (1978) Sedimentological study of Gomti river sediments, Uttar Pradesh, India. Example of a river in alluvial plain. *Senckenbergiana maritima* **10**, 145-211.

Laban P. (1978) Field measurements on erosion and sedimentation in Nepal. Department of Soil conservation and watershed management.
Lane E. W. et Borland (1951) Estimating bed load. *Trans. Amer. Geophys. U.* **32**, 121-123.
Lasaga A. C. (1981) Rate laws of chemical reactions. In *Kinetics of geochemical processes*, Vol. 8 (ed. A. C. Lasaga and R. J. Kirkpatrick), pp. 1-68. Mineralogical Society of America.
Lasaga A. C. (1989) A new approach to isotopic modeling of the variation of atmospheric oxygen through the Phanerozoic. *Amer. J. Sci.* **289**, 411-435.
Lasaga A. C., Soler J. M., Ganor J., Burch T. E., et Nagy K. L. (1994) Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 2361-2386.
Lavé J. (1997) Tectonique et érosion: l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'himalaya du Népal central. Thèse de l'Université de Paris VII, Université de Paris VII.
Lawrence J. R. et Taylor H. P. (1971) Deuterium and oxygen-18 correlation : clay minerals and hydroxides in quaternary soils compared to meteoric waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35**, 993-1003.
Lawrence J. R. et Taylor H. P. (1972) Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36**, 1377-1393.
Le Fort P. (1975) Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Amer. J. Sci.* **275**, 1-44.
Le Fort P. (1986) Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In *Collision Tectonics*, Vol. 19 (ed. M. P. Coward and A. C. Ries), pp. 159-172. Geological Society Special Publication.
Le Fort P. (1989) The Himalayan orogenic segment. In *Tectonic evolution of the Tethyan regions. Proceedings of the NATO ASI meeting, Istanbul, October 1985.* (ed. A. M. C. Sengör).
Le Fort P. et France-Lanord C. (1995) Granites from Mustang and surrounding regions. *Journal of Nepal Geological Society* **11**(Special Issue), 53-57.
Liu G. et Einsele G. (1994) Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalayas. *Geol. Rundsch.* **83**, 32-61.
Longinelli A. et Edmond J. M. (1983) Isotope geochemistry of the Amazon basin : a reconnaissance. *J. Geophys. Res.* **88**(C6), 3703-3717.
Louvat P. (1997) Etude géochimique de l'érosion fluviale d'îles volcaniques à l'aide des bilans d'éléments majeurs et traces. Thèse de l'Université de Paris VII, Université de Paris VII.
Louvat P. et Allègre C. J. (1997) Present denudation rates at Réunion island determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 3645-3670.
Louvat P. et Allègre C. J. (1998) Riverine erosion rates on Sao Miguel volcanic island, Azores archipelago. *Chem. Geol.* **148**, 177-200.
Ludwig W., Amiotte-Suchet P., et Probst J.-L. (1996) River discharges of carbon to the world's oceans: determining local inputs of alkalinity and of dissolved and particulate organic carbon. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* **323**(II a), 1007-1014.
Lyell C. (1873) *Principles of Geology.*
Macfarlane A. M., V H. K., et Lux D. (1992) A structural analysis of the Main Central Thrust zone, Langtang National Park, Central Nepal Himalaya. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **104**, 1389-1402.
Mahoney J. J., Frei R., Tejada M. L. G., MO X. X., Leat P. T., et Nägler T. F. (1998) Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: results from old west Indian, esat Tethyan, and south Pacific seafloor. *J. Petrol.* **39**, 1285-1306.
Maire R. (1990) *La haute montagne calcaire.*
Malmström M. et Banwart S. (1997) Biotite dissolution at 25°C: the pH dependence of dissolution rate and stoichiometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**(14), 2779-2799.
Martinod J. et Molnar P. (1995) Lithospheric folding in the Indian Ocean and the rheology of the oceanic plate. *Bull. Soc. géol. France* **166**, 813-821.
Marty B., France-Lanord C., Gajurel A. P., Muralt R., Vuataz F., et Le Fort P. (1996) CO_2 and Helium in mineral springs of Nepal and Mustang: A study of volatile release processes during the Himalayan Tectonics. *11th Himalaya - Karakorum - Tibet Workshop*, 97-98.
Mast M. A., Drever J. I., et Baron J. (1990) Chemical Weathering in the Loch Vale Watershed, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Water Resour. Res.* **26**(12), 2971-2978.
Mazumdar A. et Banerjee D. M. (1998) Stable isotope geochemistry of Early Cambrian Tal phosphorite of Krol Belt, Lesser Himalaya. *Goldschmidt conference*, 977-978.
Mc Bride M. B. (1994) *Environmental chemistry of soils.* Oxford University Press.
Mc Cauley S. E. et De Paolo D. J. (1997) The marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $\delta^{18}O$ records, Himalayan Alkalinity fluxes, and Cenozoic climate Models. In *Uplift and Climate Change* (ed. W. F. Ruddiman), pp. 289-312. Plenum Press.
McDaniel D. K., Hemming S. R., McLennan S. M., et Hanson G. N. (1994) Resetting of neodymium isotopes and redistribution of REEs during sedimentary processes: The early Proterozoic Chelmford Formation, Sudbury basin, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 931-941.
McLennan S. M., McCulloch M. T., Taylor S. R., et Maynard J. B. (1989) Effects of sedimentary sorting on neodymium isotopes in deep-sea turbidites. *Nature* **337**, 547-549.
McLennan S. M., Taylor S. R., McCulloch M. T., et Maynard J. B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 2015-2050.
Mead G. A. et Hodell D. A. (1995) Controls on the $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of seawater from the middle Eocene to Oligocene: Hole 689B, Maud Rise, Antartica. *Paleoceanography* **10**(2), 327-346.

Mearns E. W. (1988) A samarium-neodymium isotopic survey of modern river sediments from Northern Britain. *Chem. Geol.* **73**, 1-13.

Mehta P. K. (1977) Rb-Sr geochronology of the Kulu-Mandi Belt : Its implications for the Himalayan tectogenecis. *Geol. Rundsch.* **66**, 156-175.

Meigs A. J., Burbank D. W., et Beck R. A. (1995) Middle-late Miocene (>10 Ma) formation of the Main Boundary thrust in the western Himalaya. *Geology* **23**, 423-426.

Menard H. W. (1961) Some rates of regional erosion. *J. Geol.* **69**(2), 154-161.

Meybeck M. (1983) Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. In *Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships*, Vol. 141, pp. 173-192. Int. Ass. Hydrol. Sci.

Meybeck M. (1984) Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse d'Etat, Université de Paris VI.

Meybeck M. (1987) Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Amer. J. Sci.* **287**, 401-428.

Michard A., Gurriet P., Soudan M., et Albarède F. (1985) Nd isotopes in Frenc Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 601-610.

Michard G. (1989) *Equilibres chimiques dans les eaux naturelles*. Publisud.

Milliman J. D. et Meade R. H. (1983) World Delivery of River Sediment to the Oceans. *J. Geol.* **1**, 1-21.

Milliman J. D. et Syvitski P. M. (1992) Geomorphic/Tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* **100**, 525-544.

Mingsen L. (1981) Soil formation and distribution on Qiangtang plateau. *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, 1877-1896.

Minster J.-F., Ricard L.-P., et Allègre C. J. (1979) ^{87}Rb-^{87}Sr chronology of enstatite meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44**, 420-440.

Moe S. R. (1993) Mineral content and wildlife use of soil licks in southwestern Nepal. *Can. J. Zool.* **71**, 933-936.

Mohindra R., Parkash B., et Prasad J. (1992) Historical geomorphology and pedology of the Gandak magafan, middle gangetic plains, India. *Earth Surface Processes and Landforms* **17**, 643-662.

Molnar P. et England P. (1990) Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg. *Nature* **346**, 29-34.

Molnar P., England P., et Martinod J. (1993) Mantle dynamics, uplift of the tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics* **31**(4), 357-396.

Mook W. G., Bommerson J. C., et Staverman W. H. (1974) Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.* **22**(2), 169-176.

Mook W. G. et Tan F. C. (1991) Stable Carbon Isotopes in Rivers and Estuaries. In *Biogeochemistry of Major World Rivers*, Vol. 42 (ed. E. T. Degens, S. Kempe, and J. E. Richey), pp. 245-264. John Wiley & Sons Ltd.

Moore W. S. (1997) High fluxes of radium and barium from the mouth of the Ganges-Brahmaputra River diring low river discharge suggest a large groundwater source. *Earth Planet. Sci. Lett.* **150**, 141-150.

Morse J. W. (1983) The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. In *Carbonates: mineralogy and chemistry*, Vol. 11 (ed. R. J. Reeder), pp. 265-300. Mineralogical Society of America.

Mugnier J.-L., Chalaron E., Mascle G., Pradier B., et Herail G. (1995) Structural and Thermal evolution of the Siwaliks of Western Nepal. *Journal of Nepal Geological Society* **11**, 171-178.

Mugnier J.-L., Leturmy P., Mascle G., Huyghe P., Chalaron E., Vidal G., Husson L., et Delcaillau B. (soumis) The Siwaliks of Western Nepal: I-Geometry and kinematics. *Journal of Asian Earth Sciences*.

Nakano T. et Tanaka T. (1997) Strontium isotope constraints on the seasonal variation of the provenance of base cations in rain water at kawami, central Japan. *Atmos. Environ.* **31**, 4237-4245.

Négrel P., Allègre C. J., Dupré B., et Léwin E. (1993) Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: the Congo basin case. *Earth Planet. Sci. Lett.* **120**, 59-76.

Nelson K. D., Zhao W., Brown L. D., Kuo J., Che J., Liu X., Klemperer S. L., Makovsky Y., Meissner R., Mechie J., Kind R., Wenzel F., Ni J., Nabelek J., Leshou C., Tan H., Wei W., Jones A. G., Booker J., Unsworth M., Kidd W. S. F., Hauck M., Alsdorf D., Ross A., Cogan M., Wu C., Sandvol E., et Edwards M. (1996) Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science* **274**, 1684-1688.

Nesbitt H. W. (1979) Mobility and fractionation od rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* **279**, 206-210.

Nicolas A., Girardeau J., Marcoux J., Dupré B., Wang X., Cao Y., Zheng H., et Xiao X. (1981) *Nature* **294**, 414-417.

Northorp D. A. et Clayton R. N. (1966) Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite. *J. Geol.* **74**, 174-196.

O'Neil J. R. et Taylor H. P. J. (1969) Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. *J. Geophys. Res.* **74**, 6012-6022.

O'Neil J. R. et Kharaka Y. K. (1976) Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 241-246.

O'Nions R. K., Hamilton P. J., et Evensen N. M. (1977) Variation in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **34**, 13-22.

Ogg J. G. et Von Rad U. (1994) The Triassic of the Thakkhola (Nepal). II: Paleolatitudes and Comparison with other Eastern Tethyan margins of Gondwana. *Geol. Rundsch.* **83**, 107-129.

Ohr M., Halliday A. N., et Peacor D. R. (1994) Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments; implications for dating diagenesis and low-grade metamorphis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 1289-1312.

Palmer M. R. et Elderfield H. (1985) Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature* **314**, 526-528.

Palmer M. R. et Edmond J. M. (1989) The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **92**, 11-26.

Palmer M. R. et Edmond J. M. (1992) Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 2099-2111.

Pan Y. et Kidd W. S. F. (1992) Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan plateau. *Geology* **20**, 775-778.

Pande K., Sarin M. M., Trivedi J. R., Krishnaswami S., et Sharma K. (1994) The Indus river system (India-pakistan): Major-ion chemistry, uranium and strontium isotopes. *Chem. Geol.* **116**, 245-259.

Pandey M. R., Tandukar R. P., Avouac J. P., Lavé J., et Massot J. P. (1995) Interseismic strain accumulation on the himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.* **22**(7), 751-754.

Parrish R. R. et Hodges K. V. (1996) Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser ang Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **108**(7), 904-911.

Pawellek F. et Veizer J. (1995) Carbon cycle in the upper Danube and its tributaries: d13CDIC constraints. *Israel Journal of Earth Sciences* **43**, 187-194.

Pêcher A. (1978) Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Université Scientifique et Médicale,, Grenoble.

Pêcher A. (1991) The contact between the Higher Himalayan Crystallines and the Tibetan Sedimentary Series: Miocene large-scale dextral shearing. *Tectonics* **10**, 587-598.

Pegram W. J., Krishnaswami S., Ravizza G. E., et Turekian K. K. (1992) The record of sea water 187Os/186Os variation through the Cenozoic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**, 569-576.

Pegram W. J., Esser B. K., Krishnaswami S., et Turekian K. K. (1994) The isotopic composition of leachate osmium frm river sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* **128**, 591-599.

Peng Z. X., Mahoney J., Hooper P., Harris C., et Beane J. (1994) A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan Traps. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 267-288.

Pierson-Wickmann A.-C., Reisberg L., France-Lanord C., et Galy A. (1998) Re-Os isotopic characteristics of himalayan river sediments and source rocks. *Mineral. Mag.* **62A**, 1178-1179.

Pilgrim G. E. (1910) Preliminary note on a revised classification of the Tertiary fresh water deposits of India. *Records of the Geological Survey of India* **40**, 264-326.

Pinet P. et Souriau M. (1988) Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* **7**, 563-582.

Plank T. et Langmuir C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* **145**, 325-394.

Plummer L. N. et Mackenzie F. T. (1974) Predicting mineral solubility from rate data:application to the dissolution of magnesian calcites. *Amer. J. Sci.* **274**, 61-83.

Probst J.-L. et al. e. (1991) Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangui rivers during the period 1987-1989. *J. Hydrol.* **135**, 237-257.

Purdy J. W. et Jäger E. (1976) K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova.*

Quade J., Cerling T. E., et Bowman J. R. (1989) Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature* **342**, 163-166.

Quade J., Cater J. M. L., Ojha T. P., Adam J., et Harrison T. M. (1995) Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **107**, 1381-1397.

Quade J., Roe L., DeCelles P. G., et Ojha T. P. (1997) The late Neogene $^{87}Sr/^{86}Sr$ record of lowland Himalayan rivers. *Science* **276**, 1828-1831.

Quidelleur X., Grove M., Lovera O. M., Harrison T. M., Yin A., et Ryerson F. J. (1997) Thermal evolution and slip history of the Renbu Zedong thrust, southeastern Tibet. *J. Geophys. Res.* **102**(B2), 2659-2679.

Rahman M. (1987) Amélioration de la fixation d'azote dans la rhizosphère du riz cultivé sur différents sols du Bangladesh. , Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy.

Ramesh R. et Sarin M. M. (1992) Stable isotope study of the Ganga (Ganges) river system. *J. Hydrol.* **139**, 49-62.

Rao K. L. (1979) *India's water wealth.* Orient Longman limited.

Rao P. S. P., Momin G. A., Safai P. D., Pillai A. G., et Khemani L. T. (1995) Rain water and throughfall chemistry in the Silent valley forest in south India. *Atmos. Environ.* **29**, 2025-2029.

Raymo M. E., Ruddiman W. F., et Froelich P. N. (1988) Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology* **16**, 649-653.

Raymo M. E. (1991) Geochemical evidence supporting T. C. Chamberlin's theory of glaciation. *Geology* **19**, 344-347.

Raymo M. E. et Ruddiman W. F. (1992) Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* **359**, 117-122.

Reeder S. W., Hichton B., et Levinson A. A. (1972) Hydrochemistry of the surface waters of the MacKenzie river drainage basin, Canada - I. Factors controling the inorganic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36**, 825-865.

Reeve A. S. et Perry E. C. (1994) Carbonate geochemistry and the concentrations of aqueous Mg2+, Sr2+ and Ca2+ : Western north coast of the Yucatan, Mexico. *Chem. Geol.* **112**, 105-117.

Rennell J. (1781) An account of the Ganges and Burrampooter rivers. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* **71**, 87-114.

Richter F. M., Rowley D. B., et DePaolo D. J. (1992) Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **109**, 11-23.

Rosenbaum J. et Sheppard S. M. F. (1986) An isotopic study of siderites, dolomites, ankerites at high temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1147-1150.

Rouch M. et Audoubert L. (1976) *Wakhan, victoires pyrénéennes dans l'himalaya.* Marrimpouey jeune.

Rousseau J.-J. (1777) *Les rêveries du promeneur solitaire.*

Roy S. (1996) Utilisation des isotopes du Pb et Sr comme traceurs des apports anthropiques et naturels dans les précipitations et les rivières du bassin de Paris. Thèse de l'Université de Paris VII, Université de Paris VII.

Rozanski K., Araguas-Araguas L., et Gonfiantini R. (1993) Isotopic patterns in modern global precipitation. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Vol. 78 (ed. P. K. Swart, K. C. Lohmann, J. McKenzie, and S. Savin), pp. 1-36. American Geophysical Union.

RSP. (1996) Spatial representation and analysis of hydraulic and morphological data. Water Resources Planning Organization (WARPO).

Russell W. A., Papanastassiou D. A., et Tombrello T. A. (1978) Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 1075-1090.

Safiullah S., Chowdhury M. I., Mafizuddin M., Ali I., et Karim M. (1985) Monitoring of the Padma (Ganges, the Jamuna (Brahmaputra) and the Baral in Bangladesh. In *SCOPE/UNEP Sonderband*, Vol. 58, pp. 519-524.

Salil M. S., Shrivastava J. P., et Pattanayak S. K. (1997) Similarities in the mineralogical and geochemical attributes of detrital clays of Maastrichtian Lameta beds and weathered Deccan basalt, Central India. *Chem. Geol.* **136**, 25-32.

Sarin M. M. et Krishnaswami S. (1984) Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river systems, India. *Nature* **312**, 538-541.

Sarin M. M., Krishnaswami S., Dilli K., Omayajulu B. l. K., et Moore W. S. (1989) Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 997-1009.

Sarin M. M., Krishnaswami S., Trivedi J. R., et Sharma K. K. (1992) Major ion chemistry of the Ganga source Waters : Weathering in the high altitude Himalaya. *Earth and Planetary Science* **101**(1), 89 - 98.

Sarkar A., Roy A., Ghatak G. S., et Bhattacharya S. K. (1996) Strontium isotope study of Krol-Tal carbonates: Implication to the Strontium isotope flux of Himalayan rivers. *Indian journal of geology* **68, 255-262.**

Satsangi G. S., Lakhani A., Khare P., Singh S. P., Kumari K. M., et Srivastava S. S. (1998) Composition of rain water at a semi-arid rural site in India. *Atmos. Environ.* **32**, 3783-3793.

Savarino J., Boutron C. F., et Jaffrezo J.-L. (1994) Short-term variations of Pb, Cd, Zn and Cu in recent greenland snow. *Atmos. Environ.* **28**, 1731-1737.

Savin S. M. et Lee M. (1988) Isotopic studies of phyllosilicates. In *Hydrous Phyllosilicates*, Vol. 19 (ed. S. W. Bailey), pp. 165-183. Mineralogical Society of America.

Saxena A., Kulshrestha C., Kumar N., Kumari K. M., et Srivastava S. S. (1996) Characterization of precipitation at Agra. *Atmos. Environ.* **30**, 3405-3412.

Scaillet B. (1990) Structure et Géochimie d'un leucogranite en régime de collision continentale: l'exemple du massif de Gangotri-Badrinath (Himalaya du Garhwal). PhD, INPL, Nancy.

Scaillet B., France-Lanord C., et Le Fort P. (1990) Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India) Petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a High Himalayan Leucogranite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **44**, 163-188.

Schaltegger U., Stille P., Rais N., Piqué A., et Clauer N. (1994) Neodymium and strontium isotopic dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 1471-1481.

Schärer U., Hamet J., et Allègre C. J. (1984) The transhimalaya (Gangdese) plutonism in the Ladakh region: a U-Pb and Rb-Sr study. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 327-339.

Schelling D. (1992) The tectonostratigraphy and structure of the Eastern Nepal Himalaya. *Tectonics* **11**, 925-943.

Schneider C. et Masch L. (1993) The matamorphism of the Tibetan Series from the Manang area, Marsyandi Valley, Central Nepal. In *Himalayan Tectonics*, Vol. 74 (ed. P. J. Treloar and M. Searle), pp. 357-374. Geological Society.

Seeber L. et Gornitz V. (1983) River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics* **92**, 335-367.

Sequeira R. et Kelkar D. (1978) Geochemical implications of summer monsoonal rainwater composition over India. *Journal of Applied Meteorology* **17**, 1390-1396.

Sharma K. K., Rao D. R., Azmi R. J., Gopalan K., et Pantulu G. V. C. (1992) Precambrian-Cambrian boundary in the Tal Formation of Garhwal Lesser Himalaya: Rb-Sr age evidence from black shales underlying phosphorites. *Current Science* **62**(7), 528-530.

Sheng-geng C. et Yi-xin G. (1981) Micromorphological study with special reference to soil polygenesis of Xizang (Tibet) plateau. *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, 1889-1896.

Sheppard S. M. F. et Schwarcz H. P. (1970) Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **26**, 161-198.

Sheppard S. M. F. (1986) Characterization and isotopic variations in natural waters. In *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, Vol. 16 (ed. J. W. Valley, H. P. J. Taylor, and J. R. O'Neil), pp. 165-183. Mineralogical Society of America.

Sheppard S. M. F. et Gilg H. A. (1996) Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Miner.* **31**, 1-24.

Shrestha A. B., Wake C. P., et Dibb J. E. (1997) Chemical composition of aerosol and snow in the high Himalaya during the summer monsoon season. *Atmos. Environ.* **31**, 2815-2826.

Singh S. K., Trivedi J. R., Pande K., Ramesh R., et Krishnaswami S. (1998) Chemical and Sr, O, C, isotopic compositions of carbonates from the Lesser Himalaya: Implications to the Sr isotope composition of the source waters of the Ganga, Ghaghara and the Indus Rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **in press**.

Sinha R. et Friend P. F. (1994) River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, Northern Bihar, India. *Sedimentology* **41**, 825-845.

Sinha-Roy S. et Sen Gupta S. (1986) Precambrian deformed granites of possible basement in the Himalayas. *Precambrian Res.* **31**, 209-235.

Solomon D. K. et Cerling T. E. (1987) The annual Carbon Dioxide Cycle in a Montane Soil: Observations, Modeling, and Implications for weathering. *Water Resour. Res.* **23**(12), 2257-2265.

Stallard R. F. et Edmond J. M. (1983) Geochemistry of the Amazon 2: The influence of the geology and weathering environment on the disolved load. *J. Geophys. Res.* **88**, 9671-9688.

Stallard R. F. (1995) Tectonic, environmental, and human aspects of weathering and erosion: a global review using a steady-state perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Science* **23**, 11-39.

Stern L. A., Chamberlain C. P., Reynolds R. C., et Johnson G. D. (1997) Oxygen isotope evidence of climate change from pedogenic clay minerals in the Himalayan molasse. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 731-744.

Stille P. et Clauer N. (1994) The process of glauconitization: chemical and isotopic evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.* **117**, 253-262.

Stoll, H. M. et Schrag, D. P. (1998) Effects of Quaternary sea level cycles on strontium in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 1107-1118.

Stow D. A. V., Amano K., Balson P. S., Brass G. W., Corrigan J., Raman C. V., Tiercelin J.-J., Townsend M., et Wijayananda N. P. (1990) Sediment facies and processes on the distal Bengal Fan, Leg 116. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116 (ed. J. R. Cochran, D. A. V. Stow, and e. al.), pp. 377-396. Ocean Drilling Program.

Subramanian V., Sitasawad R., Abbas N., et Jha P. K. (1987) Environmental Geology of the Ganga River Basin. *Journal Geological Society of India* **30**, 335-355.

Subramanian V., Van't Dack L., et Van Grieken R. (1985) Chemical composition of river sediments from the Indian sub-continent. *Chem. Geol.* **48**, 271-279.

Subramanian V. (1996) The sediment load of Indian rivers-an update. *Exeter Symposium*, 183-189.

Summerfield M. A. et Hulton N. J. (1994) Natural controls of fluvial denudation rates in major word drainage basins. *J. Geophys. Res.* **99**(B7), 16871-13883.

Taieb R. (1990) Les isotopes de l'hydrogène, du carbone et de l'oxygène dans les minéraux argileux et les eaux de formation. , Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy- France.

Tapponnier P. et Molnar P. (1977) Active faulting and tectonics of China. *J. Geophys. Res.* **82**, 2905-2930.

Taylor S. R. et McLennan S. M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **33**, 241-265.

Trivedi J. R., Gopalan K., et Valdiya K. S. (1984) Rb-Sr ages of granitic rocks within the Lesser Himalayan nappes, Kumaun, India. *Journal of the Geological Society of India* **25**, 641-654.

Trivedi J. R., Pande K., Krishnaswami S., et Sarin M. M. (1995) Sr isotopes in rivers of India and Pakistan: a reconnaissance study. *Current Science* **69**, 171-178.

Tsunogai S., Saito O., Yamada K., et Nakaya S. (1972) Chemical composition of oceanic aerosol. *J. Geophys. Res.* **77**(27), 5283-5292.

Turekian K. K. et Kulp J. L. (1956) The geochemistry of strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta* **10**, 245-296.

Upreti B. N. et Le Fort P. (in press) Lesser Himalayan crystalline nappes of Nepal: problems of their origin. In *Himalaya and Tibet: mountain roots to mountain tops*, Vol. 328 (ed. A. Macfarlane, R. B. Sorkhabi, and J. Quade). GSA special paper.

Urey H. C. (1952) *The Planets: their origin and development.* Yale University Press.

Usdowski E. (1973) Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat und Ca-Sulfat-Mineralen. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **38**, 177-195.

Veizer J. et Compston W. (1974) $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 1461-1484.

Veizer J. (1983) Trace elements and isotopes in sedimentary carbonate. In *Carbonates: mineralogy and chemistry*, Vol. 11 (ed. R. J. Reeder), pp. 265-300. Mineralogical Society of America.

Vennum W. R. (1980) Evaporite encrustations and sulphide oxidation products from the southern Antartic Peninsula. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **23**, 499-505.

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.

Viers J., Dupré B., Polvé M., Schott J., Dandurand J.-L., et Braun J.-J. (1997) Chemical weathering in the drainage basin of a tropical watershed (Nsimi-Zoetele site, Cameroon): comparison between organic-poor and organic-rich waters. *Chem. Geol.* **140**, 181-206.

Von Rad U., Dürr S. B., Ogg J. G., et Wiedmann J. (1994) The Triassic of the Thakkhola (Nepal). I: stratigraphy and paleoenvironment of a north-east Gondwanan rifted margin. *Geol. Rundsch.* **83**, 76-106.

Wadia D. N. (1981) *Geology of India*. Tata McGraw-Hill.

Wake C. P., Mayewski P. A., et Spencer M. J. (1990) A review of central Asian glaciochemical data. *Annals of Glaciology* **14**, 301-306.

Wake C. P., Mayewski P. A., Zichu X., Ping W., et Zhongqin L. (1993) Regional distribution of monsoon and desert dust signals recorded in Asian glaciers. *Geophys. Res. Lett.* **30**(14), 1411-1414.

Wake C. P., Dibb J. E., Mayewski P. A., Zhongqin L., et Zichu X. (1994) The chemical composition of aerosols over the eastern Himalayas and Tibetan plateau during low dust periods. *Atmos. Environ.* **28**, 695-704.

Wasserburg G. J., Jacobsen S. B., DePaolo D. J., McCulloch M. T., et Wen T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 2311-2324.

Webster J. G., Brown K. L., et Vincent W. F. (1994) Geochemical processes affecting meltwater chemistry and the formation of saline ponds in the Victoria Valley and Bull Pass region, Antartica. *Hydrobiologia* **281**, 171-186.

Webster P. J., Magaña V. O., Palmer T. N., Shukla J., Tomas R. A., Yanai M., et Yasunari T. (1998) Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.* **103**(C7), 14451-14510.

Wenner D. B. et Taylor H. P. J. (1971) Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on 18O/16O fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **32**(165-185).

White A. F. et Blum A. E. (1995) Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**(1729-1747).

Williams M. W., Yang D., Liu F., Turk J., et Melack J. M. (1995) Controls on the major ion chemistry of the Urumqi River, Tian Shan, People's Republic of China. *J. Hydrol.* **172**, 209-229.

Xu R.-H., Schärer U., et Allègre C. J. (1985) Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study. *J. Geol.* **93**, 41-57.

Yang C., Telmer K., et Veizer J. (1996) Chemical dynamics of the "St. Lawrence" riverine system: dDH_2O, $d^{18}OH_2O$, $d^{13}C_{DIC}$, $d^{34}S$sulfate, and dissolved $^{87}Sr/^{86}Sr$. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 851-866.

Yapp C. J. (1990) Oxygen isotopes in iron (III) oxides 1. Mineral-water fractiontion factors. *Chem. Geol.* **85**, 329-335.

Yin A., Harrison T. M., Ryerson F. J., Wenji C., Kidd W. S. F., et Copeland P. (1994) Tertiary structural evolution of the Gangdese system, southeastern Tibet. *J. Geophys. Res.* **99**(B9), 18175-18201.

Yokoyama K., Amano K., Taira A., et Saito Y. (1990) Mineralogy of silts from the Bengal fan. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116 (ed. J. R. Cochran, D. A. V. Stow, and e. al.), pp. 59-73. Ocean Drilling Program.

Yurtsever Y. et Gat J. R. (1981) Atmospheric waters. In *Stable Isotope Hydrology*, Vol. Tecgnical reports series N° 210 (ed. J. R. Gat and R. Gonfiantini), pp. 103-142. IAEA.

Zeitler P. K. (1985) Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics* **4**, 127-151.

Zeng Mianping e. a. (1989) *Saline lake on the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau.* Beijing scientific and technical publishing house.

Zhao J. X., McCulloch M. T., et Bennett V. C. (1992) Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments from the Amadeus Basin, central Austria: Evidence for REE fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 921-940.

Zhao W., Nelson K. D., et Team P. I. (1993) Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature* **366**, 557-559.

Zherebtsova I. I. et Volkova N. N. (1966) Experimental study of behavior of trace elements in the process of natural solar evaporation of Black sea water and Sasyk-Sivash brine. *Geochemistry International (Geokhimiya)* **3**, 656-670.

Zhihua G. et Chuanyou C. (1981) Hydrographical features of the Yalung Zangbo river. In *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang plateau*, Vol. 2, pp. 1693-1704. Science Press.

Annexe I :

The Late Ologocene-Early Miocene Himalayan belt Constrzints deduced from isotopic compositions of Early Miocene turbidites in the Bengal Fan, (1996).

Albert Galy, Christian France-Lanord & Louis A. Derry,

Tectonophysics, 260, pp 109-118

ELSEVIER

TECTONOPHYSICS

Tectonophysics 260 (1996) 109–118

The Late Oligocene–Early Miocene Himalayan belt Constraints deduced from isotopic compositions of Early Miocene turbidites in the Bengal Fan

Albert Galy *, Christian France-Lanord, Louis A. Derry [1]

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques – CNRS, B.P. 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France

Received 8 May 1995; accepted 12 September 1995

Abstract

We present a mineralogical and isotopic study of Early Miocene turbidites from the Bengal Fan, which are the oldest sediments recovered during ODP Leg 116. Clay fractions are dominated by illite and chlorite and have low $\delta^{18}O$ (11–16‰). The clays are dominantly derived from a metamorphic precursor by physical erosion, and have undergone only minor low-T water–rock exchange and chemical weathering. Sr and Nd isotope analysis of silt and clay fractions and coarse muscovite, biotite and feldspar fractions are remarkably similar to those of the presently exposed High Himalaya Crystalline (HHC) sequence. The data show that a close analogue of the HHC was already subaerially exposed to active erosion during Early Miocene. Rb–Sr data on the biotite separates has been used to evaluate the time elapsed between cooling through the closure temperature for Sr in biotite in the HHC (ca. 325°C) and final sedimentation in the Bengal Fan. Despite the large uncertainties in the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ values of sedimentary mixtures, our estimates of the elapsed time between cooling and deposition are short (4–14 Ma). Assuming a transport time scale ($\leq$1 Ma), deduced exhumation rates are in the same range of modern values (1–3 mm/yr) since ca. 30 Ma. Given that (a) the rocks exposed at the surface, (b) the style of weathering, and (c) rates of exhumation were similar to the present, we infer that the factors controlling erosion of the Early Miocene Himalayan belt were also similar to the present. The data suggest that the Early Miocene Himalayan belt had significant relief and induced orographic effects on precipitation similar to the modern mountain range. It appears that the thrusting along the Main Central Thrust (MCT) or similar structures has uplifted metamorphic basement analogous to the present HHC at sufficiently high rate to maintain steep relief throughout Miocene time, despite high average erosion rates.

1. Introduction

Current ideas about the tectonic and structural evolution of the Himalaya are based in large part on studies of structures, metamorphism and intrusions that have been active or emplaced during the last 25 Ma. A number of studies have evaluated patterns of Himalayan unroofing rates and tectonic style during this interval (e.g., Hubbard and Harrison, 1989; Hubbard et al., 1991; Hodges et al., 1992). However the timing of initiation of crustal thickening and inverted metamorphism through lithospheric thrusts in the Indian plate remains poorly defined. Based on the

* Corresponding author. Phone: +33.83.594226; Fax: +33.83.511798; E-mail: agaly@crpg.cnrs-nancy.fr.

[1] Now at Cornell University, Department of Geological Sciences, Ithaca, NY 14853, USA.

0040-1951/96/$15.00 Copyright © 1996 Elsevier Science B.V. All rights reserved.
PII S0040-1951(96)00079-0

age of detrital sediments, Najman et al. (1994) concluded that Himalaya existed as a mountain range 35 Ma ago, but most pre-Miocene features of the tectonic history have been overprinted by younger deformation and/or metamorphism, or removed by erosion. In this paper we use the sedimentary record of clastic debris from the Himalaya to infer some of the features of Himalayan geology in the earliest Miocene to late Oligocene, an interval for which direct information from outcrop is rare. With this approach, in place of analyzing minerals extracted from a single metamorphic or magmatic sample, we must analyze detrital sediments which are complex mixtures of eroded material. Mineralogy and isotopic tracers of sediments cored in the Bengal Fan during ODP Leg 116 (Fig. 1) have been used to characterize the source and weathering history of eroded Himalayan formations (Bouquillon et al., 1990; Yokoyama et al., 1990; France-Lanord et al., 1993). Geochronological studies of these sediments (Copeland et al., 1990; Corrigan and Crowley, 1990) have constrained unroofing rates and transport time. However, these studies did not focus on the oldest sediments recovered during ODP Leg 116 and the Early Miocene sedimentation in the Bengal Fan remains poorly documented.

In this paper we present new Sr, Nd and O isotopic data from the oldest levels cored in the Bengal Fan during ODP Leg 116 in order to identify the sources of Early Miocene sediments. We also analyzed hand-picked biotite from four distinct stratigraphic levels from ODP Leg 116. Rb–Sr geochronologic data from biotites allow a crude estimate of the Himalayan exhumation rate during the Early Miocene and Late Oligocene. Mineralogical and oxygen isotopic data on clay fractions are used to estimate weathering intensity during erosion and transport. These data constrain the tectonic evolution of the Himalayan belt since the Late Oligocene and the style of erosion and alteration in the Early Miocene in the Himalayan basin.

2. Age and mineralogy

Sediments of Holocene to Early Miocene age were recovered from the distal Bengal Fan by ODP Leg 116 (Fig. 1). Samples for this study were taken from the bottom of Hole 718C between 800 and

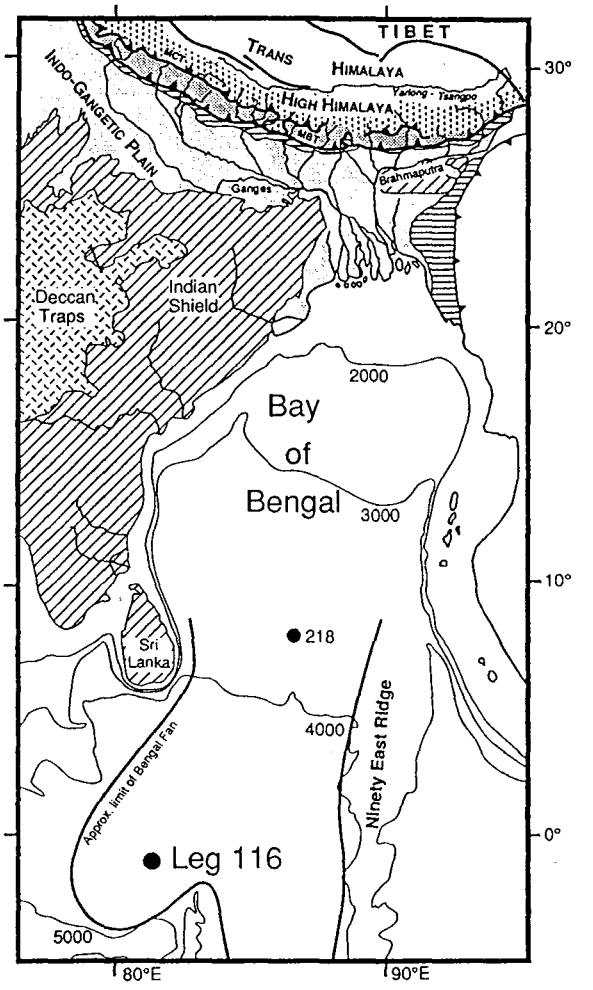


Fig. 1. Location of ODP Leg 116 Sites in the Bengal Basin. Main potential sources of the Bengal Fan turbidites are also shown: Indian shield, Deccan traps and Himalayan range divided in Lesser Himalaya, High Himalaya Crystalline, High Himalaya Sedimentary Series and Trans Himalaya.

935 m below sea floor (mbsf), the oldest interval cored during Leg 116. The age of these sediments is not well constrained, but a minimum is given by a biostratigraphic pick of 16.2 Ma at 778.8 mbsf (Gartner, 1990). The presence of *Spherolithus heteromorphus* (minimum age ca. 17.1 Ma) near the bottom, and the absence of *Sp. belemnos* (17.4 Ma) suggested that the maximum age of Hole 718C was not older than 18 Ma (Gartner, 1990). Given that these sediments were deposited well below the carbonate compensation depth, it is possible that corrosion of

carbonate tests has destroyed such evidence. The nannofossil biostratigraphy is not well-preserved at Site 718, especially below 800 mbsf where only one core recovered calcareous ooze (core 94X). This core shows some bioturbation, and the carbonates are dominantly inorganic (Cochran et al., 1989) and derived from dissolution–recrystallization of biogenic carbonates (Boulègue and Mariotti, 1990). Therefore, it is possible that the upper age limit of 18 Ma for the bottom of Hole 718C estimated from the available nannofossil data is too young. In fact, such a young age requires that sedimentation rates prior to 16.2 Ma must have been significantly higher than the mean rate from 16.2 to 11 Ma of 26 m/m.y. (Curray, 1994). A simple linear extrapolation of sedimentation rates from above the well-defined 16.2 Ma datum suggests an age around 22 Ma for the deepest core of Hole 718. Curray (1994) has recently proposed a similar extrapolation of stratigraphic ages for the distal Bengal Fan based on sedimentation rate evolution. Thus, while the stratigraphic age of the lowest sediments recovered in Hole 718C is uncertain, we take 20–22 Ma as a working 'best' estimate.

All the analyzed samples are silt or clayey silt from facies I of Stow et al. (1990). The mineralogy of both the coarse fraction and silt is dominated by quartz, feldspar, micas and vermiculite, which is very similar to that of younger sediments (Bouquillon et al., 1990). The heavy mineral fraction contains metamorphic minerals including garnet and epidote (Yokoyama et al., 1990). X-ray diffraction data from <2 μm size fractions show little variation, with a typical analysis yielding 25% chlorite, 45% illite, 10% mixed layers, 12% smectite and 8% kaolinite.

3. Methods

Monomineralic separates were prepared from cored material by gently desegregating samples in distilled water and hand-picking grains. Silt (2–50 μm) and clay (<2 μm) fractions were separated by cation exchange resin dispersion and flocculation following procedures described in Bartoli et al. (1991). All fractions used for Sr and Nd analysis were leached with 10% acetic acid to remove biogenic carbonate and adsorbed cations. Chemical separations were performed as described in Michard et al. (1985). Isotopic compositions were measured on a Finnigan-MAT 262© in static mode (CRPG, Nancy). Sr isotopic ratios were normalised to $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$, mean value of NBS-987 = 0.710180 during period of analysis. Nd isotopic ratios were normalised to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, mean value of La Jolla Nd std. = 0.511857 during period of analysis. Because of small sample sizes (<2 mg) of the biotite fraction, total chemistry blanks were measured routinely along with samples. Sr blanks were 200–300 pg, and the isotopic composition of blanks was 0.709–0.715. Nd blanks were ~60 pg. Rb/Sr ratios and Sr isotopic compositions of biotites have been corrected using the blank measured during the period of analysis. Oxygen from silicate sites on clays were extracted by fluorination following the technique of Clayton and Mayeda (1963). CO_2 gas was analyzed on a VG 602D mass spectrometer and results are expressed with respect to V-SMOW. All extractions were duplicated and average reproducibility is ±0.3‰.

4. Sources of Early Miocene sediments

Nd and Sr isotopic data from a variety of mineral phases and grain size fractions yield results that are essentially identical with those obtained from higher stratigraphic levels in the Bengal Fan (Table 1, Fig. 2). For the silt and clay fractions, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios corrected to the biostratigraphic age of deposition (Sr^*) are between 0.733 and 0.756. ε_{Nd} values range from −14.3 to −16.8-(correction of ε_{Nd} to the age of deposition is a trivial change for sediments this young). Monomineralic separates (muscovites and feldspars) yield Sr^* ratios from 0.725 to 0.775, with ε_{Nd} from −14.7 to −17.8. Silt and clay fractions have systematic differences, with lower Sr^* ratio, and higher Sm/Nd ratios and ε_{Nd} in clay than in silt.

The major lithologic groups in the modern Himalaya (Lesser Himalaya – LH; High Himalaya Crystalline – HHC; Tibetan Sedimentary Series – TSS) define distinct domains in Sr^*–ε_{Nd} space (Fig. 2). Sr and Nd isotopic compositions of the oldest (Early Miocene) sediments from the Bengal Fan are similar to those of the present HHC and recent sediments. The data imply that a Miocene analogue of the HHC was already exposed to erosion by 20 Ma, and further was the dominant source of sediments delivered to the Indian Ocean (Fig. 2). These results, along with those of France-Lanord et

Table 1
Isotopic data from Early Miocene sediments (ODP Site 718C) and feldspar separates from all the ODP Leg 116 sites

Sample	Fraction	Depth (mbsf)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{143}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}	$\delta^{18}O$ SMOW (‰)
Hole 717C												
2H1.80-81	*F*	*16*	*155*	*110*	*2.01*	*0.74874*						
2H1.80-81	F	16	142	122	2.45	0.74452	1.7	0.3	0.114	0.511753±11	−17.3	
84X2.101-103	*F*	*763*	*139*	*83*	*1.69*	*0.73554*						
Hole 718C												
49X1.66-67	*F*	*466*	*104*	*43*	*1.17*	*0.73330*						
79X CC27-28	*F*	*760*	*39*	*28*	*2.04*	*0.75999*						
80X1.36-37	2–50 μm	762	60	104	4.94	0.75668	19.8	3.7	0.119	0.511780±14	−16.7	
80X1.36-37	<2 μm	762	65	279	12.10	0.73849	38.5	8.0	0.131	0.511899±10	−14.41	15.8
87X2.30-31	2–50 μm	830	56	83	4.24	0.75494	21.0	3.9	0.117	0.511818±5	−16.0	
87X2.30-31	<2 μm	830	62	289	13.17	0.75265	32.3	6.2	0.122	0.511885±7	−14.7	11.3
88X4.30-31	2–50 μm	842	65	148	6.49	0.75767	25.8	4.7	0.116	0.511834±5	−15.7	
88X4.30-31	<2 μm	842	63	223	9.99	0.73603	34.5	6.9	0.126	0.511898±7	−14.4	
89X CC13-14	2–50 μm	855	65	91	3.97	0.75307	32.3	5.9	0.116	0.511796±14	−16.4	
89X CC13-14	<2 μm	855	68	237	9.87	0.74161	37.5	7.4	0.124	0.511906±7	−14.3	
89X CC13-14	F	855	40	36	2.56	0.75269	7.6	1.5	0.122	0.511276±7	−17.8	
90X2.44-45	2–50 μm	858	65	104	4.58	0.75085	29.4	5.3	0.114	0.511778±15	−16.8	
90X2.44-45	<2 μm	858	80	217	7.64	0.73683	46.1	8.7	0.120	0.511873±12	−14.9	
96X1.31-32	Mu	908	70	339	13.83	0.77921	2.0	0.4	0.138	0.511794±30	−16.5	
97X CC10-11	2–50 μm	925	64	111	4.86	0.75175	20.4	3.8	0.119	0.511816±8	−16.0	
97X CC10.11	<2 μm	925	62	234	10.70	0.74060	35.9	6.7	0.118	0.511895±10	−14.5	12.3
97X CC10-11	F	925	79	33	1.19	0.72534	10.9	2.1	0.125	0.511821±7	−15.9	
97X CC10-11	Mu	925	172	276	4.54	0.73464	3.9	0.7	0.116	0.511847±12	−15.4	

Notes: Mu = muscovite, F = feldspar, 2–50 μm: silt fraction and <2 μm: clay fraction. Data in italics are from Bouquillon et al. (1990).

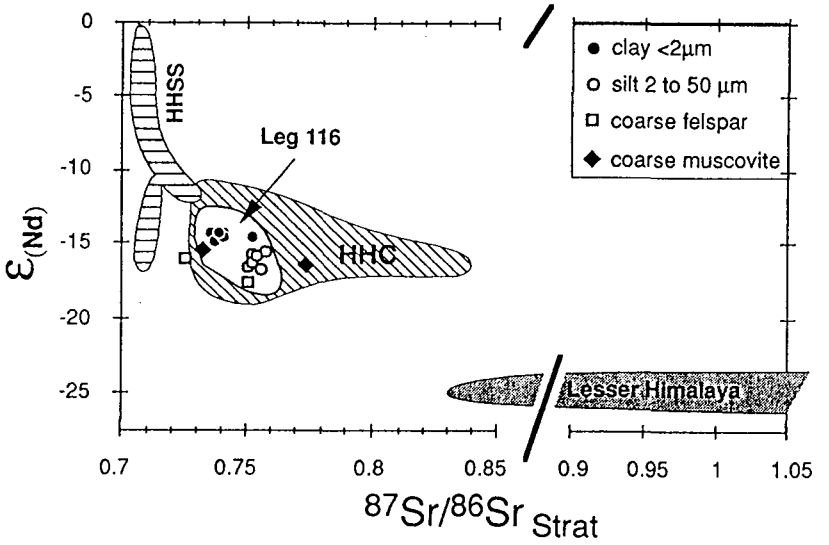


Fig. 2. Sr and Nd isotopes compositions of Early Miocene silt, clay fraction, coarse muscovite and feldspar compared to fields of major Himalayan formations and Middle Miocene to Holocene sediments recovered in ODP Leg 116 (France-Lanord et al. (1993) and references therein). Early Miocene sediments have the same source than the younger ones which is a close analogue of the present High Himalaya crystalline.

al. (1993) imply that the sediment provenance has changed little since ca. 20 Ma.

These conclusions are somewhat at odds with those reached by heavy mineral provenance studies. Yokoyama et al. (1990) and Amano and Taira (1992) argued that the 17–15 Ma interval was dominated by detritus derived from the Lesser Himalaya. While there is an apparent increase in some types of heavy minerals possibly derived from this unit (garnet, epidote), such an increase itself does not imply a major change in provenance. It merely requires that some part of the Lesser Himalaya underwent significant erosion during this interval. Erosion rates are presently very heterogeneous in the Himalaya (e.g., Zeitler, 1985), and almost certainly always have been (Copeland et al., 1987; Copeland, 1993). An interpretation based on the relative abundance of heavy minerals alone does not satisfy the requirement of isotopic mass balance in the sediment mass, and is not consistent with other evidence (see discussion by Copeland (1993)).

While the Sr and Nd values for all samples are within the range defined by the HHC, slight and systematic differences exist between isotopic compositions of silt and clay fractions. Clay fractions (<2 μm) have slightly lower Sr^* and higher ε_{Nd} than the coarser fraction. There are several possible sources of this heterogeneity. Variations in the relative proportion of minor sources between the different fractions is one possibility. For instance, a 10% LH contribution in silt fraction would reduce ε_{Nd} by 1 to 2 units and increase the Sr^* ratio by 0.008 to 0.100. Variation of mineralogical composition could also introduce a shift of isotopic composition between different size fractions. Pedogenic minerals (vermiculite, smectite, kaolinite) are more abundant in clay fractions than in silts. These secondary minerals have their Sr in equilibrium with surface waters of the Indo-Gangetic flood plain, where dissolved Sr derived from carbonate dissolution is important (Krishnaswami et al., 1992). Consequently,they typically have lower Sr^* ratios than the 'primary' mineral assemblage (Derry and France-Lanord, 1996) and 20 to 30% of smectite/vermiculite with an Sr^* ratio of 0.720 would account for the observed contrast. However, this cannot account for ε_{Nd} variations (e.g., Goldstein, 1988). The detailed suite of analyses of isotopic and elemental compositions of different size fractions throughout the Leg 116 cores defines the presence of a small component with low Sr^* and high ε_{Nd} found in the <2 μm fraction (Derry and France-Lanord, 1996). The source of this component has not been uniquely identified, but it is probably derived from weathering of volcanic rocks from either the Deccan traps or the volcano-detritic series from the Himalaya such as the Giumal formation. A small amount of this component (ca. 10%) in the <2 μm fraction is sufficient to account for the observed difference in Sr and Nd isotopic compositions between silt- and clay-sized fractions, while accounting for only ca. 1% of the total sediment volume of the fan. We emphasise that the isotopic variability between size fractions is relatively small compared to the difference between possible end member sediment sources. The Nd and Sr data from all size fractions are consistent with the HHC or closely analogous unit as the dominant source of sediment in the Early Miocene. We infer that by the time of deposition of the oldest strata recovered on Leg 116, rocks with isotopic systematics very similar to the modern HHC were already subareally exposed and undergoing rapid erosion.

$\delta^{18}O$ measurements from clay (<2 μm) separates are 11.3 to 15.8‰ (Table 1). These values are only slightly shifted from unaltered Himalayan micas (typically 8 to 10‰, after France-Lanord et al. (1988)) from igneous and high-grade metamorphic units. $\delta^{18}O$ values in clays equilibrated during weathering typically are $\geq$20‰, depending on the source of water in the weathering environment. Some stratigraphically higher units in the Bengal Fan sequence contain abundant smectite and kaolinite, have $\delta^{18}O$ of 17.7 to 22.6‰, and are interpreted to have undergone extensive floodplain weathering (France-Lanord et al., 1993). In the oldest Bengal Fan sediments, the slight increase in $\delta^{18}O$ from unaltered micas to clays is caused by the presence of a small component of weathering products with heavy $\delta^{18}O$ values in the <2 μm fraction. The XRD data from Early Miocene <2 μm samples typically show 15 to 25% kaolinite±smectite, which is consistent with this interpretation. Thus even in the fine (<2 μm) fraction, most of the Early Miocene material is derived from high-temperature metamorphic sources and has undergone relatively little low-temperature alteration during weathering and transport.

5. Oligocene–Miocene exhumation rate of the Himalaya

In an attempt to establish rates of exhumation of the Himalaya during the Early Miocene, biotite separates from bottom of Hole 718C, Hole 717C were analyzed for Rb and Sr isotopes (Table 2 and Fig. 3). Biotite separates of similar sizes prepared from a paragneiss sample taken from outcrop in the HHC (NL 59, France-Lanord et al. (1988)) were also analyzed as a control for the effects of blank corrections and uncertainty in initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. The samples from the Leg 116 cores were each hand-picked from a single 1 cm interval of core, and thus represent a very short time interval of sedimentation. Despite the small size of these samples (0.5 to 2 mg) blank corrections were small, and do not introduce a significant error for the proposed interpretation. These biotite samples were also analyzed for Nd isotopes (Table 2). All compositions fall in the range of Nd data from Leg 116 (France-Lanord et al. (1993); Table 1) which imply that the coarse biotites are derived from the same sources as the other material in the sediment.

In order to determine cooling ages from the Rb–Sr systematics of biotite separates, it is necessary to know the initial Sr isotope ratio $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ of the biotites. However, our samples are composed of

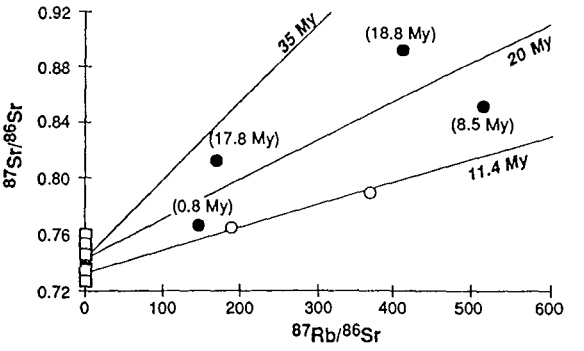


Fig. 3. Rb–Sr isochron graph of coarse biotite separates (•) from several stratigraphic ages (indicated into bracket) in ODP Leg 116. Feldspar separates (□) data indicate a range of Sr_i of the source rocks of the biotites. The isochron lines were calculated using an Sr_i of 0.743. Two aliquots of biotite from HHC paragneiss (o) show the accordance of data even for small samples (1–2 mg). The actual isochron includes whole-rock analysis from Deniel et al. (1986).

50 to 500 grains of biotite, each from a distinct source rock of unknown and variable initial Sr isotope ratio. Two points suggest a resolution of this problem. First, each biotite separate can be considered as an average of the multiple sources. The mean $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio obtained on multiple feldspar separates (0.743 ± 0.012; Table 1) gives a reasonable estimate of the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios associated with these biotite separates. Secondly, the large error

Table 2
Rb–Sr and Sm–Nd isotope data for biotite separates

Hole	717	717	718	718	NL 59	NL 59
Core/Sec.	20X 01	82X 01	86X 02	88X CC		
Interval	76–77	24–25	102–103	"9–10"		
Depth (mbsf)	151.3	740.74	820.8	844.7		
Strat. age (Ma)	1	8.5	18.5	18.8		
Nd (ppm)	3.2	17.3				48.1
Sm (ppm)	0.6	2.4				
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.511890	0.511784	0.511812			0.511838
±	0.000024	0.000015	0.000023			0.000009
ε_{Nd}	−14.6	−16.7	−16.1			−15.6
Sr (ppm)	13.8	5.2	11.5	3	1.3	6.3
Rb (ppm)	710.5	926.4	680.6	409.8	168.8	412
$^{87}Rb/^{86}Sr$	149.9	518.2	172.4	414.5	369.7	191.1
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7654	0.8509	0.8121	0.8906	0.7897	0.7654
Age[a] (Ma)	10.5	14.7	28.2	25.1	8.9	8.2
±	5.7	1.7	4.9	2.0	2.3	4.5

NL 59 WR from Deniel et al. (1986) gives an $\varepsilon_{Nd} = -15.1$ and $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7331$ which implies an WR/biotite age = 11.4 Ma.
[a] Cooling ages have been calculated assuming $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.743 \pm 0.012$.

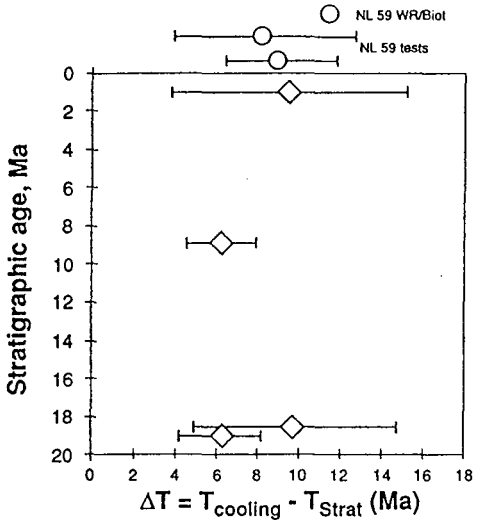


Fig. 4. Exhumation and transport time versus stratigraphic age calculated from Rb–Sr data on biotites. Ages were calculated using $Sr_i = 0.743 \pm 0.012$. Ages obtained for each biotite separate of NL 59 sample are not significantly different from the age calculated from WR/biotite. The larger error bars are due to lower $^{87}Rb/^{86}Sr$ ratios. Despite these uncertainties, the Early Miocene biotites were metamorphosed in a similar way than those actually outcrop in High Himalaya crystalline. The exhumation rate is still high in Himalaya in Late Oligocene/Early Miocene.

due to the uncertainty in the $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ is to some degree offset by the very high ^{87}Sr enrichment produced in biotites with high Rb/Sr ratios over the time scale of interest. Using our estimate of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ obtained from the averaged feldspar data, the ages calculated for each biotite separate from the outcrop sample NL 59 are not significantly different from the age calculated from whole-rock biotite data (Table 2, Deniel et al. (1986)). While the uncertainties in the calculated cooling ages (T_{cool}) for the Early Miocene sedimentary biotites are large, the data indicate that all four biotite samples cooled through their blocking temperatures (300–350°C, Purdy and Jäger (1976)) 4.5 to 14 Ma prior to their biostratigraphic age of deposition (T_{strat}) in the Bengal Fan (Fig. 4).

The interval between the cooling ages and age of deposition ($\Delta T = T_{cool} - T_{strat}$) for the biotite samples comprises the time necessary to unroof and erode the sample (T_{ex}), and the transport time from outcrop to depocenter (T_{trans}). A minimum estimate for total exhumation and transport time ($\Delta T = T_{ex} + T_{trans}$) is given by the $^{39}Ar/^{40}Ar$ dates on single feldspar grains in the Bengal Fan (Copeland and Harrison, 1990). While there was a large spread in single grain ages from any given stratigraphic interval, at all intervals measured there was at least one sample with an Ar cooling age indistinguishable from the biostratigraphic sedimentation age in the fan. Thus, at least some material was exhumed and delivered to the fan on a time scale less than the combined uncertainties in the Ar thermochronology and the biostratigraphy ($\Delta T \leq 1$ Ma in this case). Nevertheless, the mean transport time between the Himalaya and the distal part of Bengal Fan is unknown and probably variable (France-Lanord et al., 1993). Estimates of the residence time of detrital zircons in the Indus River (Cerveny et al., 1988) and K-feldspars in Tsangpo River (Copeland and Harrison, 1990) are less than 1 Ma. However, this period corresponds only to the riverine part of the transport cycle and does not include residence in intermediate basins or transport by submarine turbidity currents. Pinet and Souriau (1988) used a global compendium of various hydrologic and geomorphologic parameters to model the erosional cycle. Using their model, the transport time scale of the present Ganga–Brahmaputra basin is estimated at ca. 2–2.5 Ma. These various estimates collectively suggest that the mean transport time is currently not negligible, but still relatively small compared to the time scale of exhumation. Biotite separates of different stratigraphic age yield comparable results for ΔT, suggesting that the interval between metamorphism and subaerial exposure due to erosion±tectonic denudation has been broadly similar since Late Oligocene time. Zeitler (1985) proposed several models of geothermal gradient for the Himalaya using a monotonic increase of temperature with depth for temperatures lower than 350°C (also shown by Hodges and Silverberg (1988) and estimated a thermal gradient of 31°C/km. If the transport time is taken as ≤ 1 Ma, the exhumation time scale can be estimated as $T_{ex} \approx \Delta T - 1$. For a geothermal gradient of 31°C/km the average exhumation rate of material later deposited as sediment in the Bengal Fan was of the order of 1 to 3 mm/yr.

6. Exhumation styles in the Himalaya since Late Oligocene

The sedimentological and geochemical data from the Bengal Fan show several close similarities be-

tween the Early Miocene erosional system and that of the present day. Specifically, (1) the primary provenance for both Early Miocene and recent sediments was the HHC or a geochemically analogous unit, (2) the degree of weathering of both Early Miocene and recent sediments are anomalously low compared to other deep sea clastics, and (3) mean rates of exhumation in the Early Miocene were comparable to present rates. However, these similarities do not necessarily imply that Himalayan tectonic activity during the Miocene was directly comparable to the present. For example, during the Early Miocene, north-directed low-angle normal faulting was active and responsible for a significant part of the exhumation of the HHC metamorphic rocks (Pêcher, 1991). Hodges et al. (1992) have estimated that movement along the Southern Tibet Detachment Zone (STDZ) resulted in a minimum tectonic unroofing rate of 2 mm/yr between 22 and 19 Ma. Such movement would be sufficient to exhume rocks that were at 350°C within 6 Ma without any additional erosional unroofing. If this local estimate is extrapolated to the whole Himalaya and if average Early Miocene total exhumation rates did not exceed ca. 3 mm/yr, then erosional denudation must have been relatively less important than at present. However, the rate of deposition in the Bengal Fan and the prevalence of physical erosion versus chemical weathering imply that during Miocene, exhumation was not only due to tectonic unroofing. Biostratigraphic uncertainty for the Early Miocene sediments may also mean that calculated ΔT values are too long, if the actual sedimentation ages are older than estimated. Older sedimentation ages would imply increased total exhumation rates, and increased erosion rates (non-tectonic denudation). The fact that the Bengal Fan had prograded to 1°S in the Indian Ocean, 2500 km south of the current mouths of the Ganges, by the Early Miocene, suggests that erosion and sediment transport were significant in Late Oligocene–Early Miocene time (Curray, 1994).

Another source of uncertainty in comparing biotite cooling histories from Early Miocene and Quaternary or Recent sediments is that the sedimentary biotite mixtures integrate variations in exhumation history over the previous several million years. For example, it is likely that between 7 and 1 Ma the erosion rates were lower than the present ones (Burbank et al., 1993; France-Lanord et al., 1993; Derry and France-Lanord, 1996). Thus, estimates of ΔT and exhumation rates obtained from biotites in late Quaternary sediments may be lower than Recent exhumation rates in the Himalaya. Based on the modern erosional load of the Ganges–Brahmaputra (1.9×10^9 ton/yr, Summerfield and Hulton (1994)) and assuming that 80% is derived from the HHC, the current erosional denudation rate is 5 ± 2 mm/yr. The uplift estimated by topographic levelling measurements (Jackson and Bilham, 1994) is around 5 ± 1 mm/yr. Thus short-term late Quaternary erosion rates appear to be higher than long-term Plio-Pleistocene or Early Miocene averages as recorded by the Rb–Sr systematics of detrital biotites. A better knowledge of the sedimentation rates in the Bengal Fan, along with data on exhumation rates (such as zircon fission track) that is integrated over shorter time intervals, are necessary to examine the relative proportion of erosion and tectonic denudation with time.

7. Conclusions

Nd and Sr isotopic data show that Early Miocene detrital sediments from the Bengal Fan are dominantly derived from an analogue of the present High Himalayan Crystalline sequence. Clay mineralogy and oxygen isotope data indicate that erosion processes were sufficiently dynamic to allow physical erosion to strongly dominate over chemical weathering. Rb–Sr model ages of detrital biotite separates imply that the time scale of exhumation from depths of 10–11 km and transport of material from the source area to the Bengal Fan has been 6 to 10 Ma since Oligo-Miocene time. These rates are consistent with mean exhumation rates of 1 to 3 mm/yr. at all intervals examined here. Because the detrital biotite Rb–Sr systematics integrate over a time scale of several million years, they do not provide a history of specific tectonic events in the Himalaya. Rather they demonstrate that the processes of metamorphism and rapid exhumation were initiated at least by the Late Oligocene, and have had comparable rates since. A Late Oligocene age for metamorphism and rapid exhumation is consistent with other evidence for activity of the Main Central Thrust by that time (Le Fort, 1986; Harrison et al., 1992). Rapid erosion rates in high grade metamorphic rocks (sim-

ilar to the modern HHC) recorded in the Bengal Fan during the Early Miocene also implies that the Himalaya front range had already developed considerable relief. The evidence for a high and actively eroding Himalayan range by the Early Miocene has some implications for models of the development of the Tibetan Plateau, and requires an early age for the development of crustal thickening in the region. Sedimentary evidence for the initiation of Himalayan metamorphism and denudation is to be found in deeper parts of the Bengal Fan and foreland basins, where terrigenous sedimentation rates were high since the Late Eocene (Curray, 1994).

Acknowledgements

We Thank Pierre Coget, Daniele Dole, and Lesslie Kinsley for technical assistance. Chantal Alibert, Philippe Henry and Laurie Reisberg are greatly acknowledged for their fruitful discussion. We are grateful to J.J. Tiercelin who provided the ODP Leg 116 samples for this study. This work was supported by the CNRS-INSU program 'Dynamique et Bilan de la Terre-Érosion et Hydrogéologie'. CNRS-INSU-DBT contribution #19 and CRPG-CNRS contribution #1134.

References

Amano, K. and Taira, A., 1992. Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma. Geology, 20: 391–394.

Bartoli, F., Burtin, G. and Herbillon, A.J., 1991. Disagregation and clay dispersion of oxisols: Na resin, a recommended methodology. Geoderma, 49: 301–317.

Boulègue, J. and Mariotti, A., 1990. Carbonate cements and fluid circulation in intraplate deformation. In: J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. (Editors), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 135–139.

Bouquillon, A., France-Lanord, C., Michard, A. and Tiercelin, J.-J., 1990. Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal fan sediments: the denudation of the Himalaya. In: J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. (Editors), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 43–58.

Burbank, D.W., Derry, L.A. and France-Lanord, C., 1993. Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon. Nature, 364: 48–50.

Cerveny, P.F., Naeser, N.D., Zeitler, P.K., Naeser, C.W. and Johnson, N.M., 1988. History of uplift and relief of the Himalaya during the past 18 million years: Evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group. In: K.L. Kleinspehn and C. Paola (Editors), New Perspectives on Basin Analysis. Springer-Verlag, New York, NY, pp. 43–61.

Clayton, R.N. and Mayeda, T.D., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. Cosmochim. Acta, 27: 43–52.

Cochran, J.R., Stow, D.A.V., et al., 1989. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 388 pp.

Copeland, P., 1993. Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma: comment. Geology, 21: 188–189.

Copeland, P. and Harrison, T.M., 1990. Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal Fan. Geology, 18: 354–357.

Copeland, P., Harrison, T.M., Kidd, W.S.F., Ronghua, X. and Yuquan, Z., 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang–southern Tibet, and its bearing on accommodation mechanisms of the India–Asia collision. Earth Planet. Sci. Lett., 86: 240–252.

Copeland, P., Harrison, T.M. and Heitzler, M.T., 1990. $^{40}Ar/^{39}Ar$ single-crystal dating of detrital muscovite and K-feldspar from ODP Leg 116, southern Bengal Fan: Implications for the uplift and erosion of the Himalaya. In: J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. (Editors), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 93–114.

Corrigan, J. and Crowley, K.D., 1990. Fission-track analysis of detrital apatites from Holes 717 and 718, ODP Leg 116, Central Indian Ocean. In: J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. (Editors), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 75–92.

Curray, J.R., 1994. Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal. Earth Planet. Sci. Lett., 125: 371–383.

Deniel, C., Vidal, P. and Le Fort, P., 1986. Les leucogranites himalayens et leur région source probable: les gneiss de la 'Dalle du Tibet'. C.R. Acad. Sci., Paris, 303, II, 1: 57–60.

Derry, L.A. and France-Lanord, C., 1996. Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}Sr/^{86}Sr$: Impact on the marine Sr record. Earth Planet. Sci. Lett., in press.

France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F. and Le Fort, P., 1988. Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: evidence for heterogeneous sedimentary sources. Geochim. Cosmochim. Acta, 52: 513–526.

France-Lanord, C., Derry, L. and Michard, A., 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal Fan. In: P.J. Treloar and M. Searle (Editors), Himalayan Tectonics. Geol. Soc. London, pp. 603–621.

Gartner, S., 1990. Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 116 (Central Indian Ocean). In: J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. (Editors), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 165–187.

Goldstein, S.L., 1988. Decoupled evolution of Nd and Sr iso-

topes in the continental crust and the mantle. Nature, 336: 733–738.

Harrison, T.M., Copeland, P., Kidd, W.S.F. and Yin, A., 1992. Raising Tibet. Science, 255: 1663–1670.

Hodges, K.V. and Silverberg, D.S., 1988. Thermal evolution of the Greater Himalaya, Garhwal, India. Tectonics, 7: 583–600.

Hodges, K.V., Parrish, R.R., Housh, T.B., Lux, D.R., Burchfield, B.C., Royden, L.H. and Chen, Z., 1992. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. Science, 258: 1466–1470.

Hubbard, M.S. and Harrison, T.M., 1989. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints on deformation and metamorphism in the MCT zone and Tibetan slab, eastern Nepal, Himalaya. Tectonics, 8: 865–880.

Hubbard, M., Royden, L.H. and Hodges, K.V., 1991. Constraints on unroofing rates in the high Himalaya, eastern Nepal. Tectonics, 10: 287–298.

Jackson, M. and Bilham, R., 1994. Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. J. Geophys. Res., 99(B7): 13,897–13,912.

Krishnaswami, S., Trivedi, J.R., Sarin, M.M., Ramesh, R. and Sharma, K.K., 1992. Strontium isotopes and rubidium in the Ganga–Brahmaputra river system: Weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic $^{87}Sr/^{86}Sr$. Earth Planet. Sci. Lett., 109: 243–253.

Le Fort, P., 1986. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), Collision Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ., pp. 159–172.

Michard, A., Gurriet, P., Soudan, M. and Albarède, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 601–610.

Najman, Y.M.R., Enkin, R.J., Johnson, M.R.W., Robertson, A.H.F. and Baker, J., 1994. Paleomagnetic dating of earliest continental Himalayan foredeep sediments. Earth Planet. Sci. Lett., 128: 713–718.

Pêcher, A., 1991. The contact between the Higher Himalayan Crystallines and the Tibetan Sedimentary Series: Miocene large-scale dextral shearing. Tectonics, 10: 587–598.

Pinet, P. and Souriau, M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. Tectonics, 7: 563–582.

Purdy, J.W. and Jäger, E., 1976. K–Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova.

Stow, D.A.V., Amano, K., Balson, P.S., Brass, G.W., Corrigan, J., Raman, C.V., Tiercelin, J.-J., Townsend, M. and Wijayananda, N.P., 1990. Sediment facies and processes on the distal Bengal Fan, Leg 116. In: J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. (Editors), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 377–396.

Summerfield, M.A. and Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major word drainage basins. J. Geophys. Res., 99, B7: 16,871–13,883.

Yokoyama, K., Amano, K., Taira, A. and Saito, Y., 1990. Mineralogy of silts from the Bengal fan. In: J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. (Editors), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 59–73.

Zeitler, P.K., 1985. Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. Tectonics, 4: 127–151.

Annexe II :

Micro-structures, Clay mineralogy and geochemistry of the clay size fraction (< 2µm) of thrusted zones (Karnali area, Siwaliks of Western Nepal)

Pascale Huyghe, Albert Galy and Jean-Louis Mugnier,

Journal of Nepal Geological Society, sous presse

MICRO-STRUCTURES, CLAY MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE CLAY SIZE FRACTION (< 2µm) OF THRUSTED ZONES (KARNALI AREA, SIWALIKS OF WESTERN NEPAL)

Pascale HUYGHE[1], Albert GALY[2] and Jean-Louis MUGNIER[1]

1Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et UPRES 5025, 38031 Grenoble Cedex, France
2CRPG/CNRS UPR 9046 - BP 20- 54501 Vandoeuvre Cedex, France

Journal of Nepal Geological Society, *in press*

ABSTRACT

Shear zones of the Main Dun Thrust (MDT) of the Siwaliks of Western Nepal have been investigated with a multidisciplinary approach in order to specify the deformation mechanisms and mineral transformations. Both are significant of the physical and chemical conditions that occurred in the shear zone. From the m to the cm scale, the network of Riedel fractures and cleavage developed in response to the north to south displacement of the hangingwall sheet. They are responsible for the scaly fabric of the fault zones and generate a "tectonic mixture" of both the Upper and Lower Siwalik formations respectively located at the footwall and hangingwall of the MDT. Grain-size analysis of samples from the shear zones by laser diffraction shows that they suffered a strong cataclastic deformation. Clay mineralogy varies significantly within the shear zone due to the strong mixture between Upper Siwalik and Lower sediments that occurred during deformation. Whatever, the smectites abundance is higher in the shear zone than in the Upper and Lower Siwalik series and may exceed 40 % of the < 2μm clay fraction. A strong increase of smectites-illite and smectites chlorite mixed-layered clay is also found, especially in the < 0,4μm clay fraction.

Extrapolation of oxygen isotopic composition of clay fractions in the shear zone gives $\delta^{18}O$ of smectites that implies neoformation. Assuming a meteoric fluid circulating in the shear zone, the temperature of smectites neoformation is 40 to 60°C higher than pedogenic smectites present in the borders. δD (of fluid inclusion) of calcite associated to deformation show values consistent with water similar to the actual surface water and $\delta^{18}O$ of mineral implies temperature of crystallisation around 50°C. These low temperatures are in good agreement with the precipitation of smectites and kaolinites rather than formation of illite. Fluids sampled in "hot" springs of the Siwalik of Western Nepal have a meteoric origin with respect to the stable isotopes but are enriched in Na and depleted in K. These chemistry suggest the partial dissolution of feldspar and neoformation of smectites induced by fluid circulation leading to the strong increase of smectites and smectites mixed layers content within the shear zone.

We suggest that shearing and crushing take place during seismic slip increasing the exchanging mineral surfaces whereas mineralogical reactions occur during interseismic periods.

INTRODUCTION

Numerous studies have shown the occurrence of fluids during tectonic deformation (Sibson, 1981 ; Karig, 1986 ; Sibson et al., 1988 ; Shi & Wang, 1988). In oceanic prisms, it has especially been shown that the main décollement level could be a path for fluids to the surface (e.g. Westbrook & Smith, 1983 ; Brown & Westbrook, 1988 ; Moore, 1989 ; Le Pichon et al., 1990). These fluids may be representative of deep processes. Pore fluid overpressure is thought to facilitate thrust faulting (Hubbert and Rubey, 1959) and controls thrust-fold belt and accressionary prism mechanics (Dalhen, 1990). Fluids favour pressure solution deformation related to mass transfer on short distance but they are also representative of deep processes. Therefore mineralogy of shear zone is affected by the characteristics of fluids during deformation process.

The aim of our work is to look for fluid characteristics along the major thrusts of the Himalayan thrust system. The major thrusts affecting the Western Siwaliks of Nepal may be considered as frontal field outcrops of the Himalayan thrust system that branch on a shallow north dipping detachment (Ni and Barazanghi, 1984) linking the development of the Outer thin-skinned thrust belt (intra-continental prism of the Siwaliks) to the deep tectonics beneath the Higher Himalayas.

For that purpose, the main shear zones of the intra-Siwaliks thrusts have been investigated with a multidisciplinary approach. Analysis of micro-structures within the main shear zones was performed to specify the deformation mechanisms. Grain-size analysis for the < 1mm fraction was performed across the fault zones. Special care was taken on clay mineralogy and especially clay transformations and neoformations, as movement of dissolved solutes affects diagenesis and metamorphism (Schoonmaker, 1986). Clay mineralogy could be a marker for fluids running along the faults. Oxygen isotopes of clayey material is used to determine the source and temperature of these fluids. Geochemistry and temperatures of "hot springs" of the Western Siwaliks is also considered and integrated in our results.

THE THRUST FAULTS OF THE OUTER HIMALAYAN BELT

Several thrust sheets form the Outer Himalayas and deform the Cenozoic foreland basin sequence between the Lesser Himalaya to the north and the Gangetic Plain to the south (Fig.1). From north to south the main Siwalik thrusts are, the Main Boundary Thrust (MBT), the Main Dun Thrust (MDT) and the Main Frontal Thrust (MFT). Siwaliks thrusts have a mean N120°-N140° trending direction with steep northward dip varying from 35° to 85°. The foreland basin sequence is classically subdivided into three

units on the basis of lithostratigraphic criteria (e.g. Pilgrim, 1910 ; Auden, 1935 ; Johnson et al., 1982, 1985 ; Ranga Rao et al., 1988). These are Lower, Middle and Upper Siwaliks. Siwalik Group of Western Nepal shows the classic informal subdivision recognised in the Indo-Gangetic foreland basin with the lower member consisting of fluvial channel sandstones alternating with oxidised calcitic paleosols, the middle member consisting of very thick channel sandstones and drab-coloured histosols, and the upper member comprising mainly gravely braided river deposits. The Siwalik Group of Western Nepal exhibits an overall upward coarsening trend (DeCelles et al., 1998). The sandstones contain various grain types from the major lithotectonic zones depending on the unroofing sequence : they are mainly plagioclase, K-feldspar, quartz and rock fragments as quartzite, schist, phyllite, gneiss, limestone and dolostone. Cements are mainly calcite, kaolinite, quartz, and local anhydrite (Dithal et al., 1995 ; DeCelles et al., 1998).

The Main Dun Thrust (MDT on Fig. 1) is one of the most laterally extensive structures of the Outer belt and at least eight kilometres of displacement occurred along its main shear zone (Mugnier et al., in press). From balancing methods, Mugnier et al. (1994) estimated the depth of the decollement at about 4-5 km as inferred from seismic methods for the main decollement in the Western Siwaliks (HMG Nepal, 1994). Lower Siwalik series form the hangingwall of the thrust and Upper Siwalik series occur at the footwall. Shear zones of the MDT are several meters thick. In outcrop, they are evidenced by coloured alteration bands of muddy material that outline complex tectonic fabrics.

The shear zones are mainly composed of clayey material and micro-clasts of quartz and calcite from a few mm to a few μm in size. At the outcrop, the shear zone is often characterised by a network of faults ranging from the cm to the m scale. At the m scale, the faults interpreted as Riedel fractures often bound rock lenses of different lithologies. The acute angle between the main thrust surface and faults bounding lenses indicates unambiguously the shear sense from north to south. At a cm scale, statistical analysis of the distribution of both the fractures and cleavage within the shear zone of the MDT along the Bheri river at Kummekhot (Fig. 2) also shows a north to south shear sense. Small-scale tension gashes (T on Fig. 2a) filled with quartz and automorphic calcite crystals may develop around the quartz crystals in the fault gouge (Baille-Bareille, 1996).

At all scales, the network of Riedel fractures and cleavage are responsible for the scaly fabric of the shear zones. The lenses that they delimit lead to a "tectonic mixture" of both the Upper and Lower Siwalik formations respectively located at the footwall and hanging wall of the major thrusts.

CLAY MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY WITHIN THE SHEAR ZONES

Methods

Grain size analysis was performed by laser diffraction using Malvern particle sizer model 215 FR at the University of Chambéry. Samples were disaggregated in distilled water and the < 1 mm fraction was kept by sieving. Analysis of the clay mineralogy was performed by X ray diffraction at the University of Grenoble, using a Philips PW 1120/90 diffractometer. Samples were gently crushed to obtain grains of about 2 mm in diameter and were then decarbonated in 0.2N HCL ; the excess of acid was removed by repeated centrifuging followed by homogenisation. The < 2 µm and < 0.4 µm fractions were collected by decantation after settling and oriented aggregates were made on glass slides. The X-ray diffractograms were made using an untreated sample, a glycolated sample and a sample heated for 2 hours at 490°C. The method of semiquantitative estimation is based on the peak heights of clay mineral peak, assuming that these weighted amounts added up to 100% (Aprahamian, 1974).

Aliquots of the < 2 µm and < 0.4 µm silicate clayey fractions were treated in an oxygen flow inductive oven overnight prior to oxygen extraction. Oxygen from silicate sites on clays was extracted by fluorination using BrF_5 following the technique of Clayton and Mayeda (1963). Oxygen was converted to CO_2 gas that was analysed on a VG 602D mass spectrometer modified at CRPG. Average reproducibility was ± 0.12 ‰ on clay duplicates. Isotopic ratios ($\delta^{13}C$) and ($\delta^{18}O$) of carbonates were determined following the method of McCrea (1950). The sample of calcite was porphyrised and leached with 10% acetic acid for 30 minutes in an ultrasonic bath. Leachate and residue were separated by centrifuging, and the residue was rinsed repeatedly with distilled water. The first wash was added to the leachate. The bulk powder and the remaining residue were weighed. Leachates were evaporated, redissolved in HNO_3 and spike of ^{84}Sr were added. Leachate Sr separations were performed following classical procedures (Horwitz et al., 1992) on Sr-Spec™ cationic resins. Dissolved Sr were also separated following similar procedures. Sr isotopic compositions were measured on a Finnigan-MAT 262 in static mode (CRPG-Nancy). Sr isotopic ratios were normalised to $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ while the NBS 987 measurements yielded $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710197 \pm 17$.

Results

(1) Grain-size analysis

Grain size of material sampled within the shear zones generally varies between 0.1 µm and 100 µm, they mainly consist of clays, silts and very fine sands (Fig. 3). There is

no particles with a size ranging from 100 µm to 1000µm (Fig. 3b). The < 100 µm grade mainly consists of quartz, feldspar, goethite and clay minerals. All these species are still shown by X-ray diffraction in the less than 2 µm fraction. No significant lateral variation of grain-size or sorting may be noted towards the 2 m thick shearing zone (Fig. 4a) : a plurimodal distribution and a very poor sorting (Φ>2.5) are found both in the clayey material from the shear zone (Fig. 4b) and in the hanging wall and footwall up to 3-4 m away from the shear zone itself.

(2) Clay mineralogy

In all samples the fraction < 2 µm generally contains illite, chlorite, kaolinite, smectites and mixed-layers (Fig. 5) and small amounts of quartz, feldspar (mainly plagioclases) and goethite or hematite. Illite is the dominant clay mineral with a mean proportion of about 45% whereas chlorite, kaolinite and smectites show various proportions ranging from 0 to 20% depending on the proximity of the shearing zone. Smectites amount is especially increasing within the shearing zone up to 40% of the < 2 µm clay fraction whereas illite, chlorite and kaolinite contents decrease (Fig. 6a). Kaolinite locally completely disappears.

Mixed-layer clay minerals consist of illite-smectites and chlorite-smectites. Their proportion is rather constant of about 10% in the hangingwall and footwall of the fault. Within the shear zone itself, an increase of the proportion of mixed-layers is also noted : they reach up to 25%. This increase of smectites-illite and chlorite-smectites mixed-layered clay coincides with the high content of smectites.

In the < 0.4 µm fraction, proportions of smectites is 1.5 higher than in the < 2µm fraction and contents of mixed-layers may be twice what it was in the < 2 µm fraction. Correlatively, chlorite content decreases (Fig. 6b).

(3) Oxygen geochemistry of the clay fraction and carbonate geochemistry

The $\delta^{18}O$ of clayey fraction ranges from 12.4 to 14.6 ‰ in the Siwaliks formations while it ranges from 12.3 to 17.0 ‰ in the shear zone. These values are relatively low for clay minerals and similar to results obtained for the Bengal fan that forms the most distal part of the himalayan system (Bouquillon et al., 1990 ; Derry & France-Lanord, 1996) and for the Siwaliks (Stern et al., 1997). Variations in isotopic composition of the shearing zone samples were correlated with their smectites contents (Fig. 7). Two distinct populations appear, one representative of the < 2 µm fraction and the other one representative of the < 0.4 µm fraction. This implies that $\delta^{18}O$ is controlled by mixing proportions of different minerals showing very distinct isotopic signature. The pure

smectites endmember isotopic composition is inferred by the extrapolation of the relations in figure 7. Smectites in the < 2 μm fraction have therefore a $\delta^{18}O$ =25 ±3 ‰ while those in the < 0.4 μm fraction have a $\delta^{18}O$ =19 ±1 ‰. The bigger uncertainty on the < 2 μm fraction is likely due to lower amount of smectites.

A single calcite slickenslide along the bedding was sampled at the hangingwall of the MFT and was analysed for carbon, oxygen and strontium isotope composition of calcite and for hydrogen isotope composition of fluid inclusions. We ensured that it was not provided by a mixing between carbonated sediments and carbonates from veins. $\delta^{18}O$ value of the calcite slickenslide is 12.6 ‰ (Table 2), that is lower than values usually shown by detritic or pedogenic carbonates of the Siwaliks (Quade et al., 1995 ; Quade et al., 1997). $\delta^{13}C$ value of the calcite is low whereas the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio is high. These characteristics are similar to C and Sr isotopic ratios of "hot springs" (Table 2) and modern rivers (Galy & France-Lanord, 1998).

More than 99% of fluid inclusions found in the calcite slickenslide consist in H_2O, the rest mainly corresponds to CO_2 suggesting a pure water inclusion buffered by the host carbonate. δD values for fluid inclusions are relatively low (-83 ‰) but corresponds to the composition of the lower part of local surfacial water (Galy & France-Lanord, 1998).

DISCUSSION

Comparison with the Siwalik series of the Karnali section

Karnali River offers a stratigraphic section of about 4000 m thick Lower to Upper Siwalik formations. The clay fraction and grain-size of this series were analysed using the same methods than for material sampled within the shear zones. Therefore a comparison can be drawn as consistent methods are used. Changes of clay mineral proportions and grain-size parameters between the shear zone samples and the undisturbed sediments are valid and their significance is discussed in terms of deformation mechanisms.

(1) Grain-size

The Siwalik sediments sampled along the Karnali River have a systematic trimodal distribution (Fig. 3 b). Every grain-size fraction is present (clay, silt and sand fractions), especially the 100 μm to 1000 μm grade which may reach up to 50 % in the Upper Siwalik. In the shearing zone, fine and medium sands disappear whereas the silt fraction increases. Together with the very poor sorting found within the shearing zone, it is interpreted as the result of cataclastic deformation that reduces the size of the clasts. The cataclastic deformation involves all mineral species and MEB observations show that even quartz crystals are broken (Baille-Bareille, 1997). Cataclastic deformation affects a wider

zone than that outlined by scaly fabric and clayey coloured material as bad sorting is also found in the hangingwall and footwall up to 3-4 m away from the shear zone itself.

(2) Clay mineralogy

The clay fraction of the classic Siwalik formations along the Karnali River shows a classic detritic micaceous series with illite, chlorite, kaolinite, smectites and mixed-layers (illite-smectites / chlorite-smectites) (Fig. 8). From Upper to Lower Siwaliks, smectites proportion decreases with depth due to normal burial diagenesis (Lanson & Velde, 1992). They are transformed into ordered mixed-layer minerals (I-Sm / Cl-Sm) and illites, whose proportion correlatively increases with depth. Within the shear zone, the same clay minerals are found but with a significant increase in smectites and mixed-layers. This could be linked to mechanical mixing of the hangingwall rocks (Lower Siwaliks) and foot wall rocks (Upper Siwaliks) occurring during cataclastic deformation. Nonetheless this mixing is not the sole process that acts in the shear zone : it could not induce simultaneously the reduction of the illite content and the increase of the smectites, I-Sm and Cl-Sm proportions. Furthermore, the tectonic load linked to the incoming thrust sheet could have favoured the transformation of smectites into illite as increasing burial does. It is then proposed that the increase of smectites and smectites mixed-layers is linked to neoformations.

(3) Oxygen isotopes and carbonate geochemistry

As fault planes are preferential drains for fluids to the surface (Brown & Westbrook, 1988 ; Moore, 1989), it is proposed that the neoformations and transformations would be induced by fluid circulation. More over, the strong crushing that occurs during thrusting increases the potential exchanging surfaces of particles within the shear zone. Geochemistry corroborates this hypothesis. Extrapolation of oxygen isotopic composition of clay fractions in the shear zones gives $\delta^{18}O$ of smectites that does not fit with formation in pedogenic conditions. It is then proposed that the $\delta^{18}O$ values of clays are associated to neoformations within the shear zone and reflect the $\delta^{18}O_{fluids}$ and $T_{crystallisation}$ conditions. Assuming an actual meteoric fluid running along the fault, the temperature for smectites neoformation is 40°C to 60°C higher than pedogenic smectites present in the borders (following the fractionation factor-temperature relation proposed by Sheppard and Gilg, 1996). δD (-83 ‰) of fluid inclusions of calcite associated to the deformation is consistent with the present-day surface water and the $\delta^{18}O$ of mineral implies a temperature of crystallisation around 50°C. These low temperatures are in good

agreement with mineral transformations of feldspars or detrital clays and micas into smectites and kaolinite rather than formation of illite.

Comparison with fluids from "hot-springs"

Fluids have been sampled in two "hot-springs" of the Siwaliks. They have been analysed in CRPG, Nancy. (δD - $\delta^{18}O$) lies on the local meteoric water line defined by surface running water (Galy, unpub.). Sr isotopic tracers are insensitive to the temperature of crystallisation and fractionation factor between dissolved inorganic carbon and calcite is less than 2‰ for T>20°C (Faure, 1986; Emrich et al., 1970). Sr and C isotopic compositions agree with a link between springs and shear zone fluids as they are in the same range than for calcite in slickenside. Their high Total Dissolved Solid (TDS) is carried by bicarbonate and sodium, in large excess of chlorine. While carbonate occurred in the percolated formations, $[Ca^{2+}]$ is in the same range that in surface water. The high $[Na^{+}]$ correlated with [Si] and associated with low $[Ca^{2+}]$ suggests an enhanced incongruent dissolution of Na-silicates. We suggest the partial dissolution of feldspar and the neoformation of smectites. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ is largely higher than that of carbonate in Siwaliks of Western Nepal (0.718-0.722 in DeCelles et al., 1998) and corresponds to detrital Himalayan feldspar (Bouquillon et al., 1990; Galy et al., 1996). The isotopic composition of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}C_{DIC}$) and its covariation with $[SO_4^{2-}]/([SO_4^{2-}]+[HCO_3^-]$ ratio are similar to those found in surface water (Galy and France-Lanord, 1998). Sulphate is therefore provided by the oxidation of sulphide and bicarbonate comes from the dissolution of carbonate through soil CO_2. Dissolved CO_2 may also react with silicate but in this case the $\delta^{13}C_{DIC}$ would be much lower (around -16 ‰). This suggests that dissolved CO_2 is not a reactant for the neoformation of smectites. Since these spring waters lie not far away the albite-kaolinite and kaolinite-Na montmorillonite lines (in Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O after Garrels and Christ, 1965), we propose :
$2\ NaAlSi_3O_8 + 2\ H^+ + 4\ H_2O \Rightarrow Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + 3\ H_4SiO_4 + 2\ Na^+$ as the main neoformation reaction.

CONCLUSION

From this study of the shear zones, it seems that the increase of smectites and smectites mixed-layers could be a good marker for thrusting in the Siwalik formations. We propose that their abundance is essentially linked to clay neoformations from feldspars. The $\delta^{18}O$ of clays within the shear zone and the geochemistry of carbonate associated to the deformation show that these neoformations take place at relatively low temperatures. They are induced by fluid circulation running along the thrust planes to the

surface. More over crushing within the shear zones increases the exchanging mineral surfaces helping the partial dissolution of feldspars and then their transformations into clays. Chemical analysis of close "hot-springs" corroborates these reactions .

These results are preliminary ones but they suggest that clay minerals could record fluid circulation associated with tectonics, as they are sensitive to chemical and physical changing conditions. These mineralogical reactions occur during interseismic periods, whereas crushing takes place during seismic slip.

FIGURE CAPTION

Fig. 1 : Balanced cross-section through the Outer and Lesser Himalayan Thrust belt, Karnali area, western Nepal. Location of the studied shear zone.

Fig. 2 : Typical pattern observed at outcrop along the main Karnali shear zone. a :main tectonic features; (C): shear plane parallel to the shear zone boundary; (C'): Extensional crenulation cleavage (Riedel shear fractures), (S): cleavage and (T): tension gashes filled with calcite. b : statistical analysis of the distribution of the fractures and cleavage.

Fig. 3 : Selected smoothed frequency curves. a : material sampled within the shear zone of major thrusts ; b : at the thrust hangingwall (Lower Siwalik sediments) ; c : at the thrust footwall (Upper Siwalik sediments).

Fig. 4 : Grain-size analysis through the shear zone.

Fig. 5 : Diffractogram of sample KA02. N : natural unheated test ; GL : glycolated test ; H : heated test ; I : illite ; C : chlorite ; Sm : smectites ; Q : quartz ; Fpl : feldspars plagioclases ; He : hematite.

Fig. 6 : Clay mineralogy through the shear zone. a : for the < 2 μm fraction; b : for the < 0.4 μm fraction.

Fig. 7 : $\delta^{18}O$ versus smectites abundance of clays sampled within a major thrust shearing zone of the Siwaliks.

Fig. 8 : Clay mineralogy for the Siwalik sediments sampled along the Karnali River

Table 1	Oxygen isotopic composition of silicate			
Sample	Type	Fraction	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ ‰	N
Ka 01	Siw Inf	<2 µm	12.5	1
Ka 02	Shear zone	<2 µm	16.0	2
Ka 02	Shear zone	<0.4 µm	17.0	1
Ka 03	Shear zone	<2 µm	15.7	2
Ka 03	Shear zone	<0.4 µm	14.9	1
Ka 04	Shear zone	<2 µm	15.0	2
Ka 04	Shear zone	<0.4 µm	14.6	1
Ka 05	Shear zone	<2 µm	13.2	2
Ka 05	Shear zone	<0.4 µm	15.5	1
Ka 06	Shear zone	<2 µm	12.3	2
Ka 07	Siw Sup	<2 µm	12.4	2
Ka 11	Siw Sup	<0.4 µm	12.7	1
Ka 25	Siw Sup	<2 µm	12.4	1
Ka 27	Siw Sup	<2 µm	14.3	1
Ka 31	Siw Moy	<2 µm	14.6	1

Table 2	Chemistry of Spring water and carbonate			
Sample		NH 2	NAG 17	KAR
Type		S	S	C
Area		Surai	Reare	
Date		3.11.95	11.21.95	
T	°C	35	30	
pH		7.45	7.95	
TDS	mg/l	825	1094	
HCO_3^-		9820[§]	16846	
F^-		35	137	
Cl^-		67	347	
SO_4^{2-}		201	781	
NO_3^-		8	bdl	
Na^+	µmol/l	5942	17180	
K^+		120	827	
Mg^{2+}		782	131	
Ca^{2+}		1275	309	
Si		1057	442	
Sr^{2+}		4.79[#]	1.12	551[*]
$^{87}Sr/^{86}Sr$		-	0.7336	0.72968
δD	V-SMOW	-48	-44	-83[¶]
$\delta^{18}O$	V-SMOW	-7.8	-6.5	12.56
$\delta^{13}C$	PDB	-9.5[‡]	-5.0[‡]	-9.11

S : Spring water ; C : calcite slickenslide ; # : AA analysis calibrated with MSID ; § : alkalinity field titration ; ‡ : Dissolved inorganic carbon ; * : ppm ; ¶ : Fluid inclusion

REFERENCES

Auden, J.B., (1935) : Transverses in the Himalaya. Rec.Geol. Surv. India, 69 (2), pp. 123-167.

Baille-Bareille, B. (1997) : Mécanismes de la déformation dans les zones de failles situÈes au front du systËme chevauchant himalayen, unpublished Master's memoir, Grenoble University, 23 p.

Bouquillon, A., France-Lanord, C., Michard ,A., and Tiercelin, J.J. (1990) : Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal fan sediments: the denudation of the Himalaya. In: Cochran , J. R. et. al. (Cochran, J. R. et al.), Proc. ODP Sci. Res. pp. 43-58.

Brown, K.M. & Westbrook, G.K. (1988) : Mud diapirism and subcretion in the Barbados Ridge Accretionary Complex – The role of fluids in accretionary processes, Tectonics, 7,3, pp.613-640.

Clayton, R.N. and Mayeda, T.D. (1963) : The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, pp. 43-52.

Dalhen, F.A. (1990) : Critical taper model of fold and thrust belts and accretionary wedges. Annu. Rev. Earth and Planet. Sciences, 18, pp. 55-99.

DeCelles, P.G., Gehrels G.E., Quade J. Ojha T.P., Kapp, P.A. and Upreti, B.N. (1998) : Neogene foreland basin deposts, erosional unroofing, and the kinematic histroy of the Himalayan fold-thrust belt, Western Nepal, Geol. Soc. Amer. Bulletin, 110, pp. 2-21.

Dithal, M.R., Gajurel A.P., Pathak, D., Paudel, L.P., and Kizaki, K. (1995) : Geology and structure of the Siwaliks and Lesser Himalaya in the Surai Khola-Bardanda area, Mid Western Nepal, Bull.Dept. Geology, Tribhuvan Univ., Kathmandu, Nepal,4, Special Issue, pp. 1-70.

Emrich, K., Ehhalt, D.H. and Vogel J.C. (1970) : Carbon isotope fractionation during precipitation of calcium carbonate, Earth and Planetary Sciences Letters, 8, 363-371.

Faure, G. (1986) : Principles of Isotope Geology, Second Edition, John Wiley & Sons Eds. New York. 589p.

Galy, A. and France-Lanord, C. (1998) : Processes of Weathering in the Himalaya and the riverine alkalinity budget. GERM Workshop, 10-13 March. La Jolla.

Galy, A., France-Lanord, C. and Derry L.A. (1996) : The late Oligocene-Early Miocene Himalayan belt Constraints deduced from isotopic compositions of Early Miocene turbidites in the Bengal Fan. Tectonophysics, 260, 109-118.

Garrels, R. M. and Christ, C. L. (1965) : Solutions, Minerals and Equilibra. Harper & Row.

HMG Nepal. (1994) : The Kingdom of Nepal exploration opportunities. Department of Mines and Geology Editions, Katmandu, 16 p.

Horwitz E. P., Chiarizia R. and Dietz M. L. (1992) : A novel strontium-selective extraction chromatographic resin. Solvent Extraction Ion Exchange, 10, pp. 313-336.

Hubbert, M.K. and Rubey, W.W. (1959) : Role of fluid pressure in the mechanics of overthrust faulting. I : Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting, Bull. Geol. Soc. Am., 70, pp. 115-166.

Johnson, N.M., Opdke, N.D., Johnson, G.D., Lindsay, E.H., and Tahirkheli, R.A.K. (1982) : Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan, Plaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 37, pp. 17-42.

Johnson, N.M., Stix, J., Tauxe, L., Cerveny, P.F. and Tahirkheli, A.K. (1985) : Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonics implications of the Siwalik deposits near Chinji village, Pakistan, J. Geol., 93, pp. 27-40.

Karig, D.E. (1986) : Physical properties and mechanical state of accreted sediments in the Nankai Through, Southwest Japan Arc, Geol. Soc. Of America Mem., 166, pp. 117-133.

Lanson, B. & Velde, B. (1992) : Decomposition of X-ray patterns : A convenient way to describe complex diagenetic smectite-to-illite evolution, Calys and clay Miner., 40, pp. 629-643.

Le Pichon, X., Foucher, J.P., Boulegue, J., Henry, P., Lallemant, S., Benedetti, M., Avedix, F. and Mariotti, A. (1990) : Mud volcano field seaward of the Barbados accretionary complex : a submersible survey. Journ. Geoph. Res., 95, B6, pp. 8931-8943.

McCrea, J. M. (1950) : On the isotopic chemistry of carbonates and a palaeotemperature scale. J. Chem. Phys., 18, pp. 849-857.

Moore, J.C. (1989) : Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms : role of decollement zone, Jour. Struc. Geol., 11, pp. 95-106.

Mugnier, J.L., Mascle, G.H. and Faucher, T. (1994) : The structures of the frontal belt of Himalaya (Siwaliks of Western Nepal). In : Siwalik foreland basin of himalaya, ed. Kumar, R., Ghosh, S.K., and Phadtare, N.R., Oxford, Himalayan Geology, 15, pp. 245-261.

Ni, J. and Barazangi, M. (1984): Seismotectonics of the Himalayan Collision Zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. Journal of Geophysical Research 89, p. 1147-1163.

Pilgrim,G.E. (1910) : Preliminary Note, a revised classification of the Tertiary freshwater deposits of India, Rec. Geol. Surv. India, 43 (4), pp. 264 -326.

Quade, J., J. M. L. Cater, T. P. Ojha, J. Adam, and Harrison, T. M. (1995) : Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. Geological Society of America Bulletin, 107, pp. 1381-1397.

Quade, J., L. Roe, P. G. DeCelles, and Ojha, T. P. (1997) : The late Neogene 87Sr/86Sr record of lowland Himalayan rivers. Science, 276, pp. 1828-1831.

Ranga Rao, A., Agarwal, R.P., Sharma, U.N., Bhalla, M.S. and Nanda, A.C. (1988) : Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of Upper Siwalik of the Jammu hills. Geological Society of India Journal 31, pp. 109-128.

Schoonmaker, J. (1986) : Clay mineralogy and diagenesis of sediments from deformation zones in the Barbados accretionary wedge (Deep Sea Drilling Project Leg 78A), Geol. Soc. Am., Memoir 166, pp. 105-116.

Shi , Y. and Wang, C. (1988) : Generation of high pore fluid pressures in accretioary prisms : inferences from the Barbados subduction complex, J. Geophys. Res., 93, pp. 8893-8910.

Sibson, R.H. (1981) : Fluid flow accompagnying faulting : field evidence and models, *in* Earthquake prediction : An International Review, Maurice Ewing Series, Simpson, D., Richard, P. ed., Am. Geophys. Monogr. 4, pp. 593-603.

Sibson, R.H. (1989) : Earthquake faulting as a structural process. Journal of Structural Geology 11, pp. 51-64.

Sibson, R.H., Robert, F., and Poulsen, H. (1988) : High angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. Geology, 16, pp. 551-555.

Stern, L. A., C. P. Chamberlain, R. C. Reynolds, and Johnson, G. D. (1997) : Oxygen isotope evidence of climate change from pedogenic clay minerals in the Himalayan molasse. Geochimica and Cosmochimica Acta, 61, pp. 731-744.

Westbrook, G.K. & Smith, M.J. (1983) : Long decollements and mud volcanoes : evidence from the Barbados Ridge Complex for the role of high pore fluid pressure in the development of an accretionary complex, Geology, 11, pp. 279-283.

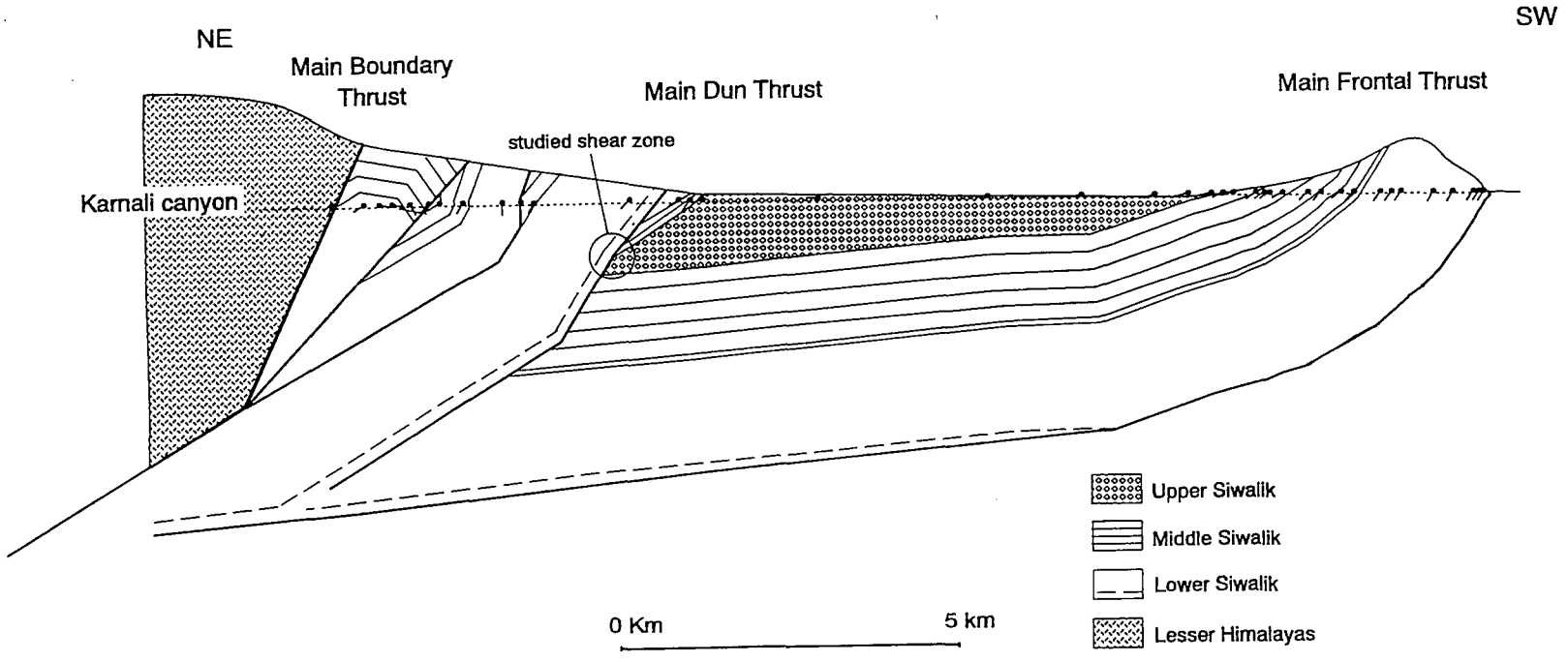
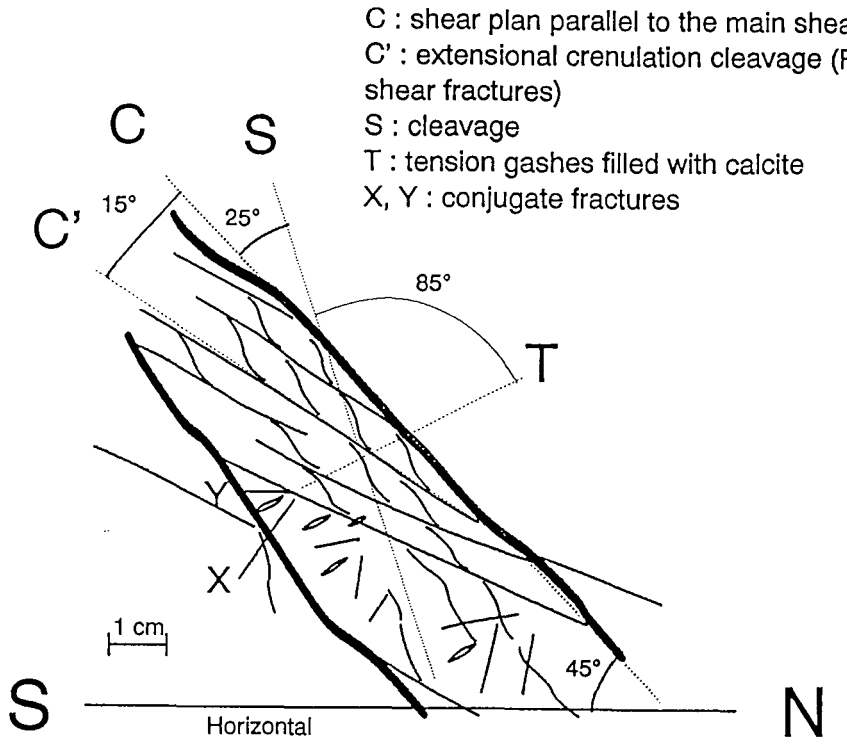


Fig. 1 Huyghe et al.



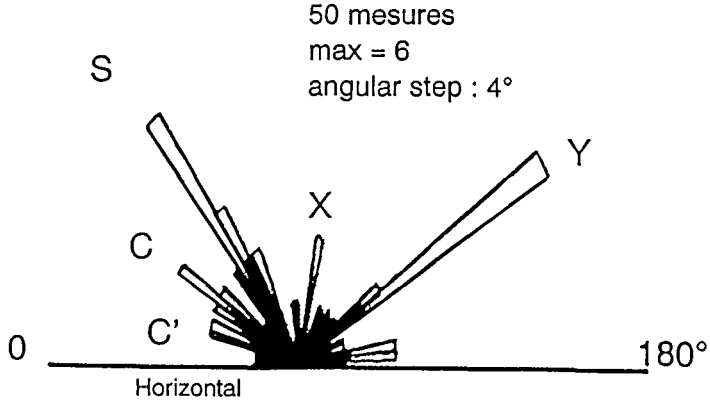


Fig. 2 Huyghe et al.

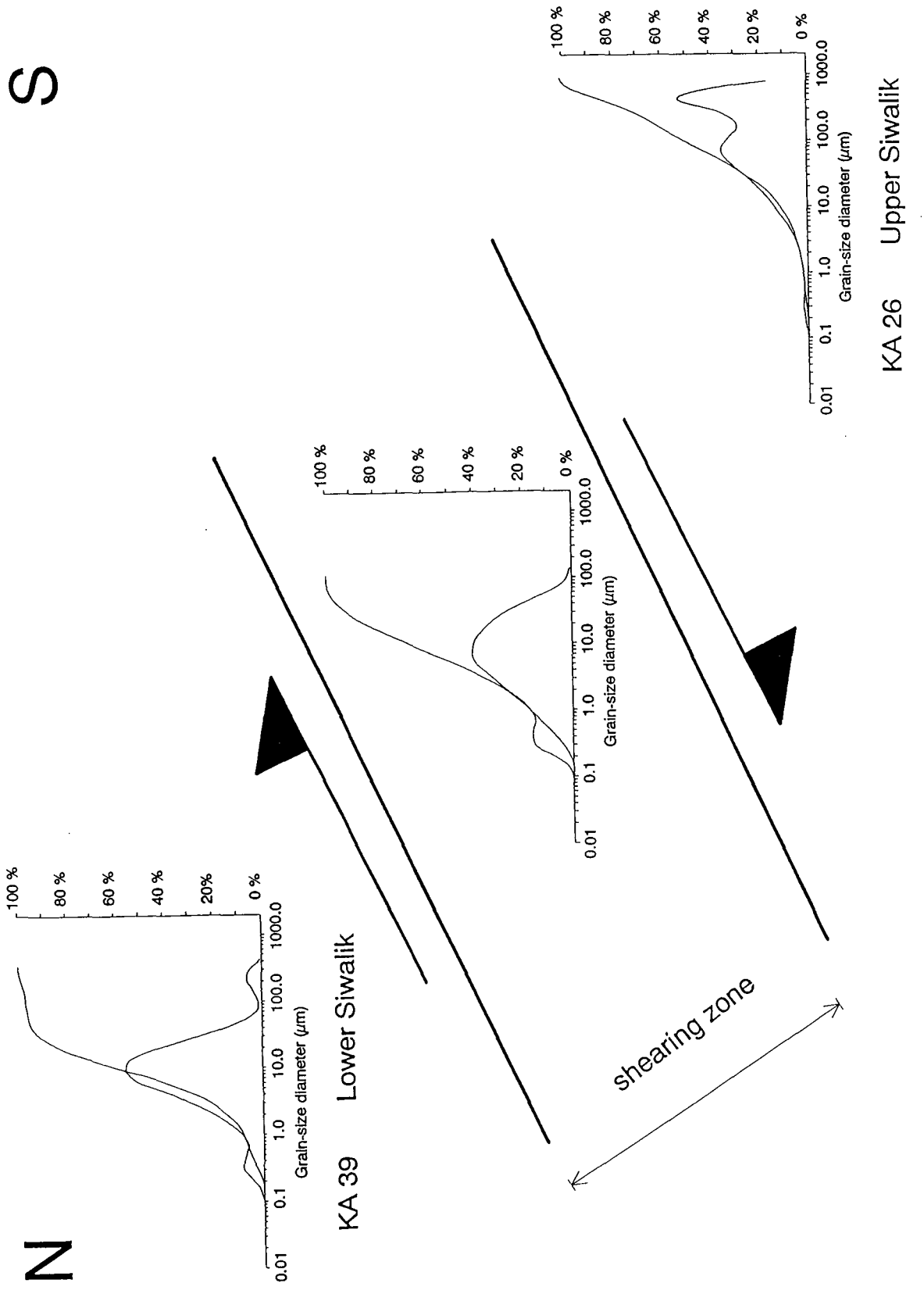


Fig. 3 Huyghe et al.

Fig. 4 Huyghe et al.

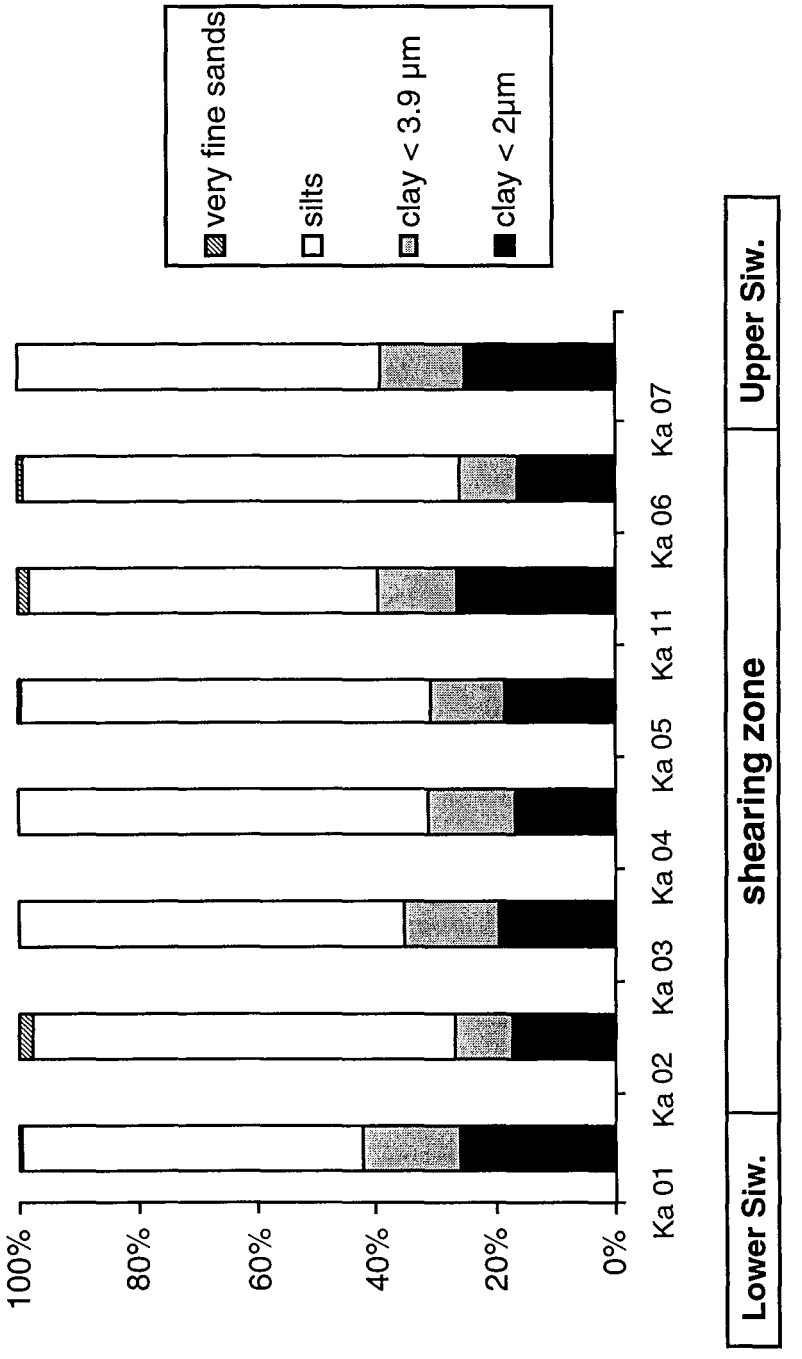


Fig. 5 Huyghe et al.

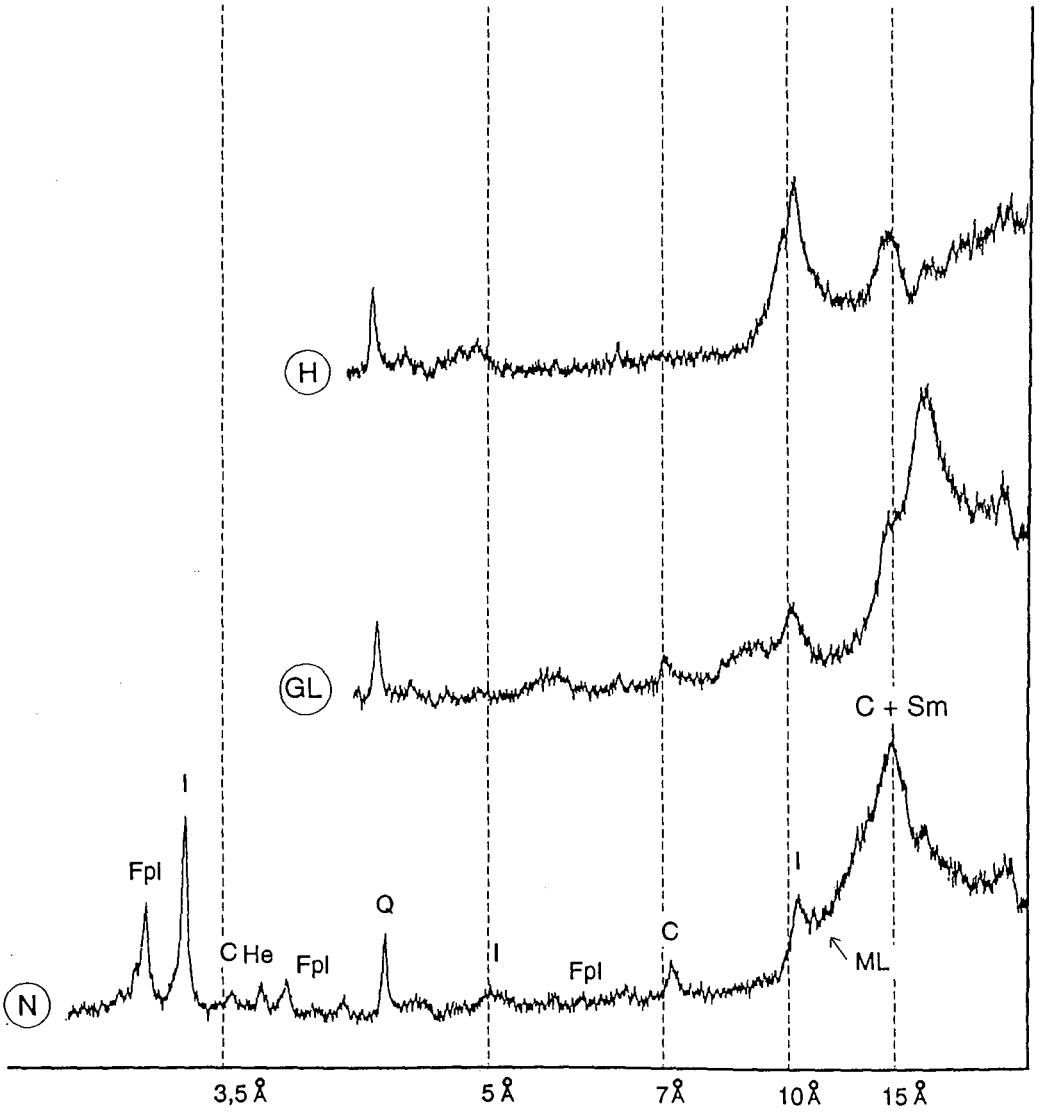


Fig. 6 Huyghe et al.

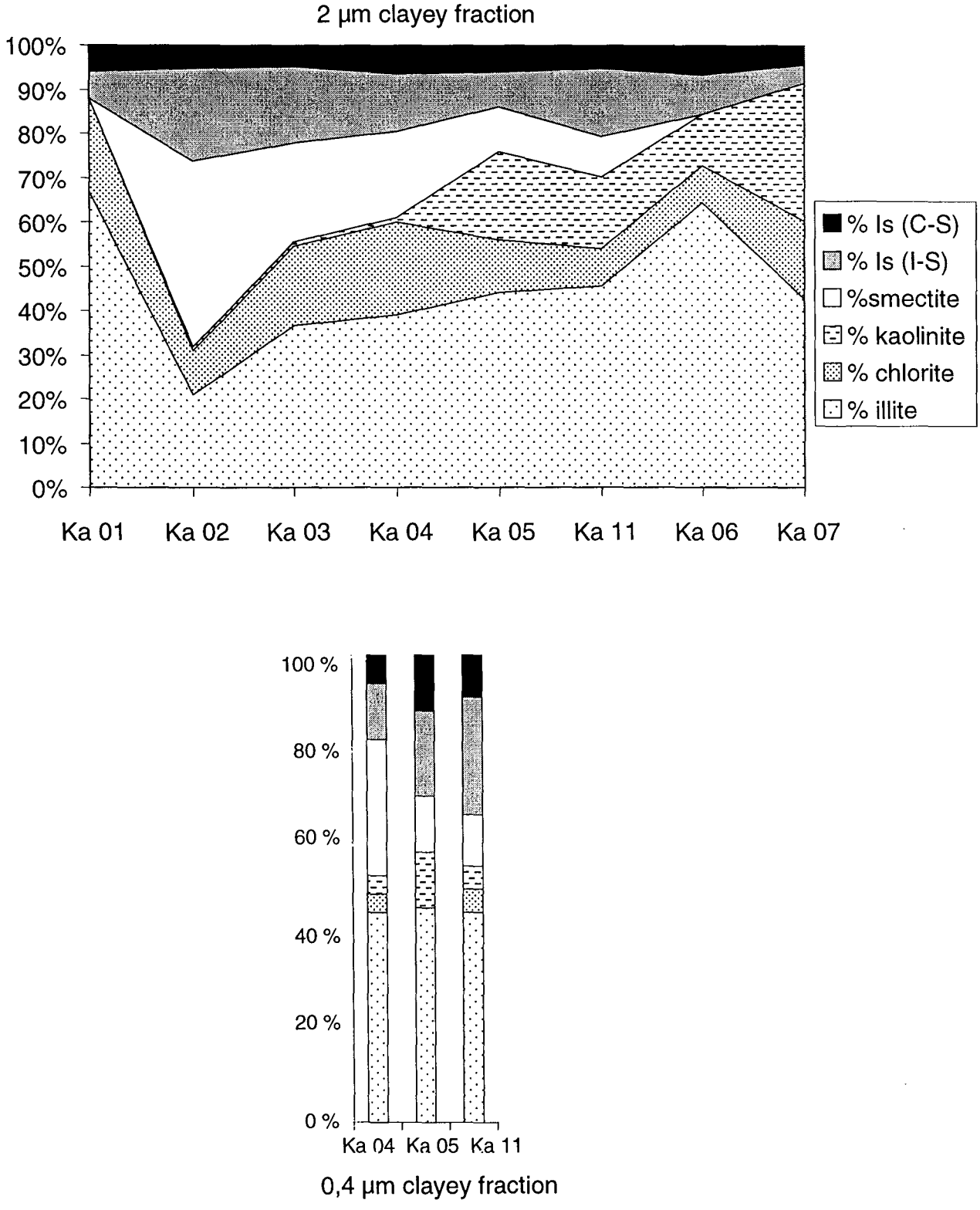


Fig. 7 Huyghe et al.

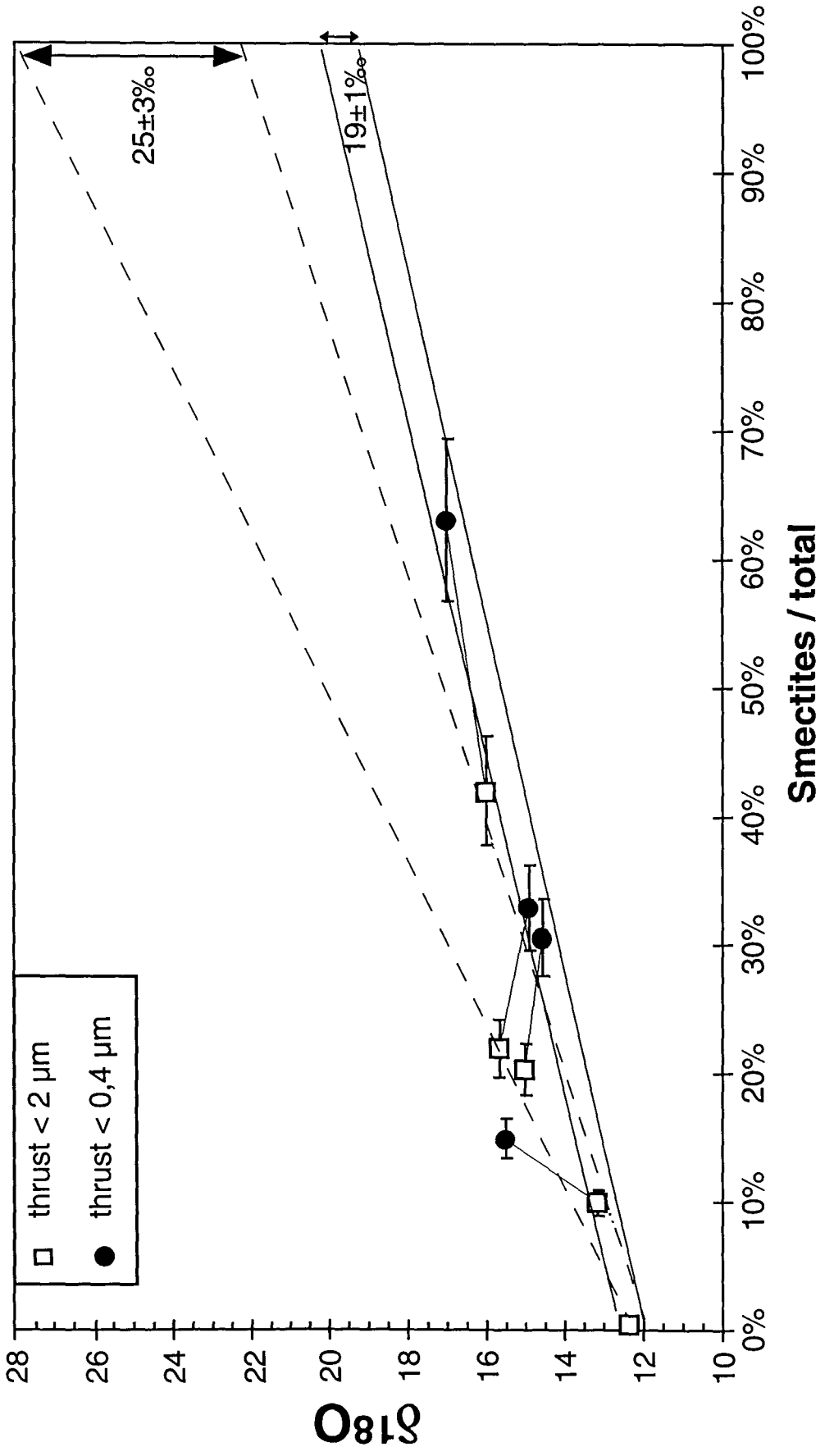
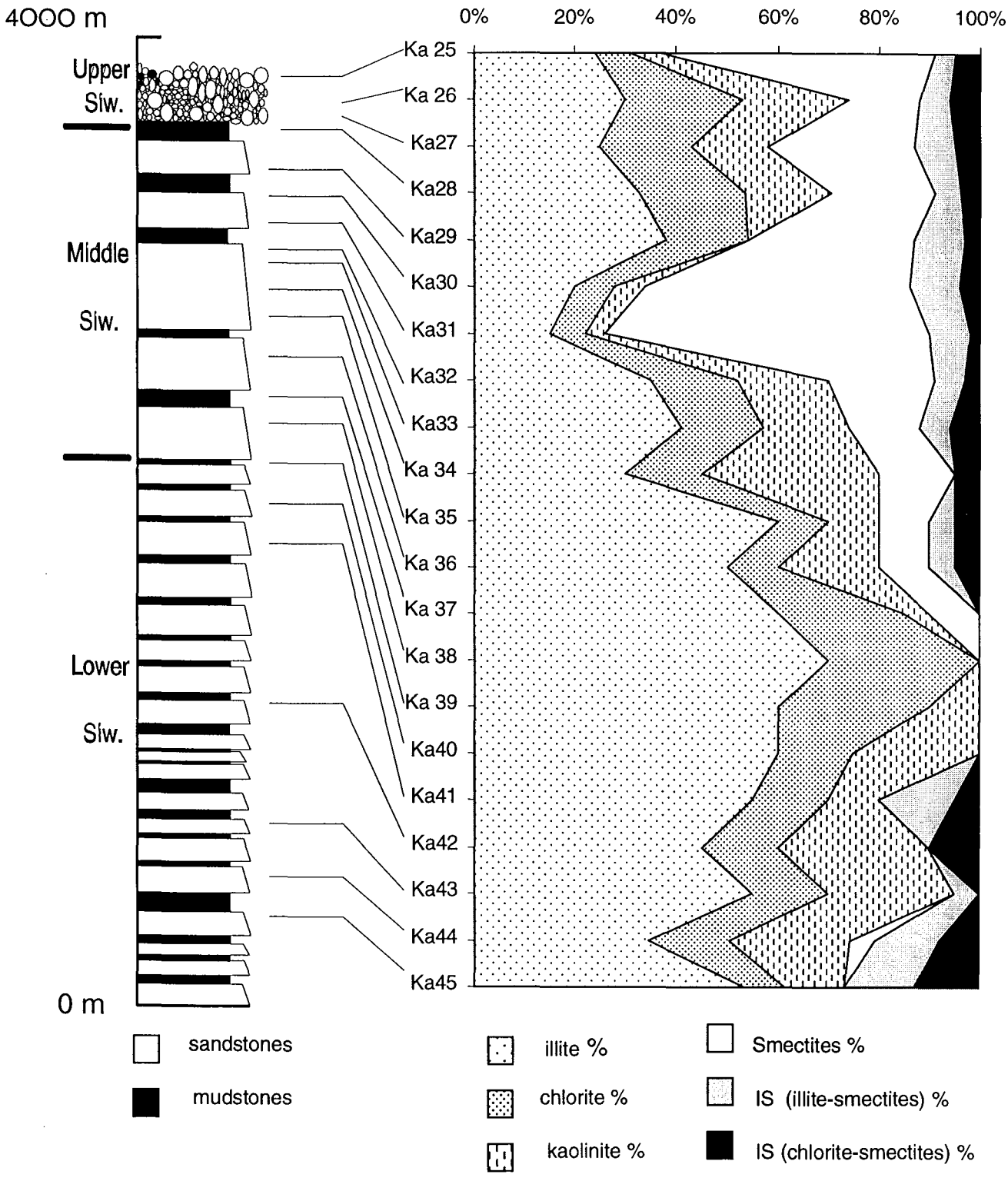


Fig. 8 Huyghe et al.



Annexe III :

GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya (1997).

Bilham R.; Larson K. M.; Freymueller J. T.; Jouanne F.; Le Fort P.; Leturmy P.; Mugnier J-L.; Gamond J-F.; Glot J-P.; Martinod J.; Chaudury N. L.; Chitrakar G. R.; Gautam U. P.; Koirala B. P.; Pandey M. R.; Ranabhat R.; Sapkota S. N.; Shrestha P. L.; Thakuri M. C.; Timilsina U. R.; Tiwari D. R.; Vidal G.; Vigny C.; Galy A. et de Voogd B

Nature, 386, pp 61-64

GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya

Roger Bilham*, Kristine Larson†, Jeffrey Freymueller‡ & Project Idylhim members§

* *CIRES and Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado 80309, USA*

† *Department of Aerospace Engineering Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado 80309, USA*

‡ *Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, Alaska 99775, USA*

The high elevations of the Himalaya and Tibet result from the continuing collision between India and Asia, which started more than 60 million years ago[1–4]. From geological and seismic studies of the slip rate of faults in Asia[5], it is believed that approximately one-third of the present-day convergence rate between India and Asia ($58 \pm 4\,mm\,yr^{-1}$) is responsible for the shortening, uplift and moderate seismicity of the Himalaya. Great earthquakes also occur infrequently in this region, releasing in minutes the elastic strain accumulated near the boundary zone over several centuries, and accounting for most of the advance of the Himalaya over the plains of India. The recurrence time for these great earthquakes is determined by the rate of slip of India beneath Tibet, which has hitherto been estimated indirectly from global plate motions[6], from the slip rates of faults in Asia[7,8], from seismic productivity[9], and from the advance of sediments on the northern Ganges plain[10]. Here we report geodetic measurements, using the Global Positioning System (GPS), of the rate of contraction across the Himalaya, which we find to be $17.52 \pm 2\,mm\,yr^{-1}$. From the form of the deformation field, we estimate the rate of slip of India beneath Tibet to be $20.5 \pm 2\,mm\,yr^{-1}$. Strain sufficient to drive one or more great Himalayan earthquakes, with slip similar to that accompanying the magnitude 8.1 Bihar/Nepal 1934 earthquake, may currently be available in western Nepal.

In March 1991 we used Global Positioning System (GPS) geodesy to measure the relative positions of 24 points in India, Nepal and Tibet. Some of these points were remeasured in 1992[11] and in 1995, and additional points were installed in November 1995 in collaborative programmes between US, Nepalese, Indian, Chinese and French teams. Data were obtained in five 8-h sessions in 1991 and 1992 and for three to five consecutive 24-h sessions in 1995. We occupied a central point near Kathmandu (NAGA) continuously during each survey relative to which all positions are referred. The data from all surveys were analysed with the GIPSY software[12], using an estimation strategy summarized in ref. 13, and orbital data from the global tracking network using a geodetic reference frame defined by ITRF94 (ref. 14).

For 20 points common to the 1994 and 1991 surveys the mean formal uncertainty in northward velocities relative to NAGA is $\pm 1.1\,mm\,yr^{-1}$, and $\pm 1.8\,mm\,yr^{-1}$ for eastward components, considerably smaller than previous GPS measurements in the Himalaya[15]. The maximum observed convergence velocity between northern India and southern Tibet is $18.2 \pm 2\,mm\,yr^{-1}$ at $13° \pm 4°$. Mean velocity uncertainties relative to Bangalore, southern India (the nearest permanent site), are $\pm 1.9\,mm\,yr^{-1}$ north and $\pm 2.3\,mm\,yr^{-1}$ east (Fig. 1). In southern Nepal, convergence velocities

§ P. Jouanne (Univ. Savoie, Chambiry, France), P. Le Fort, P. Leturmy & J. L. Mugnier (LGCA-CNRS, UJF, Grenoble, France), J. F. Gamond, J. P. Glot & J. Martinod, (LGIT-CNRS, UJF, Grenoble, France), N. L. Chaudury, G. R. Chitrakar, U. P. Gautam, B. P. Koirala, M. R. Pandey, R. Ranabhat, S. N. Sapkota, P. L. Shrestha, M. C. Thakuri, U. R. Timilsina & D. R. Tiwari (Dept Mines and Geology, Kathmandu, Nepal), G. Vidal (ENS Lyon, France), C. Vigny (ENS Paris, France), A. Galy (CRPG-CNRS, Nancy, France), B. de Voogd (Univ. Pau, France).

letters to nature

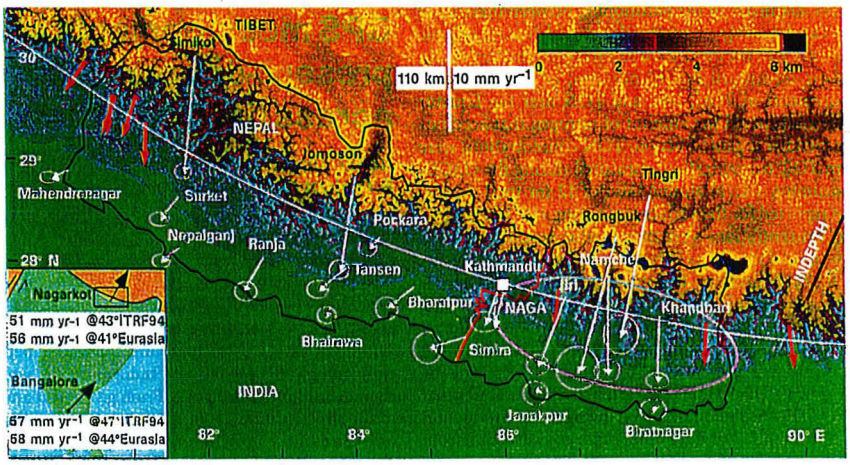


Figure 1 Himalayan GPS velocity vectors (white lines with arrowheads) 1991–95 relative to Bangalore. The levelling line (see text; red) passes near Nagarkot (white square, NAGA, to which GPS processing was referenced) and the western edge of the inferred rupture of the 1934 earthquake (large ellipse). White line, small-circle approximation for the Himalayan arc; black line, INDEPTH seismic profile[26]; red arrows, slip vectors for moderate earthquakes[15] since 1960. Inset, location map showing Bangalore and Nagarkot vectors[18,19] for ITRF94 and for a no-net-rotation frame for Eurasia fixed with uncertainties of 4 mm in scale and 5° in azimuth. Error ellipses are one standard deviation; the colour scale indicates elevation in kilometres.

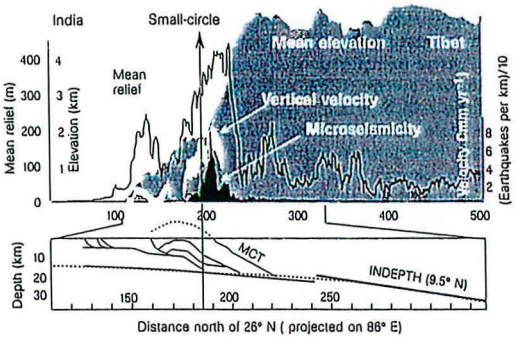


Figure 2 Top, levelling data (white envelope), seismic data[23] (black envelope), mean elevation data (shaded) and topographic relief (0.05° digital terrain data) at 86° ± 1° E. The high peaks of the Himalaya are found close to the edge of the Tibetan plateau, 20–30 km north of the region of maximum relief. A small-circle fit to maximum Himalayan stream gradients and moderate seismicity[24] intersects the section near maximum downslope tilts (2.5 μrad yr⁻¹) in the vertical velocity field. Bottom, a typical geological section for eastern Nepal[25] (MCT, Main Central Thrust) and the estimated dip of the upper surface of the Indian plate from the INDEPTH seismic profile[26] (see Fig. 1), using the small-circle approximation for the Himalayan arc to project at 86° E. Dashed line, polynomial fit used to approximate flexure of the Indian plate used in Fig. 3.

are low but approximately arc-normal. In contrast, the mean convergence velocity for points on the southern margin of the Tibetan plateau is apparently directed at the approaching Indian plate (17° ± 4°), arc-normal in eastern Nepal but trending 22° east of arc-normal in western Nepal, not significantly different from the slip vectors of published focal mechanisms for nearby thrust earthquakes[16]. Focal mechanisms for moderate earthquakes along the Himalayan arc approximate arc-normal slip which, if India is assumed rigid, requires ~N100° E extension of the southern Tibetan plateau at a rate approximating the rate at which India collides with Tibet[17–19]. Thus if extension occurs steadily, Simikot and Tingri should recede from each other at ~7 ± 2 mm yr^{-1}. That these points currently converge at 3 ± 3 mm yr^{-1} requires episodic and/or heterogeneous east–west extension of southern Tibet.

GPS data from NAGA and Bangalore were used recently to confirm[20] the NUVEL1 hypothesis that India rotates anticlockwise relative to the Australia plate[6]. The data we have since collected at Bangalore confirm NUVEL1 motions in southern India, but it is clear that NAGA, which approaches Bangalore at 5.0 ± 1.5 mm yr^{-1}, is within the deforming zone between India and Eurasia, consistent with earlier findings that minor deformation occurs in the Lesser Himalaya[21]. The eastward motion of our points in Nepal and south central Tibet relative to Eurasia, assuming no net rotation of India and Eurasia, is 25 ± 5 mm yr^{-1}.

Because we may have incompletely sampled deformation in southern Tibet, our GPS data do not provide an upper bound to the rate at which India slips beneath Tibet. But, if we assume that the slip of India beneath Tibet can be approximated by slip on a subsurface dislocation (a mathematically convenient but by no means unique explanation for surface deformation), a strong constraint occurs because the maximum uplift rate in the vertical velocity field, and the maximum gradient in the horizontal velocity field, overlie the tip of an active subsurface dislocation[22,23]. Moreover, if the dip of the dislocation is shallow (<15°) the horizontal deformation field is approximately antisymmetric about the tip of this dislocation, permitting data from the south of the dislocation to yield approximate constrains on deformation to its north.

Vertical uncertainties in the GPS data are large (>5 mm yr^{-1}), partly due to uncertainties in the phase centres of some of the antennas used, and these data are inadequate to constrain models of subsurface deformation. Recent spirit-levelling data (Fig. 2) obtained by the Nepalese Survey Department (1977–95), however, confirm a previously identified 40-km wavelength region of uplift in northern Nepal rising at a peak rate of 7 ± 3 mm yr^{-1} relative to the

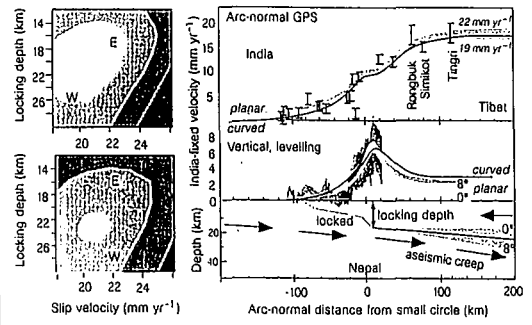


Figure 3 Right, surface deformation resulting from subsurface creep on planar and curved dislocations compared to GPS horizontal velocities and levelling data. Left, shaded regions correspond to 68%, 90% and 99% confidence intervals that satisfy synthetic and observed deformation for a planar dislocation dipping 4° northwards (upper left) and for a curved dislocation (lower left) steepening from 3° northwards at the locking depth to 9° northwards beneath southern Tibet. A deeper locking depth in western Nepal (W) than in eastern Nepal (E) is indicated by the GPS data (68% confidence open ellipses, left) if constraints from the vertical data are ignored.

Indian border. Interestingly, the location of peak uplift corresponds to a maximum in arc-normal Himalayan relief (Fig. 2). The central segment of the Himalayan arc follows a 1,696-km-radius small-circle defined by a belt of moderate Himalayan earthquakes and maximum river gradients[34] which intersects the levelling line ~15 km south of this peak uplift. The similarity in wavelength of the mean arc-normal relief and vertical deformation field, and the correspondence between maximum southward tilt (2.5 μrad yr^{-1}) and maximum stream gradients, suggests that the deformation field we observe is not a transient feature of Himalayan uplift as we might suspect from the brief 18-yr duration of these interseismic measurements. One of several mechanisms that could account for the observed coincidence is that the region may be repeatedly taken close to its elastic limit, with average uplift equal to half its pre-seismic peak value of 2–5 m (assuming 7 ± 3 mm yr^{-1} for, say, 300–500 yr). If a fraction of this uplift were non-recoverable inelastic deformation, permanent uplift of the region would mimic the form of the interseismic deformation field.

To reconcile the levelling data with the GPS data we projected both onto a cross-section parallel to the mean convergence direction at 86° E, using the above small-circle approximation to correct for the curvature of the Himalaya (Fig. 1). The projected horizontal and vertical deformation data were then compared to the surface deformation accompanying slip on a planar dislocation (the simplest of possible slip geometries) locked below, and south of, the region of maximum uplift. A dislocation dipping at 4° ± 4° to the north best fits the data with a slip rate of 20.5 ± 2 mm yr^{-1} and a locking depth of 20 ± 4 km (Fig. 3). When the vertical deformation data are ignored, independent best fits to the GPS data from eastern Nepal favour slip at 22 ± 3 mm yr^{-1} starting at 17 ± 4 km depth dipping to the north at 4° ± 4°, but the data from western Nepal require deeper locking depths (24 ± 4 km). Whereas slip on a curved dislocation surface dipping increasingly to the north (approximating the flexure of a descending Indian plate) is permitted by the data, we can exclude the possibility of active creep on dislocations at 10–20 km depths dipping to the north at 10°–30°, on which moderate seismicity has been observed in the past century. Satisfactory models for a curved dislocation have a slip velocity of 20.5 ± 1 mm yr^{-1} and starting dip of 4° ± 2° to the north (compare ref. 25) at a locking depth of 21 ± 2 km, and increase smoothly in dip to 9° northward at a distance of 150 km north of the locking depth (compare ref. 26).

More complex geometries and slip distributions, such as those as have been proposed to explain the vertical velocity data[21] cannot be constrained uniquely by our sparse horizontal GPS data, although we can exclude significant creep on surfaces dipping more than 9° northward. Moreover, convergence south of the Himalayan boundary thrusts in western Nepal (Fig. 1) and its absence in eastern Nepal reveals that deformation is not identical in both regions, indicating spatial and/or temporal variations in the convergence process. Synforms and antiforms with wavelengths of less than 100 km imply along-arc heterogeneity[25,27], but microseismic data in the Himalaya that might assist our identification of active subsurface geometries are insufficiently detailed except for the region near Kathmandu[28]. A deep focus magnitude $M = 6.5$ earthquake occurred in 1988 in southeastern Nepal[29,30] near the southern rupture limit of the great 1934 Bihar/Nepal earthquake. Although this event was too small to produce regionally significant surface deformation, viscoelastic relaxation of the region following the 1934 earthquake may partly be responsible for this event, and for observed differences in deformation style in eastern and western Nepal. Numerical estimates of viscous processes are hindered by incomplete information on the 1934 rupture geometry and slip distribution[31].

The locking depth, an arc-parallel line in our two-dimensional model for sub-Tibetan slip, may correspond to the northern limit of rupture during the great 1934 Bihar/Nepal event. Assuming that rupture does not propagate south of the main frontal thrusts of the southern Himalaya[32], or significantly north of this locking depth, the down-dip width of the 1934 rupture zone is estimated to be less than 90 km. This is 20% shorter than previous estimates, requiring estimates of co-seismic slip and renewal time based on seismic energy release from these events to be increased accordingly. In western Nepal there have been no recent great earthquakes for 200 years and perhaps for much longer. Earthquakes in 1803 (Uttarkashi) and 1833 (Nepal) have been assigned maximum magnitudes of $M = 7.7 \pm 0.2$ based on available historical data[9,33]. Magnitude estimates for earlier events are unavailable, although from readings of colonial and Indian archives it is considered unlikely that a $M > 8$ event beneath the Kumaun Himalaya or western Nepal would have escaped mention in the past 350 years. Hence, one or more great earthquakes in western Nepal, if they occurred today, would release >6 m (refs 33, 34) of co-seismic displacement, similar to other $M > 8$ Himalayan events that have occurred in the past 100 years. □

Received 31 July 1996; accepted 23 January 1997.

1. Molnar, P. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 12, 489–518 (1984).
2. Molnar, P. *J. Himalayan Geol.* 1, 131–154 (1990).
3. Harrison, M. T., Copeland, P., Kidd, W. S. F. & Yin, A. *Science* 255, 1663–1670 (1992).
4. Ni, J. F. *Proc. Ind. Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 98, 71–89 (1989).
5. Molnar, P. & Tapponier, P. *Science* 189, 149–426 (1975).
6. DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. & Stein, S. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478 (1990).
7. Molnar, P. & Tapponier, P. *J. Geophys. Res.* 83, 5361–5375 (1978).
8. Avouac, J.-P. & Tapponier, P. *Geophys. Res. Lett.* 20, 895–898 (1993).
9. Molnar, P. & Deng, Q. *J. Geophys. Res.* 89, 6203–6228 (1984).
10. Lyon Caen, H. & Molnar, P. *Tectonics* 4, 513–518 (1985).
11. Jackson, M. & Bilham, R. *Geophys. Res. Lett.* 21, 1169–1172 (1994).
12. Lichten, S. M. & Border, J. S. *J. Geophys. Res.* 92, 12751–12762 (1987).
13. Larson, K. M. & Freymueller, J. *Geophys. Res. Lett.* 22, 37–40 (1995).
14. Boucher, C., Altamimi, Z., Feissel, M. & Sillard, P. *Results and Analysis of the ITRF94* (IERS Tech. Note 20 IERS Central Bureau, Observatoire de Paris, 1996).
15. Anzidei, M. *Terra Nova* 6, 82–89 (1994).
16. Molnar, P. & Lyon Caen, H. *Geophys. J. Int.* 99, 123–153 (1989).
17. Armijo, R., Tapponier, P., Mercier, J. L. & Tonglin, H. *J. Geophys. Res.* 91, 13803–13872 (1986).
18. England, P. C. & Houseman, G. A. *J. Geophys. Res.* 91, 3664–3676 (1986).
19. Molnar, P. & Tapponier, P. *Geology* 5, 212 (1977).
20. Freymueller, J. *et al. Geophys. Res. Lett.* 23, 3107–3110 (1996).
21. Jackson, M. & Bilham, R. *J. Geophys. Res.* 99, 13897–13912 (1994).
22. Savage, J. C. *J. Geophys. Res.* 88, 4984–4996 (1983).
23. Okada, Y. *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 1135–1154 (1985).
24. Seeber, L. & Gornitz, V. *Tectonophysics* 92, 335–367 (1983).
25. Schelling, D. *Tectonics* 11, 925–943 (1992).
26. Makovsky, Y., Klemperer, S. L., Liyan, H., Deyuan, L. & Project INDEPTH team *Tectonics* 15, 997–1005 (1996).
27. Johnson, M. R. W. *Tectonophysics* 239, 139–147 (1994).
28. Pandey, M. R. *et al. Geophys. Res. Lett.* 22, 751–754 (1995).
29. Pandey, M. R. & Nicolas, M. (Rep. 2, Dept. Mines and Geology, HMG Nepal, Kathmandu, 1988).

letters to nature

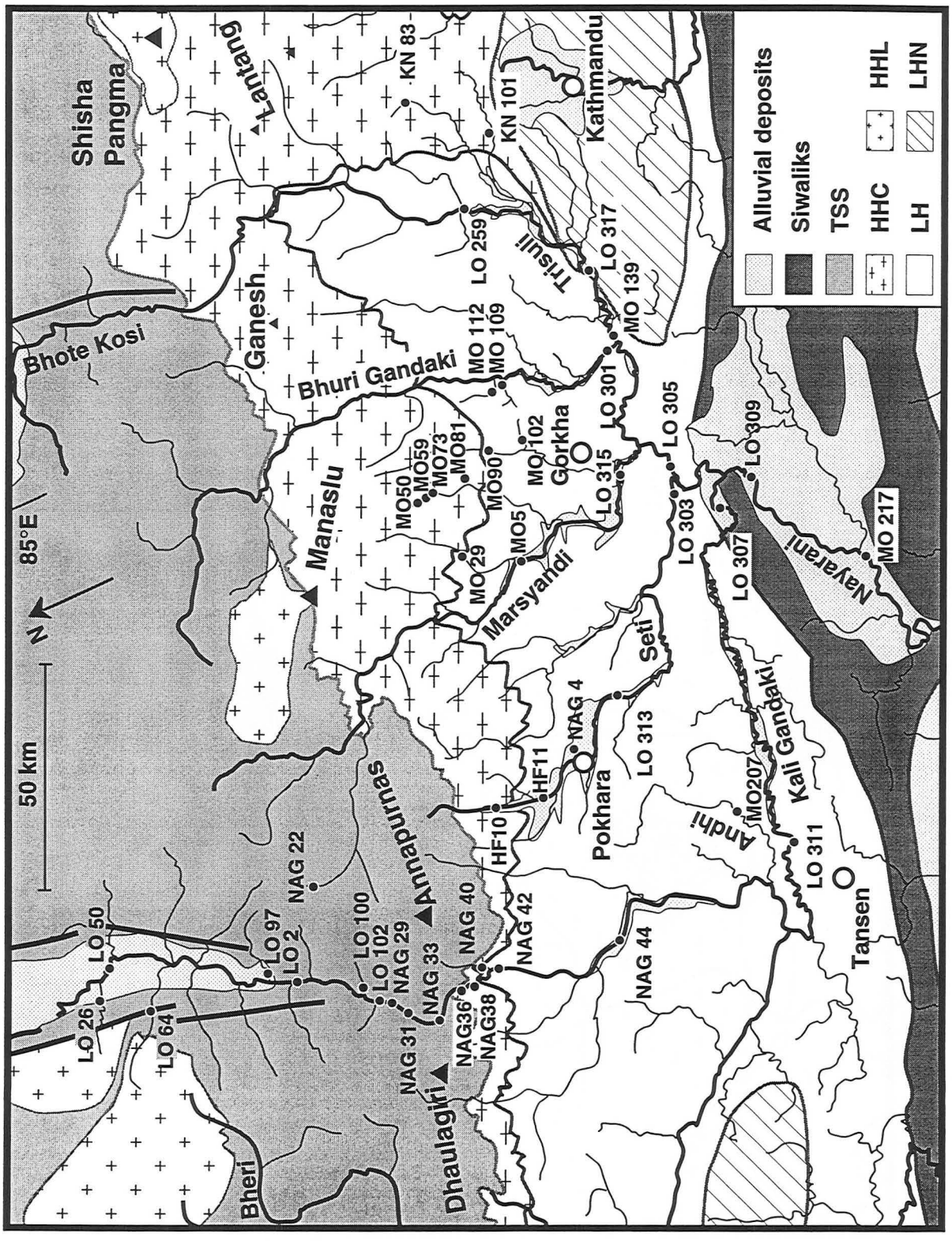
30. Banerjee, S. N. & Chakravarti, P. (eds) *Bihar-Nepal Earthquake 20 August 1988* (Spec. Publ. 31, Geol. Surv. India, Calcutta, 1993).
31. Yu, Tingto thesis, Univ. Colorado (1995).
32. Bilham, R., Bodin, P. & Jackson, M. *J. Nepal. Geol. Soc.* 11, 73–88 (1995).
33. Khatri, K. N. *Tectonophysics* 138, 79–92 (1987).
34. Molnar, P. *Ann. Geophys.* 5, 663–670 (1987).

Acknowledgements. We thank the Survey Department and the Ministry of Mines and Geology, HMG, Nepal, for their participation in the 1991 and 1995 measurements and for their generous contributions of new data. M. Jackson, B. Washburn and P. Molnar made substantial contributions to the initial GPS network. W. Wang, P. Bodin and P. Sigmundsson gathered GPS data in Tibet, and V. Gaur, J. Paul and S. Jade contributed data from India. R. Bürgmann, F. Blume, D. Shelling, P. Molnar, J-P. Avouac and T. Herring provided insights into modelling and interpretation. This work was supported by the US NSF; we thank Trimble Navigation Solarex Corp. and Campbell Scientific Inc. for donations of equipment.

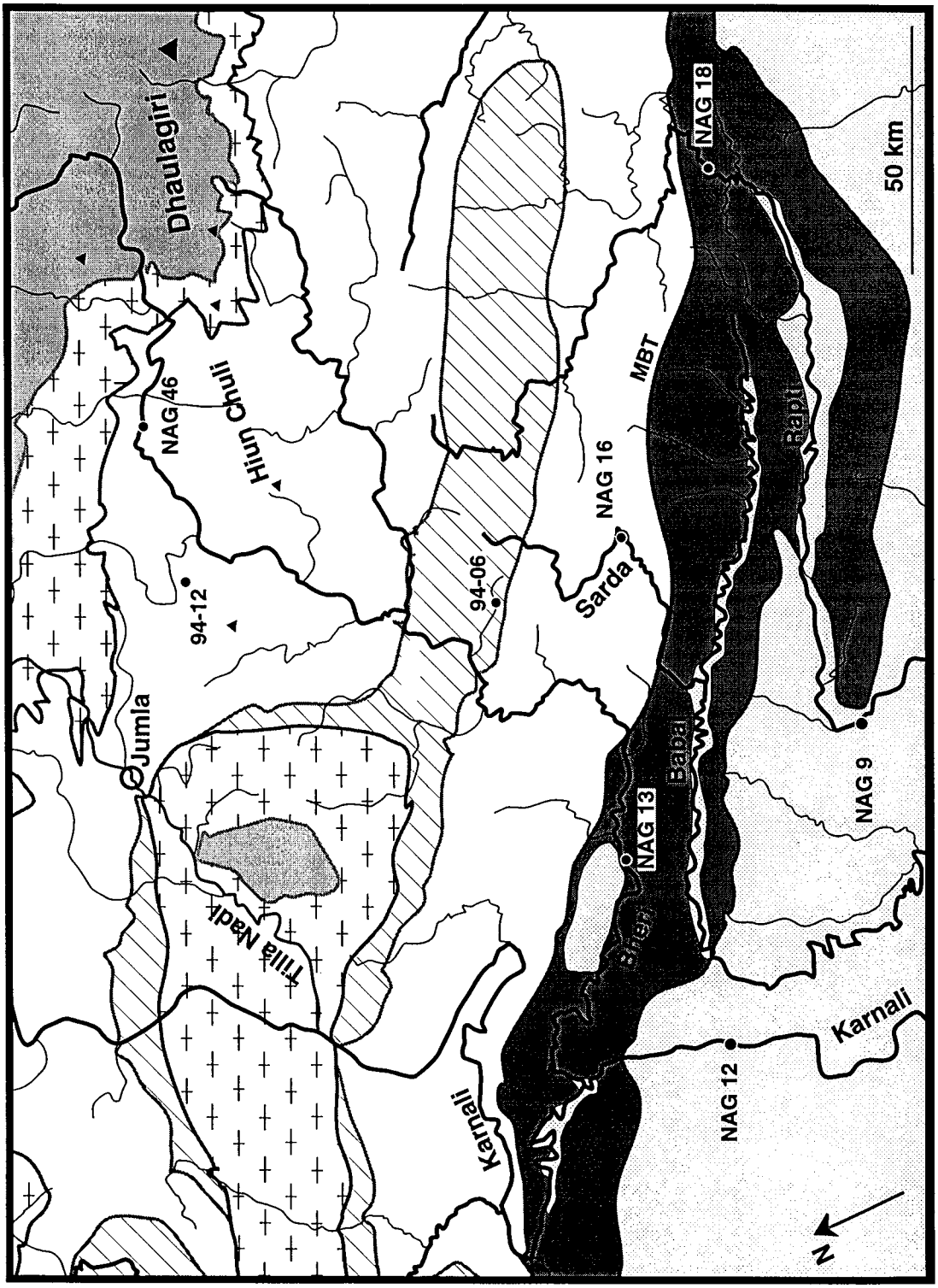
Correspondence should be addressed to R.G.B. (e-mail: bilham@stripe.Colorado.edu).

Annexe IV :

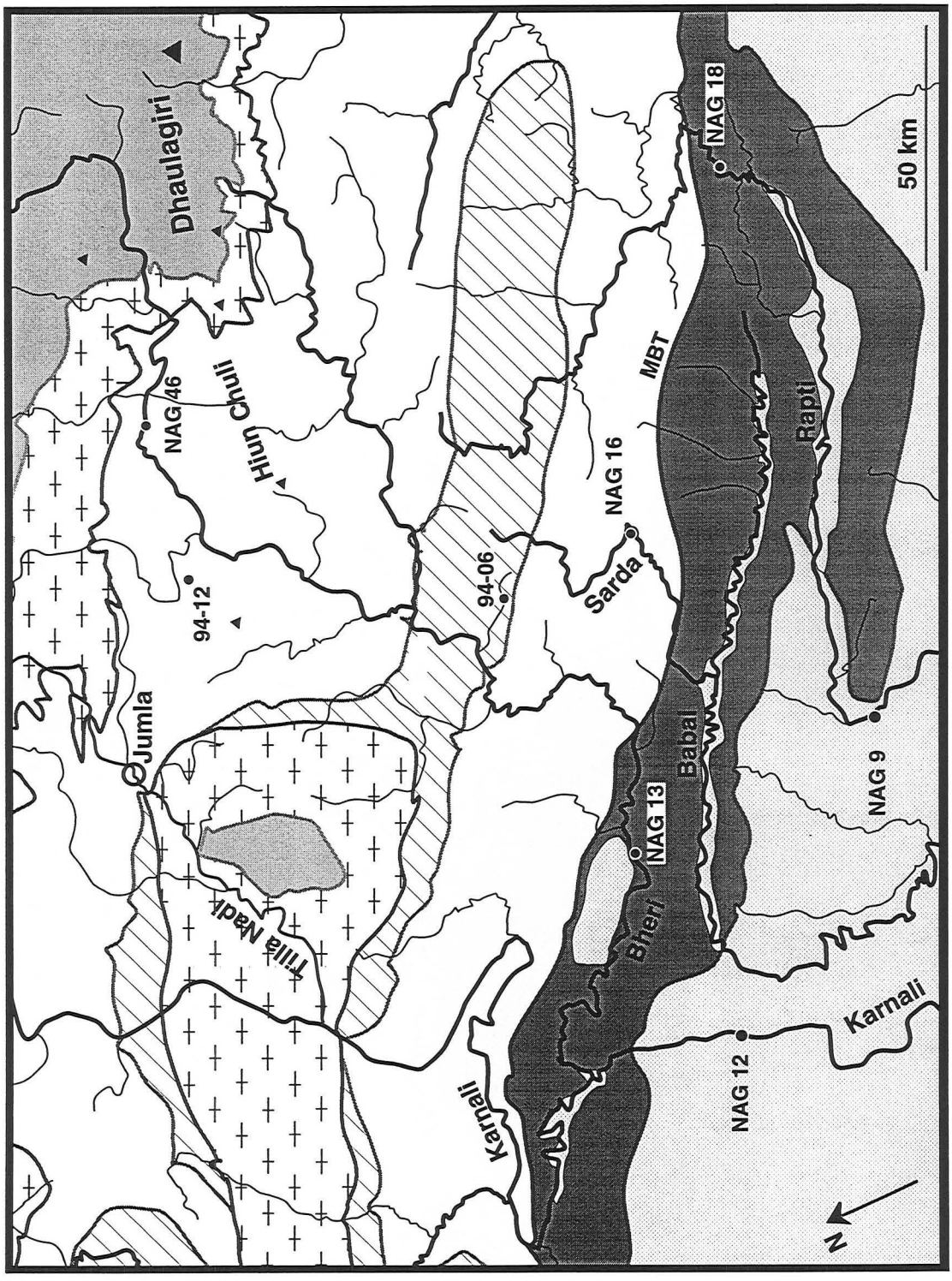
Cartes de localisation des échantillons de sédiments de rivières, de particules en suspension, de fractions silicatés séparées (<2 µm).



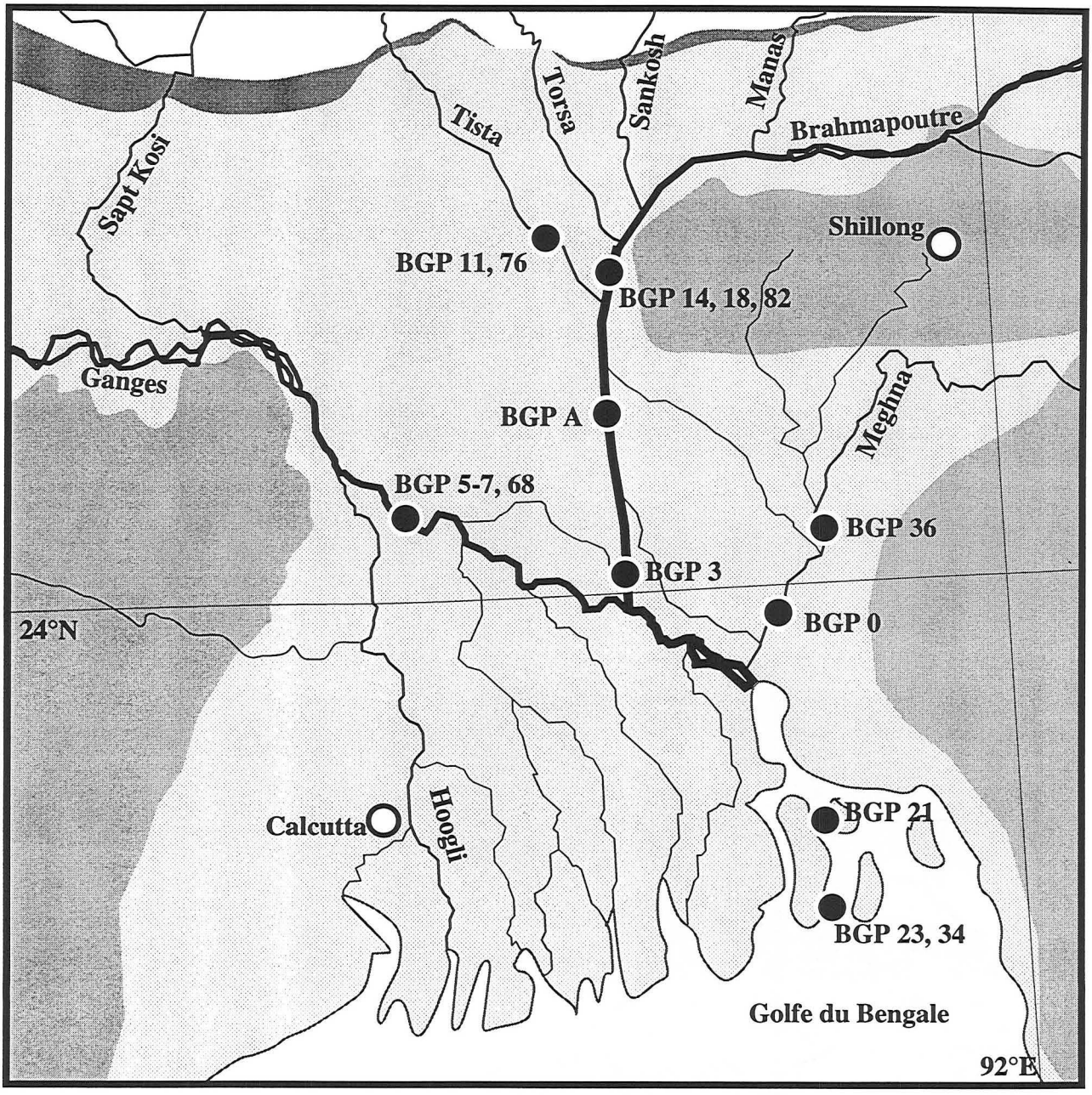
Localisation des échantillons de sédiment de rivière dans le bassin de la Narayani, Népal Central.



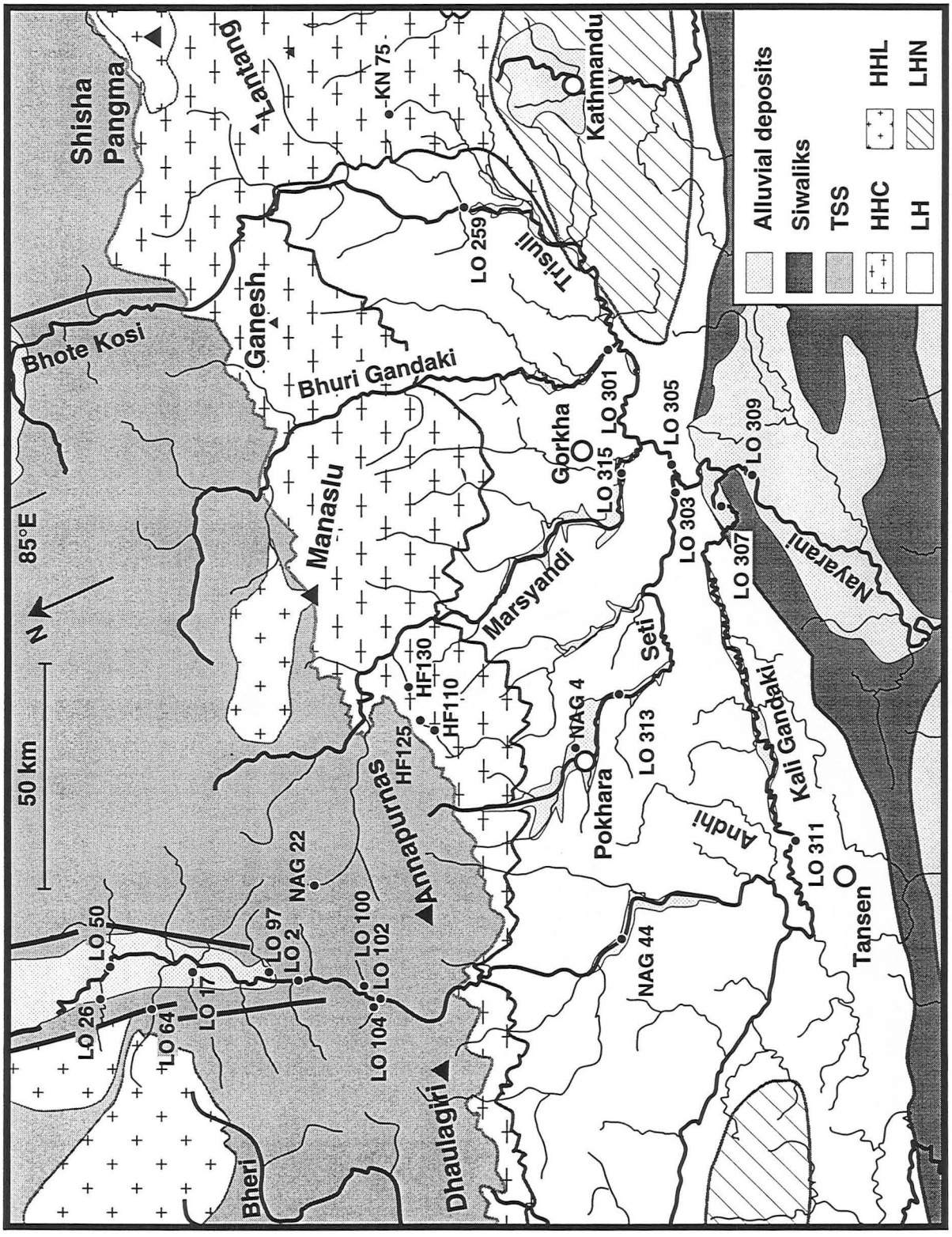
Localisation des échantillons de sédiment de rivière dans le bassin de la Karnali, Népal de l'Ouest.



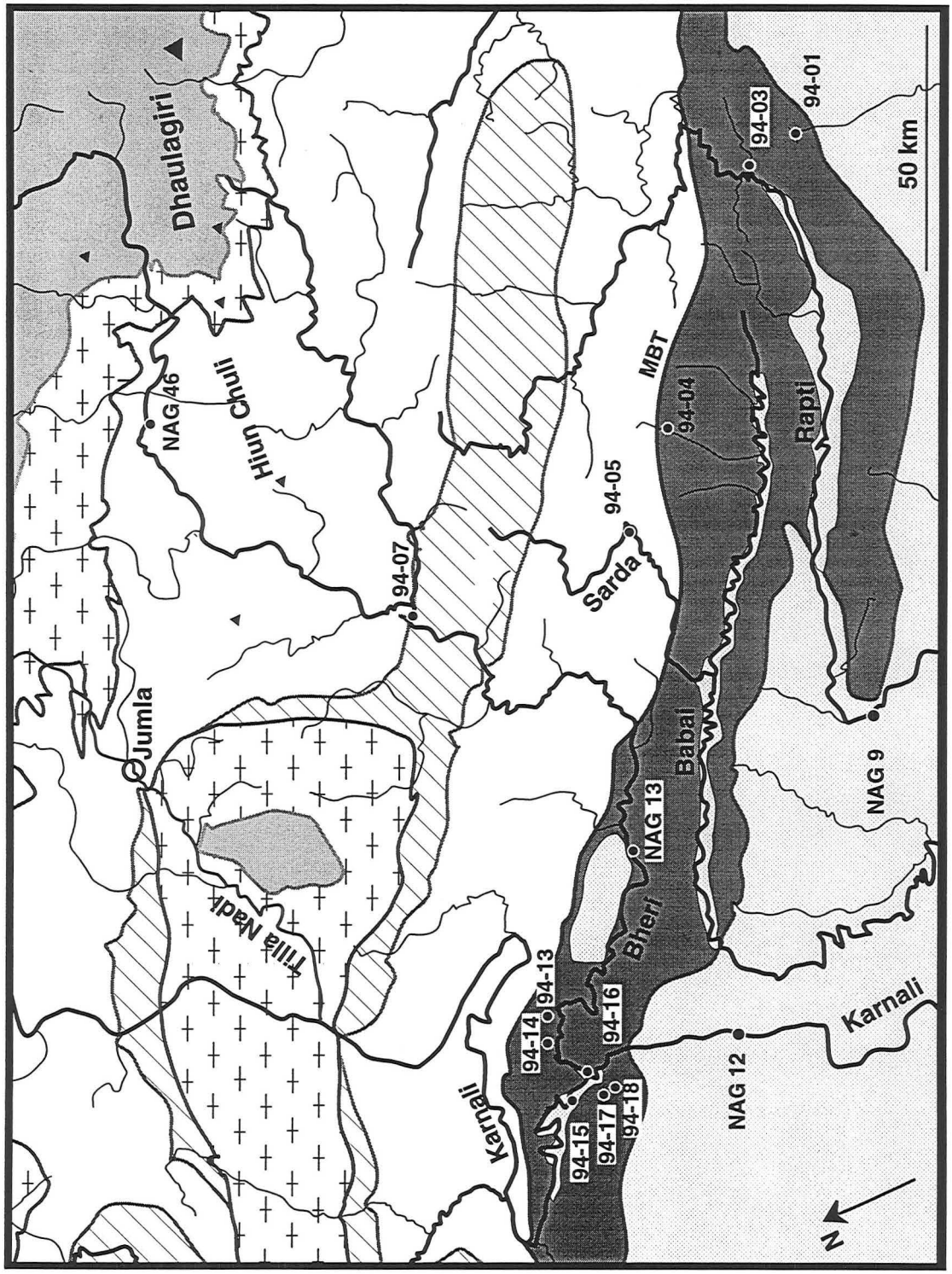
Localisation des échantillons de sédiment de rivière dans le bassin de la Karnali, Népal de l'Ouest.



Localisation des échantillons de sédiment de rivière et de matière en suspension au Blangadesh



Localisation des échantillons de fraction argileuse des sédiments de rivière dans le bassin de la Narayani, Népal Central.



Localisation des échantillons de fraction argileuse des sédiments de rivière dans le bassin de la Karnali, Népal de l'Ouest.

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur CHABAUX François, Professeur, Université Louis Pasteur Strasbourg,

Monsieur DUPRE Bernard, Directeur de Recherches, Université Paul Sabatier Toulouse.

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur GALY Albert

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Etude géochimique de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne."

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : **"GÉOSCIENCES"**

Fait à Vandoeuvre le, **23 Décembre 1998**

Le Président de l'I.N.P.L.,

J. HARDY

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE NANCY

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

TEL. 33/03.83.59.59.5
FAX. 33/03.83.59.59.5

Abstract :

The aim of this study was to give some new constrains on the Himalayan erosion, using the geochemistry of dissolved and particulate matter carried by Himalayan rivers. The main results are :

- The supended load is not representative of the total erosion load. For the Ganges-Brahmaputra (G-B), it represents less than 50 % of the total particulate discharge. The total erosion in the G-B is therefore 2.4 ± 0.5 10^9 ton/yr.
- The location of intense erosion corresponds to the location of heavy rain in the range or at the G-B scale. The erosion rate are 3.4 ± 0.7 mm/yr. for the Brahmaputra Himalaya and 2.3 ± 0.6 for the Ganges Himalaya while the runoff of these 2 domains are 2.1 and 1.2 m/yr., respectively. In central Nepal, erosion rates follow the climatic contrast between the south and the North flank of the range : the erosion of the South flank of the high range is more than 6 times higher than that of the North flank.
- The highest erosion rate is located just above the crustal ramp of the main Himalayan thrust, bellow the heaviest rain and on glaciated terranes. Tectonic convergence and the geometry of the crustal thrust focus the vertical uplift in the narrow zone of the south flank of the high range, where the erosion is twice more important than everywhere else.
- The Himalayan erosion is buffered by physical processes. For the G-B, more than 55% of the eroded carbonate are carried by the particulate phase and no more than 1.3% of the eroded silicate have been dissolved.
- The high erosion rate acts as a restriction of the weathering. In the south flank of the high range, where the erosion rate is the highest, the weathering of rocks is the lowest. This result implies that there is not a general and positive relationship between tectonic and weathering. This link is even more complex for the whole orogenic process since the weathering of highly divided material in the foreland basin has to be taken into account.

- The alkalinity flux corresponding to silicate weathering is 2.7 10^{11} mol/yr. corresponding to 2.3% of the global flux. The budget of the weathering implies a dominant contribution of the carbonate dissolution to the riverine chemistry and that weathered silicate are mostly sodic. The long term atmospheric CO_2 consumption by silicate weathering has been estimated to be 6.4 10^{10} mol/yr. for the whole G-B.
- 14 Eq% of the alkalinity corresponds to an abiotic alteration. The main is the sulfide oxidation that produces around 70% of the dissolved sulfate load of the G-B. Some metamorphic CO_2 degassing, along Tibetan graben account for less than 1% of the whole alkalinity, but is locally significant.
- Dissolved Sr budget and silicate alkalinity budget are uncoupled. An incongruent dissolution of carbonate in the Tibetan part of the range is the main source of dissolved Sr while the small weathering of old crustal terranes (> 2Ga) on the south flank acts as a ^{87}Sr spike for the Himalayan rivers. The G-B (6.5 10^8 mol/yr. of dissolved Sr with $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.730$) plays a key role of the Sr oceanic budget but has a few impact on the alkalinity.
- The global impact on the carbon cycle by the Himalayan erosion lies in its ability to preserve and bury organic carbon. This burial is one order of magnitude higher than the long term atmospheric CO_2 consumption by silicate weathering and represents 5% of the global C burial. This enhanced C removal from the ocean-atmosphere reservoir by the erosion of the Himalaya could be sufficient to destabilize the global carbon cycle.

Résumé :

L'étude de la géochimie des particules exportées par les rivières himalayennes ainsi que la chimie des éléments dissous ont permis de préciser la quantification du couplage entre la tectonique active, caracteristique de l'Himalaya et le climat ainsi que de définir les principaux processus qui caractérisent l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne. Les caractéristiques principales de l'érosion de la chaîne himalayenne sont :

- Un important fractionnement minéralogique entre la matière en suspension et la charge de fond des rivières. Pour l'ensemble du Gange-Brahmapoutre (G-B), le transport par les MES est < 50 % de l'érosion totale qui est de $2.4 \pm 0.5\ 10^9$ tonnes/an pour le bassin du G-B.
- La corrélation entre le taux d'érosion et l'intensité annuelle des précipitations, tant a l'échelle des larges bassins (G-B) qu'à l'intérieur de la chaîne. Le taux d'érosion de la chaîne est de 2.3 ± 0.6 mm/an pour la partie drainée par le Gange et de 3.4 ± 0.7 mm/an pour celle drainée par le Brahmapoutre alors que les écoulements spécifiques des parties himalayennes de ces fleuves sont respectivement de 1.2 et 2.1 m/an. Au Népal central, le flanc sud, soumis aux précipitations de mousson, s'érode plus de 6 fois plus vite que le flanc nord, soumis à un climat aride et sec.
- Un taux maximal d'érosion physique localisée à l'endroit où la surrection tectonique, les précipitations et les glaciers sont les plus importants. C'est à l'aplomb de la rampe crustale du chevauchement himalayen (MHT) que se trouve la haute chaîne, les plus fortes précipitations et les glaciers. A cet endroit, l'érosion physique est au moins 2 fois plus élevée que dans le reste de la chaîne.
- Une érosion dominée par le broyage mécanique et non l'altération et la pédogenèse. Pour l'ensemble du G-B, plus de 55% des carbonates sont érodés et transportes sous forme particulaire et seulement 1.3% des silicates sont dissous.
- La limitation de l'altération par la forte érosion physique. Le flanc sud de la haute chaîne est caractérisé par la plus faible altération et la plus forte érosion. Dans la chaîne, le couplage tectonique-altération montre un seuil au delà duquel la tectonique limite l'altération. L'altération du matériel himalayen a principalement lieu dans le bassin d'avant chaîne.

- Le flux d'alcalinité liée a l'altération des silicates est de $2.7\ 10^{11}$ mol/an ce qui représente 2.3% du flux global. Le bilan de l'altération implique une forte dominance de l'altération des carbonates et un caractère surtout sodique des silicates dissous. La consommation a long terme de CO_2 atmosphérique par l'altération dans le bassin du G-B est de $6.4\ 10^{10}$ mol/an.
- Une altération abiotique qui représente 14 Eq% de l'alcalinité. L'oxydation des sulfures des séries sédimentaires, principalement, dans la partie tibétaine de la chaîne produit 70% des sulfates dissous du G-B. Des émanations de CO_2 métamorphique, lie a la décarbonatation en profondeur, peuvent localement contribuer a l'altération.
- Le découplage du budget du Sr dissout et celui de l'alcalinité liée aux silicates. L'altération des carbonates dans la partie aride de la chaîne est incongruente et libère une quantité importante de Sr faiblement radiogénique alors qu'une faible altération des terrains silicates anciens (> 2Ga) joue le rôle de spike de ^{87}Sr. Ainsi le G-B ($6.5\ 10^8$ mol/an de Sr et un $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.730$) a un impact primordial sur le budget océanique du Sr.
- La prépondérance de l'enfouissement de C organique par rapport à l'altération vis à vis du cycle du carbone. L'érosion physique de l'orogenèse maintient des taux de sédimentation tres élevés dans le bassin d'avant chaîne et le cône du Bengale. L'enfouissement et la préservation de carbone organique actuel est d'un ordre de grandeur plus élevée que la consommation de CO_2 atmosphérique via l'altération. Elle représente une faible quantité (5%) de l'enfouissement global, cependant suffisante pour engendrer une perturbation dans le cycle naturel du carbone.