

Nancy-Université
INPL

CRPG



THESE

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité Géosciences

**Source, transport et enfouissement du carbone organique lors
de l'érosion continentale : l'exemple du système himalayen**

par

Valier GALY

Soutenue publiquement au CRPG le 27 Juin 2007

Composition du Jury :

Rapporteurs :

Philippe BERTRAND
Bernard DUPRÉ

Directeur de Recherche, EPOC-CNRS, Bordeaux
Directeur de Recherche, LMTG-CNRS, Toulouse

Examineurs :

François CHABAUX
Timothy EGLINTON

Professeur, Université Louis Pasteur, CGS, Strasbourg
Senior Scientist, WHOI, Woods Hole, (USA)

Invité :

Hermann KUDRASS

Professeur, BGR, Hannover (Allemagne)

Directeurs :

Christian FRANCE-LANORD
Pierre FAURE

Directeur de Recherche, CRPG-CNRS, Nancy
Chargé de Recherche, G2R, Nancy

"Ad augusta per angusta"

Devise de Norbert Casteret, (1897-1987)

Prologue

"J'allais frapper un second coup dans le vif de la pierre, quand j'aperçois à sa surface une saillie rougeâtre; je regarde de plus près : je reconnais un tronçon de polypier que je pris d'abord pour le millépore cellulaire. Je regarde encore, et je vois la valve supérieure d'une huître remplie d'orthocératites, puis des fragments d'un madrépore qui ressemble au Madrépore fassiculaire, puis d'autre zoophites brisés que je n'ai pu déterminer, puis quelques portions d'echinites qu'il n'est pas moins difficile de rapporter à leur espèce... Je m'écrie, j'appelle mes compagnons, je les rassembles sur ces rochers tout empâtés des débris du règne organique. Je leur montre ces vénérables restes qui acquièrent dans les flancs du Mont-Perdu une importance toute particulière. On se répend sur le promontoire; on arrache à l'envi tout ce qui se distingue de la substance de la pierre, et travaillant moi même avec une ardeur nouvelle, au milieu de ces ardents travailleurs, je jouissais d'un bonheur que personne ne peut partager avec moi : celui d'avoir ouvert un si beau champ d'observations à des successeurs qui peut être y verront un jour, ce que l'état actuel de nos connaissances ne nous permet pas de voir."

Ramond de Carbonnières, 1801

Voyages au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées

Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier les deux rapporteurs de ce manuscrit, Philippe Bertrand et Bernard Dupré, pour avoir accepté d'évaluer mon travail. Je remercie également François Chabaux, Timothy Eglinton et Hermann Kudrass d'avoir bien voulu faire partie du jury de soutenance de cette thèse.

Pierre Faure et Christian France-Lanord, mes deux directeurs de thèse, m'ont donné la chance et les moyens de pouvoir assouvir ma passion pour la recherche. Le volet "géochimie organique" de l'étude n'a pas été aussi étoffé que nous l'avions prévu initialement, en partie parce qu'il fallait d'abord "débroussailler le terrain". Je suis conscient de la frustration que cela a du générer pour Pierre et m'en excuse sincèrement. Christian a travaillé avec moi tout au long de cette thèse avec la passion qui le caractérise. Il m'a laissé beaucoup de latitude et porté une confiance très appréciable. En outre, grâce à son grand calme, il a réussi à canaliser mon entêtement de cazérien, au prix de nombreuses discussions animées. Enfin, et cela n'est pas le moindre de ses exploits, il a su éveiller en moi un très grand intérêt pour une des zones les plus plates de la Terre! De tout cela, Christian, je te suis très reconnaissant.

Ce travail de thèse est le fruit de nombreuses collaborations et n'aurait certainement pas abouti sans le concours technique et scientifique de tous ceux qui ont bien voulu porter un intérêt à mon sujet d'étude. Olivier Beyssac, Julien Bouchez, Pete Burnard, Louis François, Jérôme Gaillardet, Ananta Gajurel, Albert Galy, Mathieu Granet, Hermann Kudrass, Bruno Lartiges, Mustafizur Rahman, Sunil Singh, et Nathalie Vigier ont particulièrement oeuvré en ce sens et je les en remercie. Bien entendu les membres de l'équipe du laboratoire des Isotopes Stables, Agnès Brenot, Caroline Guilmette et Fabien Palhol, ont joué un rôle prépondérant tant d'un point de vue scientifique et technique que par le soutien qu'ils ont bien voulu m'apporter, je les en remercie tout particulièrement.

Je remercie collectivement l'ensemble de ceux qui, en particulier au CRPG, m'ont apprécié, aidé ou tout simplement supporté. La thèse est une période très particulière de

l'existence, propice à beaucoup de solitude mais également à de franches amitiés. Agnès, Céline, David, Fabien, Olivier, PH et Yves, vous avez été à mes cotés et m'avez apporté un soutien inestimable, merci du fond du coeur.

Je ne saurais terminer mes remerciements sans évoquer ma famille. Depuis 7 ans que je suis exilé en Lorraine vous n'avez cessé de m'encourager et de me témoigner de votre confiance. Albert, tu as parfaitement assuré ton rôle de grand frère, tant sur le plan personnel que d'un point de vue scientifique. Ton aide et tes conseils m'ont toujours été extrêmement précieux, je ne saurais résumer ici avec de simples mots tout ce que je te dois. Enfin, Marie et Marc, vous m'avez donné tout votre Amour et m'avez transmis votre passion. Je vous en serai pour toujours infiniment reconnaissant.

Résumé

L'enfouissement de carbone organique (C_{org}) dans les sédiments océaniques représente un des principaux puits de CO_2 atmosphérique. L'érosion de l'Himalaya est dominée par les processus de transport physique et génère un flux sédimentaire de 1 à 2 milliards de tonnes par an. L'objectif de cette thèse est d'étudier l'exportation et l'enfouissement de C_{org} engendré par l'érosion de l'Himalaya.

Dans le système fluvial Gange-Brahmapoutre (G-B), les matières en suspension (MES) sont soumises à d'intenses processus de tri minéralogique et granulométrique et sont donc fortement hétérogènes. La réalisation de profils d'échantillonnage en profondeur des MES couplée à la mesure de la vitesse du courant par ADCP permet de tenir compte de ces hétérogénéités et de calculer la composition moyenne des sédiments exportés; celle-ci est sensiblement différente de celle des MES de surface. Dans le système G-B, le bilan géochimique d'érosion indique que le flux de charge de fond et de dépôt dans la plaine représente $\sim 50\%$ du flux de MES. Dans le bassin du Gange, le bilan d'altération n'est pas à l'équilibre à cause d'un excès d'altération des sédiments. Cela indique une érosion intense des sols de la plaine, probablement liée à la déforestation et aux pratiques agraires dans le bassin.

La teneur totale en C_{org} (TOC) des sédiments de rivière est également fortement variable. Les MES de surface sont les plus riches en C_{org} tandis que les sédiments de fond ont des TOC très faibles. Dans l'ensemble du système G-B, le TOC est corrélé avec le rapport Al/Si qui caractérise le tri minéralogique et granulométrique. Le TOC croît linéairement avec la proportion de phyllosilicates et de particules fines. Cela indique que les processus de tri affectent de façon similaire le C_{org} et les minéraux. Les sédiments du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna définissent des relations comparables et ont donc des charges en C_{org} similaires. Cependant, la surface spécifique des sédiments du Gange est 4-5 fois plus élevée que celle des sédiments du Brahmapoutre ce qui indique que la surface spécifique n'est pas le facteur de contrôle dominant de la charge en C_{org} .

Le $\Delta^{14}C_{org}$ des sédiments de rivière varie sensiblement entre -180% et -815% . Les sédiments définissent un mélange entre les MES de surface dominées par du C_{org} récent et les sédiments de fond dominés par du C_{org} fossile. Nous estimons la proportion de C_{org} fossile à $\sim 20\%$ du TOC dans les MES et $> 50\%$ dans les sédiments de fond.

A la sortie de la chaîne himalayenne, le $\delta^{13}C_{org}$ des sédiments indique un mélange entre du C_{org} fossile et une contribution de plantes en C3. Au Bangladesh, le C_{org} transporté par le Brahmapoutre résulte d'un mélange similaire tandis que celui transporté par le Gange comprend une contribution importante de plantes en C4 dérivées de la plaine. Au cours du transport dans la plaine du Gange, plus de 50% du C_{org} dérivé de l'Himalaya est oxydé et remplacé par du C_{org} de la plaine. Ce processus de renouvellement se produit probablement à la faveur de l'avulsion du chenal des rivières qui engendre la ré-érosion de sédiments précédemment déposés dans la plaine.

Dans les sédiments du Cône du Bengale, le TOC est fortement variable mais corrélée au rapport Al/Si. Ils définissent une relation entre TOC et Al/Si qui est statistiquement identique à celle définie par les sédiments de rivière. Cela indique que la charge en C_{org} est similaire dans les sédiments du Cône et dans les sédiments de rivière. L'abondance et le $\delta^{13}C$ des biomarqueurs indique que le C_{org} est dominé par les apports terrigènes. Par conséquent, l'efficacité d'enfouissement du C_{org} terrigène est proche de 100% . Cela contraste notablement avec les autres systèmes deltaïques où $\sim 70\%$ du C_{org} terrigène est oxydé. Cette très grande efficacité d'enfouissement est principalement entretenue par la très forte érosion physique de l'Himalaya qui engendre des taux d'accumulation élevés et une faible oxygénation des eaux de la Baie du Bengale.

Les changements de végétation dans le bassin himalayen sont remarquablement enregistrés dans les sédiments du Cône du Bengale. Le $\delta^{13}C$ du TOC et des biomarqueurs indiquent une diminution notable de la proportion de plantes en C4 dans la plaine depuis le LGM. Cela est en accord avec une augmentation de l'humidité liée à un renforcement de la mousson d'été. Cependant, l'efficacité d'enfouissement du C_{org} semble être restée stable et élevée au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire.

Dans le système himalayen, nous estimons les flux d'enfouissement de C_{org} récent et fossile à respectivement $3.1 \pm 0.3 \times 10^{11}$ mol/an et $0.9 \pm 0.4 \times 10^{11}$ mol/an. L'enfouissement de C_{org} représente donc $\sim 80\%$ de la consommation de CO_2 engendrée par l'érosion de l'Himalaya. Les orogènes actifs se caractérisent probablement par un enfouissement efficace de C_{org} . Sur le long-terme, l'accélération de l'érosion physique et donc de l'enfouissement de C_{org} doit moduler les variations de la PCO_2 atmosphérique et ainsi exercer une rétroaction négative sur le climat.

Abstract

The burial of organic carbon (C_{org}) in oceanic sediments is a major sink of atmospheric CO_2 and has a significant impact on the global C cycle. Himalayan erosion is dominated by physical transport and each year 1 to 2 billion tons of sediments eroded from the Himalaya are delivered to the Bengal Fan through the Ganga-Brahmaputra (G-B) fluvial system. The aim of this Ph.D. is to study the export and burial of terrestrial organic carbon generated by Himalayan erosion.

In the G-B system, suspended sediments are highly heterogenous in response to grain size and mineral sorting in the river channel. Detailed depth sampling of large rivers in Bangladesh coupled with ADCP measurement of current velocity allows average compositions of exported suspended sediment to be calculated. These compositions are significantly different from that of surface suspended sediments. Geochemical mass balance of insoluble elements indicates that the flux of bed sediment + floodplain deposition represents $\sim 50\%$ of the suspended sediment flux. In the Ganga basin, the alkaline weathering budget is imbalanced due to an unusual proportion of weathered material in the Ganga sediments indicating that soil erosion is enhanced in the floodplain. This likely results from intense deforestation and intensive landuse in the basin.

In the river channel, the total organic carbon content (TOC) is also variable and decreases towards depth; surface suspended sediments have the highest values whereas bed sediments have very low TOC. In the whole G-B system, TOC is positively correlated to Al/Si ratio that characterises the mineral and grain size sorting. TOC linearly increases with the relative proportion of phyllosilicates and fine grain minerals, suggesting that C_{org} and mineral particles have similar response to sorting processes in the river. Sediments from Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna define similar trends between TOC and Al/Si, and thus have similar C_{org} loading. Nevertheless, sediments from Ganga and Brahmaputra have very different specific area due to large amounts of smectite in the Ganga sediments. This indicates that specific area does not exert a primary control on C_{org} loading.

River sediments have highly variable $\Delta^{14}\text{C}_{\text{org}}$ from -180% to -815% . Depth profile sediments define a mixing trend between bed sediments dominated by inherited fossil C_{org} and surface suspended sediments dominated by recent C_{org} . The proportion of fossil C_{org} in the suspended and bed sediments was roughly estimated to be respectively $\sim 20\%$ and $> 50\%$ of the TOC.

At the outflow of the Himalayan range, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values reveal a mixing between C3 plant inputs and inherited fossil C_{org} . In the delta of Bangladesh, C_{org} transported by the Brahmaputra results from similar mixing while C_{org} transported by the Ganga results from the mixing between fossil C_{org} and a C4 plant rich end-member mainly originating from the floodplain. During the Gangetic floodplain transit, more than 50% of recent C_{org} derived from the Himalaya is oxidised and is replaced by C_{org} derived from the floodplain. This renewal process is likely related to channel avulsion, generating re-erosion of sediments previously deposited in the plain.

In Bengal Fan sediments, TOC is variable but positively correlated to Al/Si. The trend between TOC and Al/Si defined by Bengal Fan sediments is statistically identical to that defined by river sediments. The C_{org} loadings of river and recent Bengal Fan sediments are therefore comparable. Biomarker abundance and $\delta^{13}\text{C}$ show that C_{org} is dominated by terrestrial inputs. Consequently, the terrestrial C_{org} burial efficiency must be around 100% . This strongly contrasts with other large deltaic system on earth, where $\sim 70\%$ of terrestrial C_{org} is oxidised prior to burial. This extreme burial efficiency is sustained by high erosion rate in Himalaya that generates high sedimentation rate and low oxygen availability in the Bay of Bengal.

Vegetation changes in the Himalayan basin are well recorded in the sediments deposited in the Fan. $\delta^{13}\text{C}$ values of both bulk C_{org} and higher plant biomarkers reveal a decrease of the C4 plants proportion in the floodplain since the LGM that is consistent with an increase of humidity due to a strengthening of the Asian monsoon. However, the terrestrial C_{org} burial efficiency appears to be rather constant throughout the last glacial-interglacial cycle.

In the Himalayan basin, we estimate the burial fluxes of recent and fossil C_{org} to be respectively $3.1 \pm 0.3 \times 10^{11}$ mol/yr and $0.9 \pm 0.4 \times 10^{11}$ mol/yr. C_{org} burial therefore account for $\sim 80\%$ of atmospheric CO_2 consumption generated by Himalayan erosion. Efficient burial of C_{org} is likely a characteristic of high physical erosion typical of active orogenic systems. Enhanced physical erosion and consequent C_{org} burial must buffer atmospheric CO_2 thereby exerting a negative feedback on the long-term climate.

Table des matières

<u>INTRODUCTION GENERALE</u>	1
Préambule	3
Le cycle du carbone et la régulation du climat	3
Le rôle de l'érosion	6
Le cas de l'Himalaya	7
Problématique et plan de l'étude	9
<u>CHAPITRE I</u> : Cadre général de l'étude, le système himalayen	13
1.1 La chaîne himalayenne : structure géologique et topographique	15
1.2 Le réseau Hydrographique	18
1.3 Le système turbiditique du Cône du Bengale	21
1.4 Climat	25
1.5 Débits et flux sédimentaires	27
1.6 Influence de la présence de l'Homme dans le bassin	30
<u>CHAPITRE II</u> : Méthodes analytiques	35
2.1 Teneur et composition du carbone organique	37
2.1.1 <i>La décarbonatation</i>	37
Determination of total organic carbon content and $\delta^{13}C$ in carbonate rich detrital sediments. <i>Geostandards and Geoanalytical Research</i> (2007)	
1. Introduction	41
2. Methods	42
3. Results	45
4. Discussion	48
5. Conclusions	52
2.1.2 <i>Limitations liées à la teneur en carbone organique</i>	53
2.1.3 <i>Mesure de la composition en ^{14}C du carbone organique total</i>	54
2.1.3.1 Protocole d'extraction et de mesure	54
2.1.3.2 Systématique et blancs	56
2.1.4 <i>Microspectroscopie Raman</i>	58
2.1.5 <i>Microscopie Electronique à Transmission</i>	59
2.2 Teneur en azote	60
<u>CHAPITRE III</u> : Erosion de l'Himalaya et transport sédimentaire dans le système Gange Brahmapoutre	61
Introduction	63
3.1 Echantillonnage des sédiments de rivière	64
3.1.1 <i>Choix et localisation des sites d'échantillonnage</i>	64
3.1.2 <i>L'échantillonnage en profondeur : une nécessité</i>	66
3.1.3 <i>Protocole d'échantillonnage des matières en suspension</i>	67
3.1.4 <i>Les autres types d'échantillons</i>	71
3.2 Variabilité de la composition des sédiments de rivières	73
3.3 Mesure de la vitesse du courant	80

3.3.1	<i>La mesure de la vitesse du courant par ADCP</i>	81
3.3.2	<i>Utilisation de l'ADCP sur les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre</i>	82
3.3.3	<i>Répartition de la vitesse de courant dans les rivières du bassin du Gange Brahmapoutre</i>	82
3.4	Estimation de la composition moyenne des matières en suspension	85
3.4.1	<i>Intégration sur une verticale d'échantillonnage</i>	86
3.4.2	<i>Vitesse de déplacement des matières en suspension collectées</i>	87
3.4.3	<i>Composition des matières en suspension moyenne</i>	89
3.5	Bilans d'érosion	91
3.5.1	<i>Erosion physique</i>	92
3.5.2	<i>Bilan d'altération</i>	95
3.5.2.1	<i>Bilan d'altération dans le bassin du Gange</i>	97
	Enhanced soil erosion in the Ganga floodplain. en preparation	
	Introduction	98
	Composition of Himalayan Rivers and Ganga Sediments	98
	Geochemical Budget of Erosion	100
	Discussion	104
	Quantification of Soil Erosion in the Basin	104
	Conclusion	106
	Data Repository	107
	Materials and methods	107
	Mathematical resolution	107
	Uncertainties propagation	108
3.5.2.2	<i>Reconstruction de l'altération à partir de l'enregistrement sédimentaire du Cône du Bengale</i>	111
Conclusion		116
CHAPITRE IV	: Erosion de l'Himalaya et cycle du carbone organique	119
Introduction		121
4.1	Bilan actuel d'enfouissement de carbone organique	124
	<i>Efficient organic carbon burial in the Bengal Fan sustained by the Himalayan erosional system. Nature (2007).</i>	
	Supplémentary inforamtions	134
	Methods	134
	Supplementary discussion	137
	Supplementary figures	139
4.2	Teneur, composition et devenir du carbone organique dans le système Himalayen	150
4.2.1	<i>Charge et devenir du carbone organique particulaire au cours du transport fluvial de l'Himalaya au delta du Gange-Brahmapoutre</i>	150
	<i>Loading and fate of particulate organic carbon from the Himalaya to the Ganga Brahmaputra delta. Geochimica et Cosmochimica Acta (2008) .</i>	
	1. Introduction	153
	2. Material and methods	155
	3. Results	160
	4. Discussion	174
	5. Conclusion	182
	Electronic Annex	184
4.2.2	<i>Caractérisation de la matière organique d'origine biogénique</i>	189
4.2.2.1	<i>Estimation de la contribution d'azote minéral</i>	189
4.2.2.2	<i>Rapport C/N de la matière organique des sédiments de rivière</i>	191
4.2.2.3	<i>Nature et origine de la matière organique transportée par les sédiments de rivière</i>	192
4.2.2.4	<i>Nature et origine de la matière organique des sédiments du Cône du Bengale</i>	195

4.2.3 <i>Caractérisation de la matière organique fossile</i>	196
4.2.3.1 Composition en ¹⁴ C des sédiments de rivières Himalayennes	196
4.2.3.2 Composition en ¹⁴ C des sédiments du Cône du Bengale	198
4.2.3.3 Identification et caractérisation de la structure du carbone fossile : spectroscopie Raman et MET-HR	200
4.3 Influence des changements climatiques sur le cycle du carbone organique au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire	206
4.3.1 <i>Evolution de la végétation dans le bassin Himalayen depuis le dernier maximum glaciaire</i>	207
<i>C4 plants decline in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews (2008).</i>	
1. Introduction	209
2. Material and methods	211
3. Results	217
4. Discussion	224
5. Conclusion	237
4.3.2 <i>Influence du climat sur l'enfouissement de carbone organique depuis le dernier maximum glaciaire</i>	239
<u>CONCLUSION GENERALE</u>	245
Approche quantitative de l'érosion actuelle	247
Erosion actuelle de la chaîne Himalayenne	248
Le transport fluvial du carbone organique	249
Bilan actuel d'exportation et d'enfouissement de carbone organique	250
Rôle des orogènes actifs dans le cycle global du C	252
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	255
<u>Liste des figures</u>	275
<u>Liste des tables</u>	279



La face NW des Nilgiris (7061 m) dans la haute vallée de la Kali Gandaki.

Introduction générale



La Kali Gandaki à l'entrée de Jomsom (Népal) en Juillet 2005

Préambule

La présence de la vie et de l'Homme sur Terre résulte de la convergence d'une multitude de facteurs naturels qui gouvernent les conditions régnant à la surface de la planète. Les paramètres astronomiques de la Terre comme sa taille, sa distance au Soleil et la présence de la Lune sont évidemment déterminants; ils ont constitués en quelque sorte les pré-requis nécessaires à l'apparition de la vie. Cependant, la vie telle que nous la connaissons n'aurait pu se développer sans une évolution favorable de la surface de la planète au cours des temps géologiques. La composition de l'atmosphère, en particulier la teneur en gaz à effet de serre et en oxygène, est probablement le paramètre qui a joué le plus grand rôle dans l'évolution de l'aspect de la terre depuis sa formation. En effet, si l'atmosphère terrestre ne contenait aucun gaz à effet de serre, la température moyenne actuelle à la surface serait d'environ -18°C et son apparence serait radicalement différente de celle que nous connaissons. En outre, l'essentiel des formes de vie qui se sont développées sur Terre sont tributaires d'une atmosphère riche en oxygène. A l'échelle des temps géologiques, la composition de l'atmosphère en oxygène et en gaz carbonique, le principal gaz à effet de serre après la vapeur d'eau, est majoritairement contrôlée par les échanges de carbone entre la géosphère, la biosphère et l'hydrosphère qui constituent ce que l'on appelle couramment le "cycle long-terme du carbone". Aussi, l'étude de ces échanges revêt-elle une importance capitale afin de reconstruire l'histoire de la Terre et de comprendre les mécanismes qui gouvernent l'évolution de sa surface, de son climat et de sa biosphère.

Le cycle du carbone et la régulation du climat

L'impact de la teneur en CO_2 de l'atmosphère sur le climat global a été suggéré peu après la découverte de l'effet de serre par John Tyndall (1820-1893). C'est Svante Arrhenius (1859-1927) qui, à la fin du XIX^{ème} siècle, propose le premier que l'évolution de la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre (principalement H_2O et CO_2) contrôle la température globale de la Terre. Par suite, un grand nombre d'études se sont attachées à décrire les processus capables de modifier la teneur en CO_2 de l'atmosphère et il a été rapidement établi, en particulier par Thomas Chamberlin (1899), que les phénomènes géologiques ont un rôle déterminant. Sur le long terme, deux ensembles de réactions faisant intervenir des processus

géologiques, décrites par Ebelmen dès 1845, contrôlent la composition de l'atmosphère : le cycle du carbone inorganique et le cycle du carbone organique.

➤ Le cycle du carbone inorganique conduit à une séquestration de CO_2 atmosphérique à travers l'enchaînement de réactions suivant : (1) mise en solution de Ca^{++} , Mg^{++} et HCO_3^- lors de l'altération des roches silicatées à partir d'acide organique d'origine atmosphérique, (2) transport par les rivières de ces éléments dissous, depuis les masses continentales jusqu'à l'océan et, (3) précipitation de carbonates marins (CaCO_3 et $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Pour un silicate calcique, l'équation de bilan de cet ensemble de réactions peut s'écrire de la façon suivante (Ebelmen, 1845) :



Ce bilan indique que l'altération de chaque mole de silicate conduit à la séquestration d'une mole de CO_2 atmosphérique sous la forme de carbonate. A contrario, la décomposition thermique des carbonates lors de réactions métamorphiques ou diagénétiques conduit à la libération de CO_2 dans l'atmosphère. Le bilan pour la calcite (CaCO_3) s'écrit comme la réaction inverse à l'équation (1) :

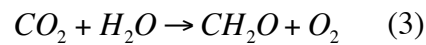


Sur le long terme, l'altération de roches carbonatées a un effet nul sur la composition de l'atmosphère. En effet, si une mole de CO_2 est bien consommée pour chaque mole de carbonate altéré, une mole de CO_2 est également libérée lorsque les produits de cette altération précipitent sous la forme de carbonates.

Ainsi, l'impact du cycle du carbone inorganique sur la teneur en CO_2 de l'atmosphère est dicté par le bilan entre d'une part la séquestration de CO_2 via altération des silicates et précipitation de carbonates (équation (1)) et d'autre part la libération de CO_2 par décomposition thermique des carbonates (équation (2)).

➤ Le cycle du carbone organique conduit à diminuer la teneur en CO_2 et augmenter la teneur en O_2 de l'atmosphère au travers de l'enchaînement réactionnel suivant : (1) photosynthèse de molécules organiques à partir de CO_2 atmosphérique et d'eau, (2) transport d'une partie de ces molécules organiques jusqu'aux fonds océaniques et, (3) enfouissement

dans les sédiments déposés au fond des océans. L'équation de bilan de cet ensemble de réactions peut s'écrire de la façon suivante :



Ainsi, pour chaque mole de matière organique enfouie dans des sédiments, une mole de CO_2 atmosphérique est séquestrée et une mole d' O_2 est libérée dans l'atmosphère. On peut distinguer deux sites de production photosynthétique : l'océan et les continents. Dans le cas de la matière organique terrigène (produite sur le continent), le carbone organique est transporté jusqu'à l'océan par les rivières, en même temps que les sédiments produits par l'érosion continentale. Au cours de l'érosion, l'oxydation de matière organique contenue dans les roches de la croûte terrestre consomme de l'oxygène atmosphérique et produit du CO_2 . Le bilan s'écrit comme la réaction inverse à l'équation (3):



Lors de l'érosion, le transfert de matière organique depuis les roches érodées jusqu'aux sédiments déposés au fond de l'océan n'a pas d'impact direct sur la composition de l'atmosphère.

Ainsi, l'impact du cycle du carbone organique sur la composition de l'atmosphère est dicté par le bilan entre la séquestration de matière organique récente dans les sédiments marins (équation (3)) et l'oxydation de matière organique contenue dans les roches (équation (4)).

Les processus géologiques comme l'altération, l'érosion, le volcanisme et la tectonique participent donc à la régulation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère et ont par conséquent un effet de contrôle du climat global de la Terre. Certains de ces processus, en particulier l'érosion et l'altération, sont directement dépendants du climat. Au premier ordre, l'augmentation de l'effet de serre produit une augmentation de la température et des précipitations qui en retour provoque une accélération de l'érosion et de l'altération. En outre, les processus impliqués dans la régulation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère sont généralement interdépendants. Par exemple, il est probable que l'érosion physique des continents favorise la surrection des zones où elle est localisée par effet de rebond isostatique. Par conséquent, les relations entre l'érosion, la tectonique et le climat revêtent une importance

capitale en termes de compréhension de l'évolution de la surface de la Terre, de son climat et donc de la biosphère.

Le rôle de l'érosion

Dans le cycle du carbone inorganique comme dans le cycle du carbone organique, les processus qui conduisent à moduler la teneur en CO₂ de l'atmosphère sont basés sur un échange de matière carbonée entre l'atmosphère d'une part et les sédiments et carbonates marins d'autre part. Dans les deux cas, ces échanges sont en grande partie assurés par le transport d'éléments dissous (cations, alcalinité, carbone organique) et particulaire (carbone organique) des continents vers l'océan. Les rivières, qui sont le principal agent de transfert, ont donc un rôle crucial dans ces processus. Outre son rôle en terme de transfert de matière, l'érosion physique a pour effet de rafraîchir les surfaces continentales et de fragmenter les roches, deux processus qui permettent l'altération chimique des silicates.

Les chaînes de montagne concentrent le relief et les précipitations, deux pré-requis nécessaires à l'érosion. De ce fait, l'essentiel de l'érosion continentale est focalisé sur les orogènes actifs dont la dynamique assure, sur le long terme, le renouvellement du relief. A ce titre, il est crucial d'étudier l'érosion des principales chaînes de montagne afin de comprendre les mécanismes qui contrôlent le climat global de la Terre.

L'importance globale de l'enfouissement de carbone organique dans le cycle du carbone a d'abord été mise en évidence à travers la modélisation et la reconstruction de la composition isotopique des différents réservoirs de carbone (Broecker, 1970; Lasaga et al., 1985; Shackleton, 1985; Hayes et al., 1999) (figure 1). Le rôle de l'érosion des continents dans ce processus et la part du carbone organique terrigène ont par la suite été étudiés : (1) dans des systèmes fluviaux majeurs tels que l'Amazone (Hedges et al., 1986) et, (2) dans les sédiments déposés dans les marges actives (e.g. Aller et al., 1996; Goni et al., 1997). Dans les années 90, l'accent a été mis sur le contrôle de l'efficacité d'enfouissement de la matière organique terrigène par les processus de transport et les relations entre la matière organique et les sédiments (e.g. Mayer, 1994; Hedges and Keil, 1995). Toutefois, en dépit de l'étude au titre évocateur de Hedges et al. (1997) "What happens to terrestrial organic matter in the ocean ?", peu d'études ont réalisé un bilan complet d'exportation et d'enfouissement de

carbone organique terrigène en comparant les roches érodées, les sédiments de rivière et les sédiments océaniques.

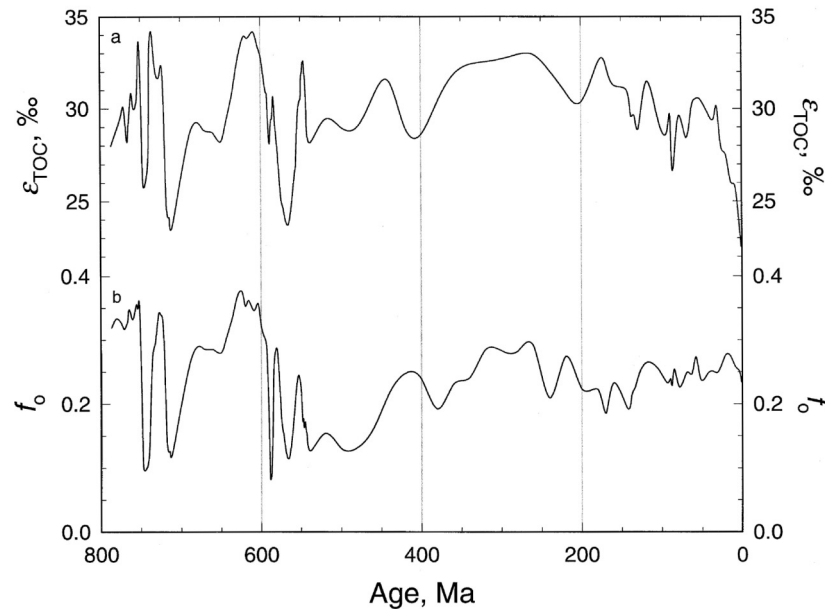


Figure 1 : Evolution temporelle entre le Néoprotérozoïque et l'actuel de la proportion de carbone séquestré sous la forme de carbone organique (f_o) déduite de la différence de composition isotopique du carbone entre les carbonates marins et la matière organique (ϵ_{TOC}). D'après Hayes et al. (1999).

Le cas de l'Himalaya

L'Himalaya est la plus grande chaîne de montagne actuelle et, de ce fait, son érosion a une importance globale, en particulier en terme de flux de sédiment. Aussi, l'érosion de l'Himalaya a-t-elle été naturellement invoquée comme un processus pouvant exercer un contrôle majeur sur le climat global de la planète. La cause principale de l'évolution du climat global au Cénozoïque et en particulier de la transition Eocène-Oligocène marquée par le passage d'un monde du type "greenhouse" à un monde du type "icehouse" (caractérisé par l'apparition des calottes de glace permanentes) a été attribuée à la surrection de l'Himalaya (e.g. Raymo et al., 1988) (figure 2). Les premières hypothèses, basées en grande partie sur l'évolution au cours du Paléogène de la composition isotopique du Sr de l'eau de mer, supposent que l'altération des silicates associée à l'érosion de l'Himalaya a conduit à la séquestration de grandes quantités de CO_2 atmosphérique qui aurait entraîné le

refroidissement global de la planète au cours du Cénozoïque (e.g. Raymo and Ruddiman, 1992). Cependant, cette hypothèse a été largement débattue au cours de la dernière décennie (e.g. Edmond, 1992; Richter and Turekian, 1993; Godderis and Francois, 1995; Derry and France-Lanord, 1996a; Waldbauer and Chamberlain, 2005). Les études géochimiques de l'érosion actuelle de la chaîne Himalayenne (e.g. Sarin and Krishnaswami, 1984; Sarin et al., 1989; Galy, 1999; Galy and France-Lanord, 1999) ont montré que le flux d'alcalinité généré par l'altération des silicates au cours de l'érosion de l'Himalaya ne représente qu'environ 2.3 % du flux global d'alcalinité, suggérant que la consommation de CO₂ atmosphérique correspondante n'est pas un facteur déterminant du climat global.

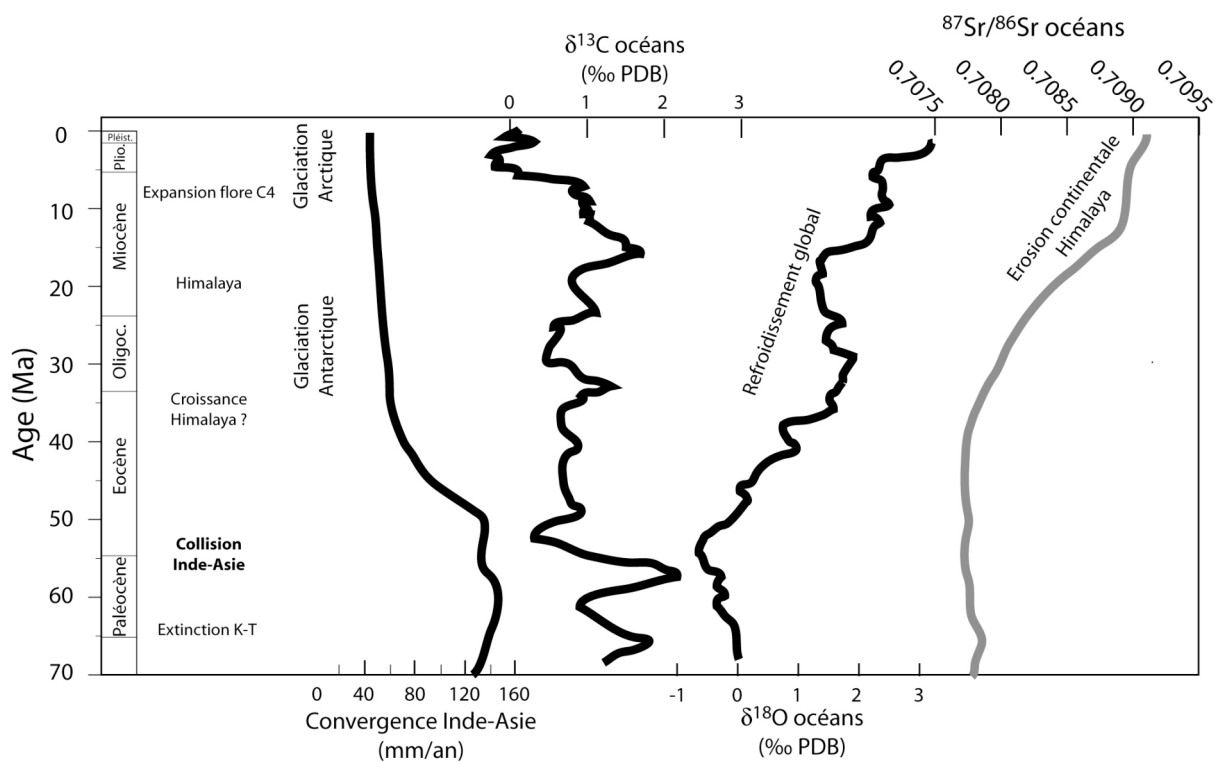


Figure 2 : Evolution globale au cours du Tertiaire et chronologie des événements tectoniques Inde-Asie. La courbe de convergence Inde-Asie est issue de (Patriat and Achache, 1984); $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates de l'océan profond d'après (Zachos et al., 2001); $^{87/86}\text{Sr}$ d'après (Brass, 1976). Le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates marin témoigne du refroidissement global et de l'initiation d'une glaciation à l'Oligocène sur l'Antartique et au Miocène sur l'Arctique. Le $^{87/86}\text{Sr}$ des océans témoigne d'une phase d'érosion continentale qui enrichit l'océan en Sr radiogénique (e.g. Palmer and Elderfield, 1985; Hodell et al., 1989; Edmond, 1992). L'érosion de l'Himalaya tient une part dominante dans cette évolution (Galy and France-Lanord, 1999). Le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins décroît au Néogène mais n'indique cependant pas une diminution de l'enfouissement de carbone organique (cf. figure 1) (Derry and France-Lanord, 1996a). Après la collision Inde-Asie il y a 55 Ma, la chronologie de la mise en place de l'Himalaya et du Tibet est mal connue. L'Himalaya constitue cependant une chaîne majeure depuis au moins 20 Ma (e.g. France-Lanord et al., 1993; Najman and Garzanti, 2000).

Est-ce à dire que la surrection et l'érosion de l'Himalaya, et plus largement des orogènes actifs, n'ont qu'une influence limitée sur le climat global? Rien n'est moins sûr. Au cours de la fin du XX^{ème} siècle, l'altération des silicates et le cycle du carbone inorganique ont retenu une grande partie de l'attention de la communauté scientifique intéressée par les interactions entre la tectonique, l'érosion et le climat. Le rôle de l'enfouissement de carbone organique associé à l'érosion des continents a suscité nettement moins d'intérêt. Ce nonobstant, à partir de la teneur en carbone organique des sédiments issus de l'érosion de l'Himalaya et déposés dans le Cône sous-marin du Bengale, France-Lanord et Derry (1997) ont montré que, concernant l'érosion de l'Himalaya au cours du Néogène, la consommation de CO₂ atmosphérique correspondant à l'enfouissement de carbone organique est 2 à 3 fois supérieure à celle correspondant à l'altération des silicates. En outre, des études préliminaires ont montré qu'en dépit de concentrations modérées dans les sédiments de rivière, le flux d'exportation de carbone organique associé à l'érosion actuelle de l'Himalaya représente une part significative du flux global de carbone organique terrigène (Ittekkot et al., 1985b; Subramanian and Ittekkot, 1991; Aucour et al., 2006). Ainsi, l'essentiel de l'effet de l'érosion de l'Himalaya sur la composition de l'atmosphère (teneur en CO₂ et O₂) serait assuré par l'exportation et l'enfouissement de carbone organique. Cela indique clairement l'importance de ce processus à l'échelle du contrôle du climat global.

Problématique et plan de l'étude

Le principal objectif de cette étude est de caractériser l'érosion, la fixation, l'exportation et l'enfouissement de carbone organique associé à l'érosion actuelle de la chaîne Himalayenne afin de déterminer son impact sur le cycle du carbone. La méthodologie employée consiste à réaliser un bilan complet du devenir et des flux de carbone organique au cours de l'érosion et du transport sédimentaire. Concrètement, il s'agit de quantifier le flux de carbone organique dans les principaux "réservoirs" impliqués dans le processus d'érosion : les roches Himalayennes, les sédiments transportés par les rivières et les sédiments déposés dans le Cône sous-marin du Bengale. Pour ce faire, il est nécessaire de réunir deux types d'information : (1) les flux totaux de matière générés par l'érosion de la chaîne et, (2) la teneur et la composition moyenne du carbone organique contenu dans les différents réservoirs. Par ailleurs, une grande partie de ce travail est plus particulièrement consacrée aux interactions

entre l'érosion et l'exportation de carbone organique. En effet, comme nous l'avons signalé, l'érosion et le transport fluvial ont un rôle prépondérant dans les mécanismes de séquestration de CO₂ et sont en outre directement affectés par le climat. De ce fait, ils constituent un maillon essentiel de la boucle de régulation climatique. Nous proposons donc de comprendre l'influence d'une érosion physique intense comme celle que subit l'Himalaya sur l'exportation et l'enfouissement de carbone organique.

Il est particulièrement difficile de constituer des échantillonnages représentatifs des particules transportées par les rivières et des dépôts sédimentaires car leurs propriétés minéralogiques et géochimiques varient très fortement en fonction de la dynamique de transport et de dépôt. A titre d'exemple, la teneur en SiO₂ des matières en suspension du Brahmapoutre varie entre 59 et 72 % (Singh and France-Lanord, 2002) et la variation relative de leur teneur en carbone organique est du même ordre (Aucour et al., 2006). Au cours de ce travail, une attention particulière a donc été portée afin de prendre en compte la variabilité sédimentaire et d'en comprendre l'influence sur le transport de matière organique. Dans un effort conjoint, Christian France-Lanord (CRPG), Jérôme Gaillardet (IPGParis) et François Chabaux (CGS, Strasbourg), ont entrepris une étude visant à caractériser la variabilité géochimique des sédiments de rivière et à comprendre sa relation avec la dynamique de transport dans les bassins Gange-Brahmapoutre et Amazone. Ce projet de recherche "Lois d'érosion des grands fleuves" a été soutenu par le programme national Relief de la Terre de l'INSU. Mon travail de recherche s'inscrit directement dans cette démarche et porte plus particulièrement sur le bilan d'érosion de la matière organique dans le système himalayen.

Dans les deux premiers chapitres de ce travail, le contexte général de l'étude et les méthodes analytiques mises en œuvre sont respectivement exposés afin de faciliter la lecture et la compréhension de la suite du manuscrit.

Les précédentes études portant sur le transport sédimentaire associé à l'érosion de l'Himalaya ont montré que la détermination des flux de matière et de leur composition moyenne est problématique (Galy, 1999; Galy and France-Lanord, 2001; Singh and France-Lanord, 2002; Aucour et al., 2006). Le troisième chapitre du présent manuscrit regroupe les travaux réalisés afin de caractériser l'érosion de la chaîne himalayenne. La mise en œuvre d'une nouvelle procédure d'échantillonnage permettant de tenir compte de la variabilité de composition qui caractérise les grandes rivières y est tout d'abord présentée. A partir de ces travaux de terrain, nous décrivons cette variabilité sédimentaire et proposons une estimation

de la composition moyenne des sédiments exportés. Cela nous permet finalement de réaliser un bilan d'érosion et d'altération à l'échelle du système Himalayen, suivant l'approche proposée par Galy et France-Lanord (2001).

Le quatrième chapitre de ce manuscrit constitue le cœur de ce travail. Il est entièrement consacré à l'étude du carbone organique dans le système Himalayen. Nous réalisons tout d'abord un bilan actuel d'exportation et d'enfouissement du carbone organique à partir de l'analyse de la teneur et de la composition du carbone organique contenu dans les roches Himalayennes, les sédiments de rivières et les sédiments du Cône sous-marin du Bengale et en utilisant les flux sédimentaires dérivés au chapitre III. Afin de déterminer l'impact de l'érosion de l'Himalaya sur la composition de l'atmosphère, ce bilan est réalisé à la fois pour le carbone biogénique récent et pour le carbone dérivé de l'érosion des roches Himalayennes. Puis, une étude détaillée du système fluvial actuel nous permet de caractériser les modalités du transport de carbone organique par les rivières. Nous nous attachons en particulier à préciser les relations entre les caractéristiques des particules minérales et celles du carbone organique, ainsi que le devenir du carbone organique au cours du transport. Enfin, nous utilisons l'enregistrement sédimentaire du Cône sous-marin du Bengale afin d'évaluer les relations entre les changements climatiques et l'enfouissement de carbone organique au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire.

Afin de mener à bien cette étude, nous avons mis en oeuvre une approche pluridisciplinaire basée sur de nombreuses collaborations scientifiques et techniques.

En premier lieu, il convient de citer celles qui ont rendu possible la collecte des échantillons, fondation de tout travail scientifique en géosciences. L'échantillonnage des rivières du bassin himalayen, tâche particulièrement ardue, est le fruit de l'interaction entre Christian France-Lanord (CRPG, Nancy), Ananta Gajurel (Tribhuvan University, Népal), Mustafizur Rahman (University of Dhaka, Bangladesh) et Sunil K. Singh (PRL Ahmedabad, Inde). La mesure de la vitesse du courant par ADCP a bénéficiée du support logistique et scientifique de François Métivier (IPGParis). Enfin, l'essentiel des sédiments océaniques utilisés pour décrire le Cône du Bengale, leur description sédimentaire ainsi que les données relatives à l'architecture de l'appareil sédimentaire nous ont été fournies par Hermann Kudrass (BGR, Hannovre).

De nombreuses approches ont été utilisées afin de caractériser les sédiments et la matière organique. Les analyses géochimiques de teneur en éléments majeurs et traces ont été réalisées au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) de Nancy. La teneur en

carbone organique et sa composition isotopique ont été analysés au laboratoire des Isotopes Stables du CRPG (Nancy), en collaboration avec Christian France-Lanord, Fabien Palhol et Caroline Guilmette. Les analyses de géochimie organique ont été réalisées avec Pierre Faure au G2R (Nancy). L'étude la physico-chimie des sédiments à été réalisée en collaboration avec Bruno Lartiges au LEM (Nancy). La caractérisation pétrographique des matériaux carbonés à été réalisée avec Olivier Beyssac à l'ENS de Paris. Enfin, la modélisation dynamique de la végétation a été conduite en collaboration avec Louis François (Université de Liège).

Ce mémoire de thèse est articulé autour de cinq manuscrits en langue anglaise publiés ou soumis à des revues internationales à comité de lecture. Son architecture est en partie dictée par la chronologie de rédaction et de soumission de ces manuscrits. En conséquence, certaines parties de ce travail sont partiellement redondantes et les passages de la langue française à la langue anglaise sont assez fréquents. Tout ceci contribue, il est vrai, à rendre la lecture globale de ce mémoire un peu ardue. Aussi, le lecteur est-il prié de bien vouloir m'en excuser.

Chapitre I

Cadre général de l'étude : le système himalayen



Image satellitaire MODIS du système himalayen (avec l'amabilité de la NASA)

Dans ce premier chapitre, le contexte général de l'étude est brièvement présenté. Il ne s'agit pas de réaliser une compilation exhaustive des nombreuses études précédentes mais plutôt de fournir une présentation générale du système étudié : le système himalayen. Aussi, le lecteur désireux d'informations plus détaillées est-il invité à se reporter aux documents indiqués dans le texte. Les caractéristiques intrinsèques du système sont tout d'abord présentées : la structure géologique de la chaîne Himalayenne, les principales caractéristiques du réseau hydrographique des bassins du Gange et du Brahmapoutre et l'architecture générale du Cône sous-marin du Bengale. Puis, les spécificités climatiques de la zone d'étude et les principales modalités du transport fluvial sont présentées. Enfin, les principales conséquences de la présence de l'Homme dans le bassin sont abordées.

1.1 La chaîne himalayenne : structure géologique et topographique

La chaîne himalayenne est le résultat de la collision continentale entre la plaque Indienne et de la plaque Asiatique, initiée il y a environ 55 Ma par le déplacement vers le Nord de la plaque Indienne. L'orogène ainsi formé est le plus important orogène actif de la terre. Il forme un arc dont la moitié Ouest est orientée NO-SE alors que la moitié Est à une orientation O-E. L'organisation structurale de la chaîne suit cette forme d'arc et est globalement comparable d'Ouest en Est bien que la structure des deux terminaisons (O et E) soit assez mal connue (figure 1.1). La description des différentes unités présentée ci dessous est basée sur les travaux réalisés au Népal central (Le Fort, 1989). Au Nord, on trouve tout d'abord les unités du Trans-Himalaya, principalement composées d'un ensemble de batholites calco-alcalins mis en place à l'Eocène (dénommés dans la suite THB, pour Trans-Himalayan Batholits). Ces unités sont limitées au Sud par la suture ophiolitique de l'Indus-Tsangpo (ITS) composée de reliques de la croûte océanique obductée et qui sépare les plaques Eurasienne au Nord et Indienne au Sud. Au Sud de la suture Indus-Tsangpo, se trouvent les formations de la chaîne Himalayenne proprement dite structurée par des accidents à pendage général vers le Nord. Directement au sud de l'ITS, on trouve les séries sédimentaires tibétaines (également dénommées séries sédimentaires téthysiennes, TSS) principalement composées de carbonates et de schistes. Le détachement Sud tibétain (STDZ) sépare les TSS au Nord et le Haut Himalaya Cristallin (HHC) au Sud.

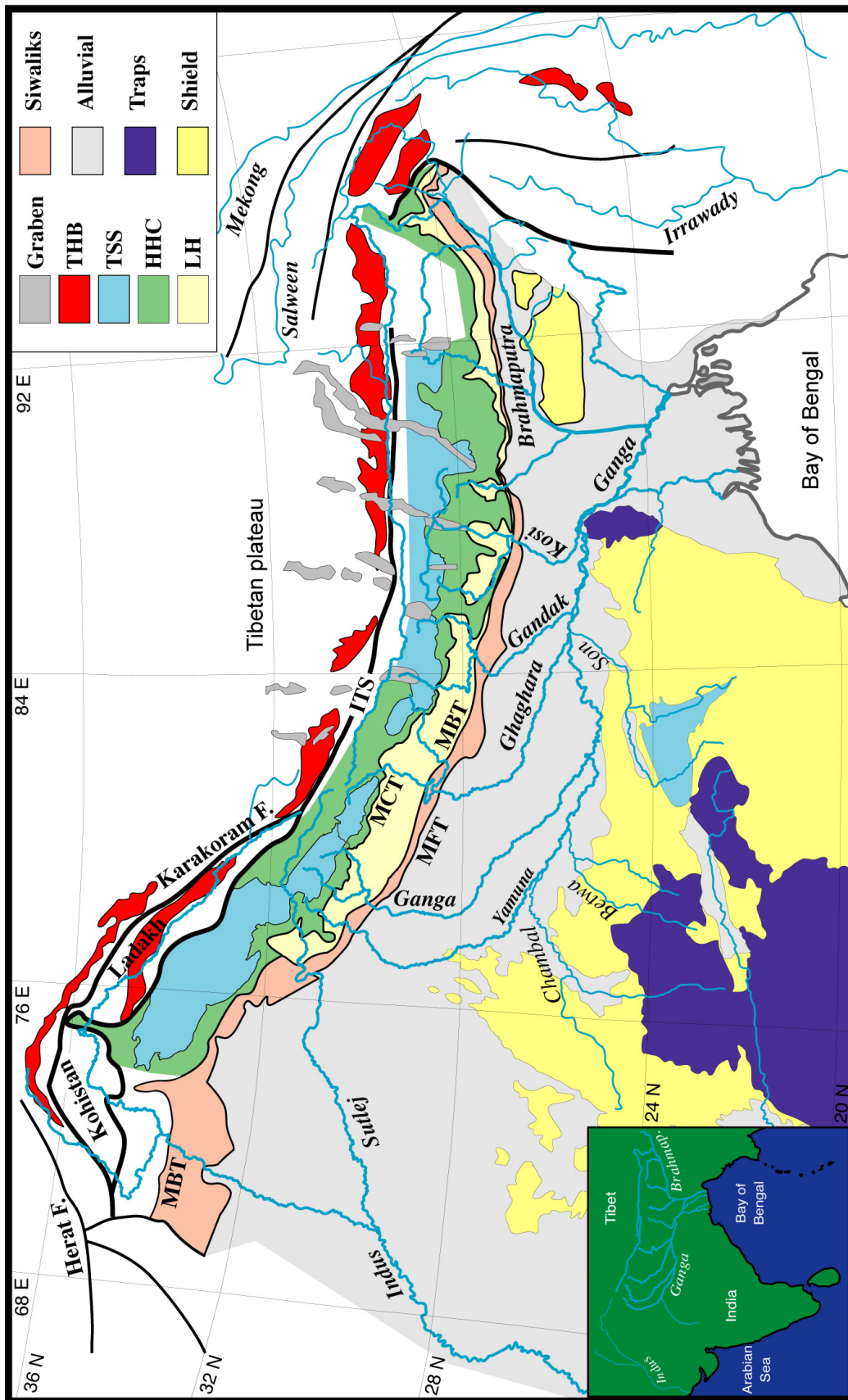


Figure 1.1 : Carte du système Himalayen montrant les principales unités lithologiques, les principales structures géologiques ainsi que les rivières majeures. THB : Batholite du Trans-Himalaya, TSS : Séries sédimentaires Téthysiennes, HHC : Haut Himalaya Cristallin, LH : Moyen Pays. Modifiée d'après Galy (1999).

Le HHC constitue l'essentiel de la haute chaîne et est très majoritairement composée de gneiss de haut degré métamorphiques avec une faible proportion de carbonates (marbres). Vers le Sud, le HHC est séparé du moyen pays (LH, pour Lesser Himalaya) par le chevauchement central principal (MCT) dont l'initiation du fonctionnement date au moins du Miocène. Le moyen pays est majoritairement composé de sédiments détritiques et carbonatés faiblement métamorphisés. On y note en particulier la présence de schistes noirs riches en matière organique. Bien que la structure de la chaîne soit globalement similaire d'Ouest en Est, notons que l'étendue respective du HHC et du LH est assez variable d'Ouest en Est. Vers le Sud, le Main Boundary Thrust (MBT) sépare, à la base de la haute chaîne, le moyen pays et la chaîne de Siwaliks. Les Siwaliks correspondent à des dépôts sédimentaires du bassin d'avant pays repris dans le processus de surrection et exhumés suite à la poursuite de la migration vers le Nord de la plaque Indienne. Ils se sont formés au Miocène et au Pliocène et sont composés de matériel détritique de taille variable et recyclé des formations Himalayennes (TSS, HHC, LH). Enfin, les Siwaliks sont séparés au Sud de la plaine alluviale actuelle par un chevauchement, le Main Frontal Thrust (MFT). Les trois principaux chevauchements (MCT, MBT et MFT) résultent de la propagation vers le Sud de la zone principale de déformation de la plaque Indienne et sont rattachés en profondeur à un unique chevauchement, le Main Himalayan Thrust (MHT).

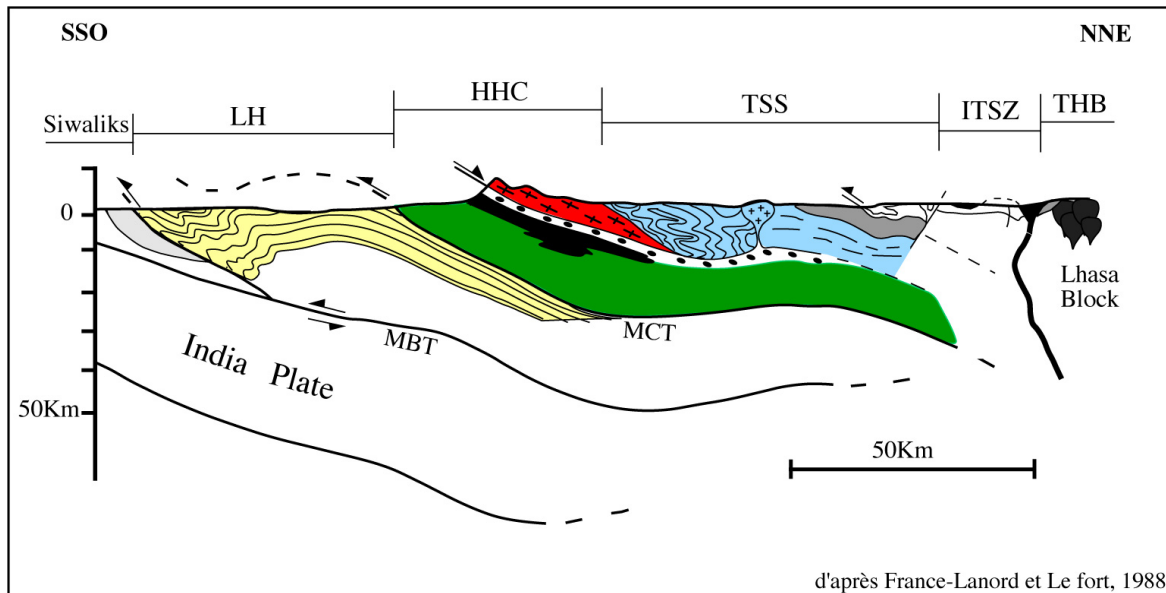


Figure 1.2 : Coupe géologique schématique de l'Himalaya du Népal Central. THB : Batholite du Trans-Himalaya, ITSZ : Zone de Suture de l'Indus-Tsangpo, TSS : Séries sédimentaires Téthysiennes, HHC : Haut Himalaya Cristallin, LH : Moyen Pays, MCT : Main Central Thrust, MBT : Main Boundary Thrust. Modifiée d'après France-Lanord et Le Fort (1988).

D'un point de vue géomorphologique, le système himalayen se caractérise par de très forts contrastes topographiques. L'altitude de sa partie continentale varie de 0 m au bord de l'Océan Indien jusqu'à 8848 m au sommet de l'Everest, point le plus élevé de la planète. La chaîne Himalayenne représente un relief très important et sépare le système en deux zones d'altitude contrastée mais de faible topographie : (1) le plateau du Tibet au Nord dont l'altitude moyenne est 4500 m et, (2) la plaine Indo-Gangétique au Sud dont l'altitude moyenne est inférieure à 100 m.

1.2 Le réseau Hydrographique

On peut diviser la chaîne Himalayenne en deux grands bassins de drainage : le bassin de l'Indus-Sutleij à l'Ouest et le bassin du Gange-Brahmapoutre à l'Est (figure 1.1). Le réseau hydrographique de l'Indus-Sutleij draine le quart occidental de la chaîne Himalayenne au Tibet, en Inde, et au Pakistan; il se déverse dans la mer d'Arabie. Le réseau hydrographique du Gange-Brahmapoutre draine la majeure partie de la chaîne himalayenne au Tibet, en Inde, au Népal et au Bhoutan; il se déverse dans la Baie du Bengale. Le débit et le flux sédimentaire du Gange-Brahmapoutre sont nettement plus importants que ceux de l'Indus-Sutleij.

Le Brahmapoutre, nommé Tsangpo ou Yarlung dans sa partie Tibétaine, prend sa source au sud-est du massif du Kailas. Pendant environ 1700 km, son cours est globalement Ouest-Est le long de la dépression de la suture Indus-Tsangpo et au Nord de l'axe de la Haute chaîne. Ainsi, la superficie de la partie Tibétaine du bassin du Brahmapoutre est-elle très importante (~ 40 % de la surface totale). Le Tsangpo franchit la haute chaîne au niveau de sa terminaison orientale, en contournant le massif du Namche Barwa et prend le nom de Siang. Grâce à son drainage Trans-himalayen très étendu et en dépit de précipitations modérées, le débit du Tsangpo avant qu'il ne franchisse la chaîne est très important ce qui lui confère un pouvoir d'incision très fort. Ainsi, le taux d'incision du Siang dans cette région est estimé à 14 mm/an ce qui est nettement plus élevé que dans tout le reste de la chaîne et a entraîné la formation des gorges les plus profondes de la planète (Finlayson et al., 2002; Singh and France-Lanord, 2002; Singh, 2006). Après avoir franchi la chaîne, le Siang se joint au Brahmapoutre qui draine vers l'OSO la plaine de l'Assam. Au cours de ce trajet, il rassemble successivement plusieurs affluents plus ou moins importants venant de l'Himalaya au Nord et des chaînes Indo-Birmanes et du plateau de Shillong au Sud.

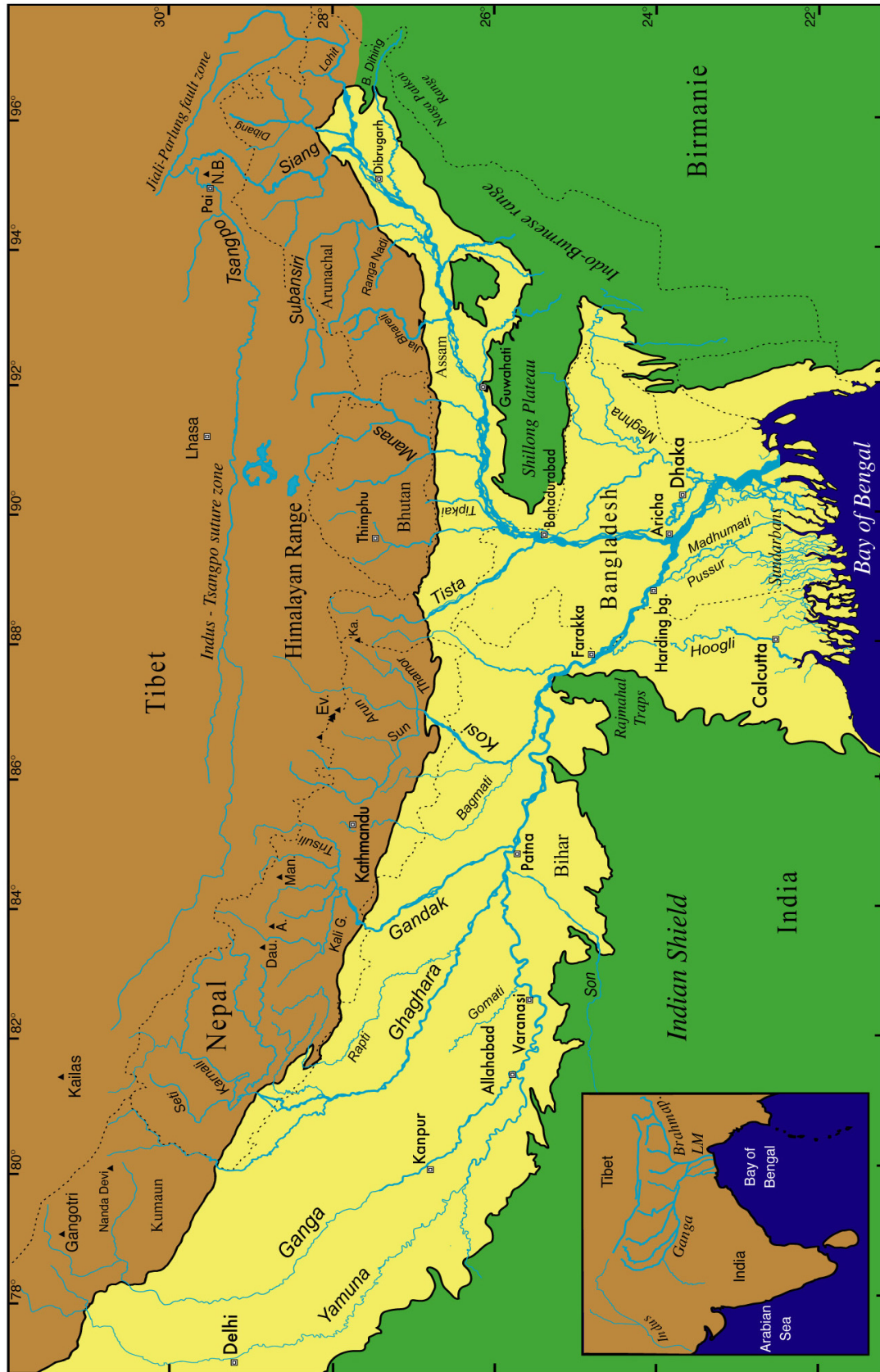


Figure 1.3 : Carte du bassin Gange-Brahmapoutre montrant le réseau fluvial, la chaîne himalayenne (marron), la plaine Indo-Gangétique (jaune), le bouclier Indien et les chaînes Indo-Birmanes (vert). A : Annapurna, Dau : Daulaghiri, Ev : Everest, Ka : Kangchenjunga, Man : Manaslu, NB : Namche Barwa

Parmi les affluents venant du Nord, les plus importants sont ceux qui possèdent un drainage Trans-himalayen : la Subansiri, le Manas et la Tista. Près de la frontière avec le Bangladesh, le Brahmapoutre prend une trajectoire Nord-Sud jusqu'à sa confluence avec le Gange à Aricha. La longueur totale du cours principal du Brahmapoutre depuis le massif du Kailas jusqu'à la confluence avec le Gange atteint 2900 km et l'aire totale du bassin versant est estimée à 0.58 millions de km² (Rao, 1979).

Le Gange prend sa source au Tibet, au Nord du massif du Gangotri (7010 m). Après un bref parcours vers l'Ouest, il franchit la chaîne et entame un parcours NO-SE de plus de 500 km dans la plaine Indo-Gangétique. A Allahabad, le Gange est rejoint par la Yamuna qui passe par Dhéli et dont le parcours est globalement parallèle au sien mais décalé de 50 à 100 km vers l'Ouest. A partir d'Allahabad, le cours du Gange est globalement Ouest-Est et longe la bordure Nord du bouclier Indien. Puis il contourne les traps de Rajmahal avant de s'infléchir vers le SE jusqu'à sa confluence avec le Brahmapoutre. Tout au long de ce parcours dans la plaine, le Gange reçoit de nombreux affluents venant de l'Himalaya au Nord, du bouclier Indien au Sud ainsi que quelques rivières drainant exclusivement la plaine comme la Gomati. Les trois principaux affluents du Gange, la Ghaghara, la Gandak et la Kosi, viennent de l'Himalaya et possèdent un drainage Trans-himalayen important. Les principaux affluents venant du Sud sont la Chambal et la Son dont une partie importante du bassin versant se situe dans les traps du Decan. Après avoir contourné les traps de Rajmahal, le Gange sort de la plaine Indo-Gangetique pour traverser le delta du Gange-Brahmapoutre proprement dit. De nombreuses rivières défluent du cours principal pour rejoindre la Baie du Bengale après un parcours globalement N-S. Au cours des 50 derniers kilomètres avant d'arriver à l'Océan, certaines d'entre elles traversent une zone de mangrove, les Sundarbans. D'Ouest en Est, trois rivières se distinguent par leur importance : la Hoogli, qui passe par Calcuta, la Pussur et la Madhumati. La longueur totale du cours principal du Gange depuis le massif du Gangotri jusqu'à la confluence avec le Brahmapoutre dépasse 2500 km et l'aire totale du bassin versant est estimée à 1.06 millions de km² (Rao, 1979).

Les bassins du Gange et du Brahmapoutre présentent des différences géomorphologiques notables. Les principales différences se trouvent au niveau de la zone de plaine située entre la base de la chaîne Himalayenne et le delta du Bangladesh. La plaine du Gange se développe entre le chaînon Siwalik au Nord et le bouclier Indien et les traps de Rajmahal au Sud. Sa largeur moyenne est d'environ 200 km et tend à décroître d'Ouest en Est. La plaine représente plus de 50 % de la surface totale du bassin du Gange et sa superficie est estimée à environ 0.56 millions de km², soit autant que l'ensemble du bassin du Brahmapoutre

(Rao, 1979). La pente des rivières drainant la plaine du Gange augmente d'Ouest en Est mais, à part pour la Kosi, elle reste faible (entre 1 et 3×10^{-4}) et confère aux rivières un caractère méandrique bien marqué. La plaine du Brahmapoutre est quant à elle délimitée vers le Sud par le plateau de Shillong. Elle est de ce fait nettement plus étroite que la plaine du Gange et sa largeur moyenne ne dépasse pas 50 km. Elle représente moins de 30 % de la surface totale du bassin de Brahmapoutre et sa superficie est estimée à environ 0.16 millions de km^2 , soit 3.5 fois moins que la plaine du Gange. Bien que la pente moyenne du Brahmapoutre soit du même ordre de grandeur que celle du Gange ($\sim 1.5 \times 10^{-4}$), la morphologie resserrée de la plaine tend à lui conférer un cours rectiligne et un caractère de rivière en tresse.

Les rivières de la plaine du Gange et du delta du Bangladesh se caractérisent par une très grande mobilité de leur tracé. La comparaison de la carte dessinée par le major James Rennell (1781) et du tracé actuel des rivières fait apparaître des modifications profondes du cours de certaines rivières. A titre d'exemple, on peut citer le cas spectaculaire de la Kosi dont le lit s'est déplacé d'environ 110 km vers l'Ouest au cours de derniers 200 ans (Rao, 1979) ainsi que celui du Gange qui, à la fin du XVIII^{ème} siècle, rejoignait directement la baie du Bengale sans confluer avec le Brahmapoutre.

Le Brahmapoutre et le Gange confluent à Aricha (Bangladesh) à peu de distance de la Baie du Bengale, pour former la Padma. La Padma reçoit un affluent important, la Meghna, qui draine le flanc sud du plateau de Shillong et la bordure Ouest de la chaîne Indo-Birmane. En aval de la confluence avec la Meghna, la Padma prend le nom de Lower Meghna et poursuit son cours au travers du delta plein Sud jusqu'à la grande île de Bhola où elle se divise en de nombreux bras dont le plus important est appelé Chabazpur.

1.3 Le système turbiditique du Cône du Bengale

La majeure partie des sédiments produits par l'érosion de l'Himalaya et transportés par le système fluvial Gange-Brahmapoutre sont déversés dans la Baie du Bengale et forment le Cône sous-marin du Bengale. Il s'agit d'un système turbiditique de plus de 3000 km de long et 1000 km de large dont l'épaisseur sédimentaire maximale atteint 16.5 km ce qui en fait le plus gros système sédimentaire actif de la planète (Curry et al., 2003). La reconstruction des volumes sédimentaire, bien que très difficile et certainement sujette à caution, indique que plus de 90 % des produits de l'érosion de l'Himalaya sont déposés au niveau du Cône du

Bengale tandis que moins de 10 % sont déposés dans le bassin continental d'avant pays, actuellement constitué de la plaine Indo-Gangétique (Métivier et al., 1999). L'âge des premiers sédiments déposés dans le Cône du Bengale n'est pas connu, mais il est fort probable que le Cône du Bengale soit actif depuis au moins la fin de l'Eocène. Des forages profonds réalisés dans la partie distale du Cône du Bengale (ODP Leg 116) montrent que la sédimentation détritique y est active depuis au moins 20 millions d'années (Cochran et al., 1989). En outre, la composition de ces sédiments indique qu'ils dérivent principalement de l'érosion de formations Himalayennes, ce qui suggère que l'architecture du bassin Himalayen est demeurée semblable à l'architecture actuelle tout au long du Néogène (France-Lanord et al., 1993). L'architecture précise du Cône ancien est difficile à reconstruire, en particulier à cause de la taille du système considéré. En revanche, la connaissance du Cône actuel et du Cône Quaternaire a beaucoup progressé au cours des deux dernières décennies grâce à de nombreuses campagnes d'études sismiques (e.g. Schwenk et al., 2005).

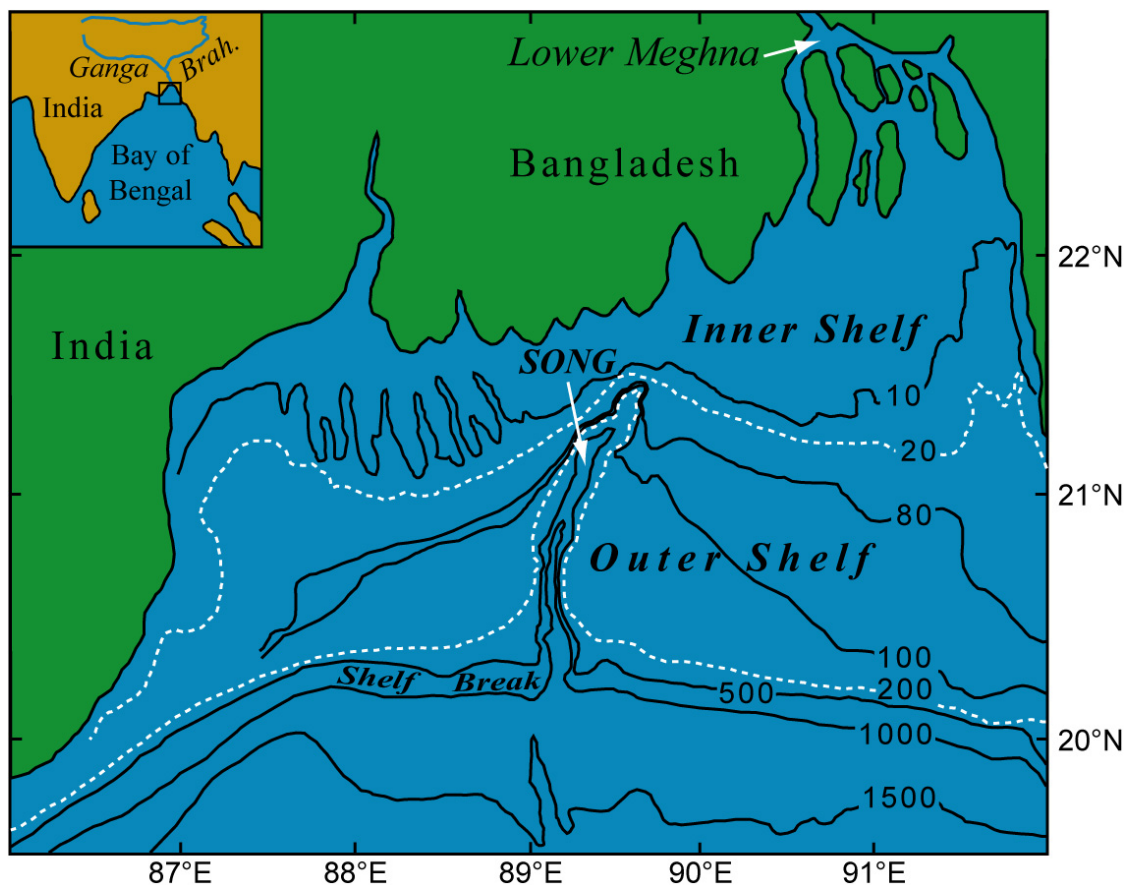


Figure 1.4 : Carte schématique de la zone proximale de la Baie du Bengale montrant la bathymétrie et l'architecture du Shelf du Bengale. Les lignes en pointillés indiquent les limites approximatives de l'extension du Shelf Interne (Inner Shelf) et du Shelf Externe (Outer Shelf). Le canyon sous-marin du Swatch of No Ground (SONG) incise fortement le Shelf et assure sa connexion avec le Cône profond, il se prolonge par la vallée active principale. L'encart montre la localisation de la zone dans le système himalayen. Brah : Brahmapoutre. Dessiné d'après Michels et al. (2003).

Directement au Sud du Delta du Gange-Brahmapoutre, une plateforme (dans la suite nous utiliserons la dénomination anglo-saxonne, Shelf) peu profonde se développe vers le Sud sur environ 100 à 150 km. Le Shelf peut se décomposer en deux parties : (1) le Prodelta qui représente la continuité directe du delta exondé et dont la profondeur maximale est de 20 m et, (2) le Shelf externe (ou Outer Shelf) dont la profondeur varie entre 80 et 120 m. Ces deux sous unités sont séparées par une pente (Prodelta slope) correspondant aux foresets du Prodelta (Hubscher and Spiess, 2005). Les taux de sédimentation au niveau du Shelf, quoique extrêmement variables, sont globalement très élevés et peuvent dépasser 30 cm/an (Kuehl et al., 1997; Suckow et al., 2001).

A l'extrémité Sud du Shelf, le talus continental (Shelf Break) descend brutalement jusqu'à une profondeur d'environ 1400 m. Le Shelf est profondément incisé par un canyon sous-marin, le Swatch of No Ground (SONG), dont l'entrée se situe à une profondeur de 38 m. Le SONG assure une connexion entre le Shelf et le Cône profond du Bengale qui se développe à la base du talus continental. Le Cône profond du Bengale se développe vers le Sud sur plus de 2500 km de long, et est parcouru sur toute sa longueur par une vallée sous-marine qui se situe dans le prolongement du SONG. La largeur et la profondeur de la vallée centrale tendent à décroître d'amont en aval du Cône; au niveau du vingtième parallèle, ses dimensions sont d'environ 16.5 km de large et 220 m de profondeur (Curry et al., 2003). Curry et ses co-auteurs (2003) ont proposé de diviser le Cône profond du Bengale en trois sous unités en fonction de la pente de la vallée centrale actuelle : (1) le Cône supérieur (Upper Fan) où la pente de la vallée centrale (2.39 m/km) est plus faible que la pente de la surface du Cône (5.7 m/km), (2) le Cône Médian (Middle Fan) où la pente de la vallée et du Cône sont identiques (1.68 m/km) et, (3) le Cône Inférieur (Lower Fan) où la pente décroît encore (jusqu'à < 1 m/km). Les sédiments sont transportés par des courants turbiditiques au fond de la vallée centrale. De part et d'autre de la vallée se forment des levées constituées de sédiments fins. L'ensemble des sédiments grossiers remplissant le chenal et des levées constitue un système de dépôt dit de chenal-levée (e.g. Hübscher et al., 1997). Le Cône du Bengale est constitué dans sa plus grande partie par un empilement complexe de systèmes de chenal-levée (Schwenk et al., 2005). De nombreuses vallées abandonnées ont été détectées tout le long du Cône et les phénomènes d'avulsion sont fréquents (Schwenk et al., 2003). Au niveau des systèmes de chenal-levée, les taux de sédimentation sont en général plus faibles qu'au niveau du Shelf mais demeurent élevés et peuvent encore atteindre le cm/an (e.g. Weber et al., 1997). La superposition des différentes unités sédimentaires fait souvent apparaître des discontinuités et des hiatus sédimentaire, à l'échelle de la dizaine ou de la centaine de milliers

d'années (Curry et al., 2003; Schwenk et al., 2005). La partie la plus distale du Cône du Bengale est constituée d'un empilement de lobes terminaux faisant apparaître une alternance de sédiments très fins et de pulses de sédiments grossiers correspondant à une migration des systèmes turbiditiques (Cochran et al., 1989).

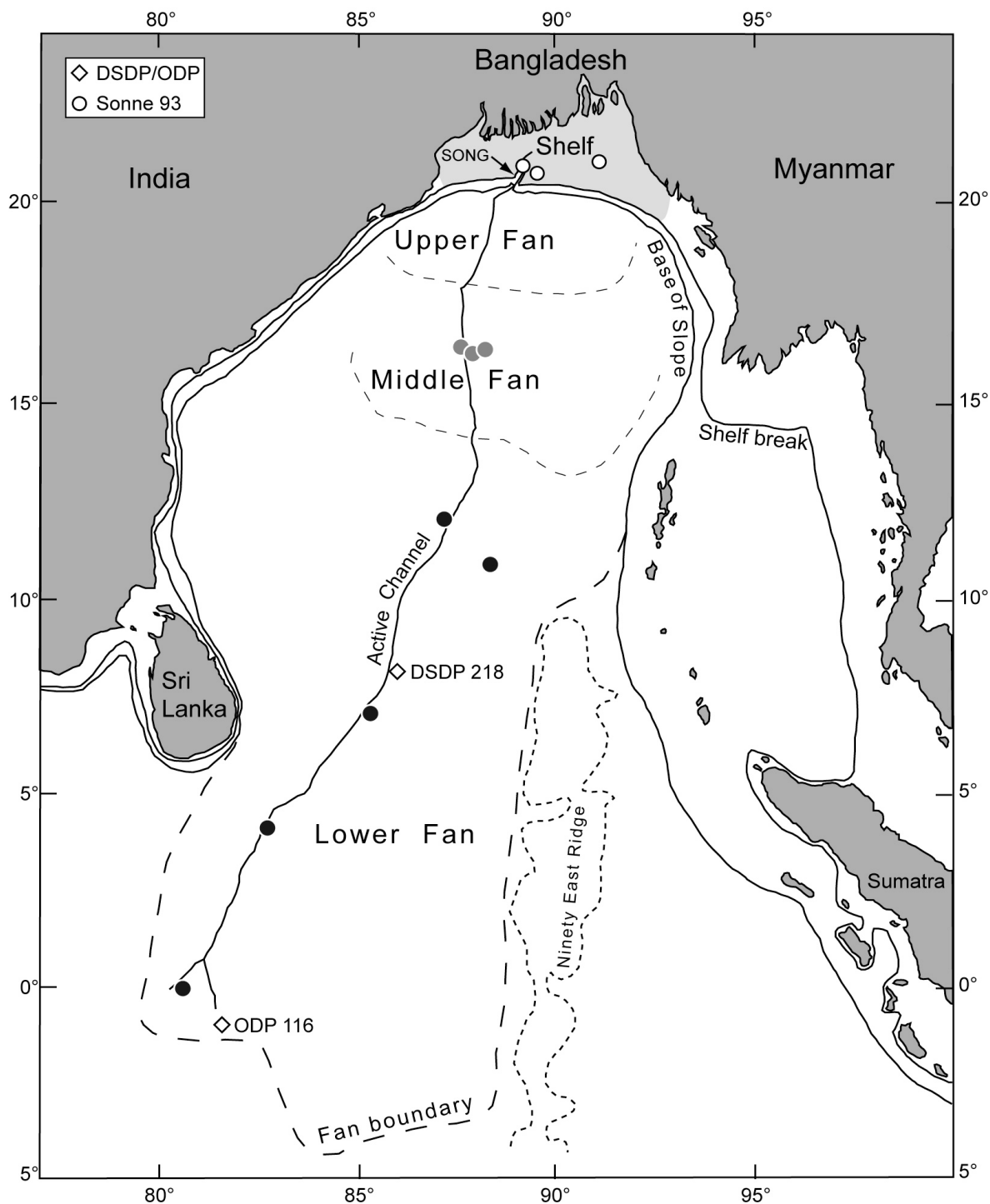


Figure 1.5 : Carte générale du Cône sous-marin du Bengale montrant ses différentes unités. Le Shelf du Bengale (grisé) est incisé par un canyon sous-marin (SONG) qui se prolonge par une large vallée dans laquelle les sédiments transitent (active channel) jusqu'à l'extrémité Sud du Cône. La localisation des sites de forages utilisés dans cette étude est également indiquée. Dessiné d'après Curry et al. (2003) et Webber et al. (2003).

1.4 Climat

Le climat joue un rôle essentiel dans la majorité des processus auxquels la surface de la Terre est soumise. Les paramètres climatiques tels que la pluviosité et la température exercent en effet un contrôle majeur sur les phénomènes d'érosion et de transport fluvial ainsi que sur la répartition de la végétation. Il est donc capital de préciser les caractéristiques générales du climat auquel le bassin Himalayen est soumis.

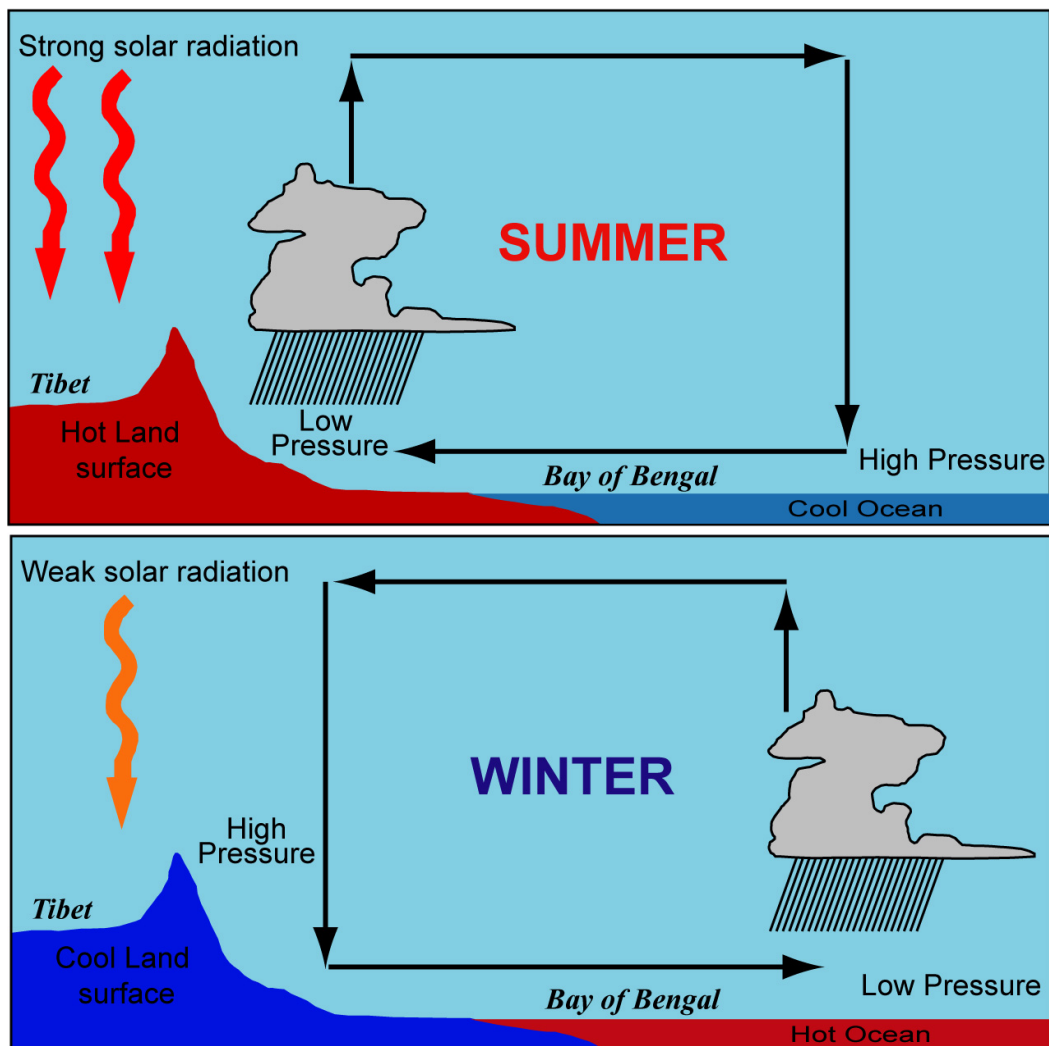


Figure 1.6 : Représentation schématique du principe du fonctionnement de la mousson Indienne, à l'origine des principales caractéristiques du climat du bassin himalayen. En hiver (bas), l'océan Indien est relativement plus chaud que les masses continentales et la boucle de circulation des masses d'air correspond à la cellule de Hadley classique. En été (haut), la boucle s'inverse suite à un réchauffement plus rapide du plateau du Tibet que de l'océan Indien. Cela génère une circulation d'air humide depuis la baie du Bengale vers l'Himalaya, à l'origine des intenses précipitations de la mousson d'été.

Le climat d'une grande partie du globe est fortement marqué par le phénomène de mousson. Le système Himalayen, soumis à un climat sub-tropical, est plus particulièrement affecté par la mousson Indienne, ou mousson Sud Asiatique. Il s'agit d'une inversion de la boucle de circulation atmosphérique, la cellule de Hadley, principalement liée à la présence d'une importante masse continentale au Nord (le plateau du Tibet) et d'une vaste étendue d'eau océanique au Sud (l'Océan Indien) (figure 1.6). En hiver, le refroidissement des masses continentales est plus marqué que celui de l'océan ce qui provoque une zone de haute pression au-dessus du continent et une circulation d'air sec depuis le continent vers l'océan; il s'agit de la circulation atmosphérique classique dite cellule de Hadley. A contrario, en été, le réchauffement du plateau du Tibet est plus marqué que celui de l'océan, provoquant une zone de basse pression au-dessus du continent. Ainsi, la masse d'air humide créée par une intense évaporation au-dessus de la Baie du Bengale se déplace vers le continent et y génère de très fortes précipitations.

A ce phénomène d'inversion de la circulation atmosphérique vient s'ajouter la perturbation générée par la présence de la chaîne Himalayenne qui forme une barrière orographique sur le trajet des masses d'air. Cela a pour conséquence de concentrer les fortes précipitations de mousson d'été au Sud de l'axe de la haute chaîne c'est-à-dire sur la plaine Indo-Gangétique et sur la chaîne elle-même sous la forme de précipitations orographiques (e.g. Roe, 2005). Le climat auquel le système Himalayen est soumis est donc marqué à la fois par de très forts contrastes saisonniers et géographiques. En hiver, les précipitations sont faibles sur l'ensemble du système Himalayen, mais les zones de haute altitude sont marquées par des températures froides alors que la plaine est soumise à un climat plutôt doux. La mousson d'été, dénommée simplement mousson dans la suite de ce travail, dure généralement de juin à septembre. Pendant ces quatre mois, et en particulier en juillet et en août, les précipitations sont extrêmement importantes sur la Baie du Bengale, la plaine Indo-Gangétique et le flanc sud de la chaîne Himalayenne. La valeur moyenne des précipitations intégrée sur l'ensemble du bassin est estimée à environ 1500 mm/an et l'on estime que plus de 90 % des précipitations sont concentrés pendant la mousson d'été. La masse d'air humide en provenance de l'Océan Indien a d'abord une trajectoire globalement SO-NE puis est défléchi vers l'Ouest par la chaîne Himalayenne. Les précipitations sont ainsi plus importantes sur les premiers reliefs rencontrés, en particulier le plateau de Shillong, et décroissent d'Est en Ouest au niveau de la chaîne Himalayenne. Au Nord de la haute chaîne, le plateau du Tibet est protégé de l'influence de la mousson et conserve donc une pluviosité faible.

1.5 Débits et flux sédimentaires

L'existence de la mousson génère une très forte saisonnalité climatique et concentre l'essentiel des précipitations de juin à septembre (cf. § précédent). Cela se traduit par une forte variabilité du débit des rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre (G-B). Pendant la mousson, le débit des rivières est un ordre de grandeur supérieur au débit d'étiage et environ 90 % du flux des rivières est transporté au cours des quatre mois de la mousson d'été (RSP, 1996) (figure 1.7).

Des études visant à estimer le débit du Gange et du Brahmapoutre ont été réalisées dès la fin du XVIII^{ème} siècle. Ainsi, le Major James Rennell (1781) estime le débit moyen du Gange pendant la mousson à environ $15000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Au début du XIX^{ème} siècle, le Révérend Robert Everest (1832) réalise une étude remarquable de la variabilité du débit et du flux sédimentaire du Gange au cours de l'année et estime le débit moyen du Gange pendant la mousson à environ $18300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Les différents états et la communauté scientifique internationale ont finalement mis en œuvre un suivi temporel du débit des rivières du bassin himalayen à partir du milieu du XX^{ème} siècle. Le débit annuel de plusieurs rivières du bassin a ainsi été estimé pendant plusieurs années. Ces estimations indiquent une forte variabilité interannuelle sans toutefois faire apparaître d'évolution claire de la valeur moyenne au cours de la période de mesure (RSP, 1996).

Pour la période 1949-1973, le flux annuel moyen du Gange au barrage de Farakka (Inde) est estimé à $379.6 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, soit un module annuel moyen autour de $12000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (GRDC, 1996). Le flux annuel moyen du Brahmapoutre à Bahadurabad (Bangladesh) a été estimé pour la période 1969-1992 à $690.0 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, soit un module annuel moyen autour de $22000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (GRDC, 1996). Ces estimations indiquent que le flux du Brahmapoutre est presque 2 fois plus élevé que celui du Gange alors qu'à contrario la surface du bassin du Gange est plus élevée que celle du bassin du Brahmapoutre. Cela se traduit par un écoulement spécifique (ou runoff) 2 à 4 fois plus élevé pour le Brahmapoutre que pour le Gange ce qui est en accord avec le contraste de précipitation entre les deux bassins (cf. § précédent).

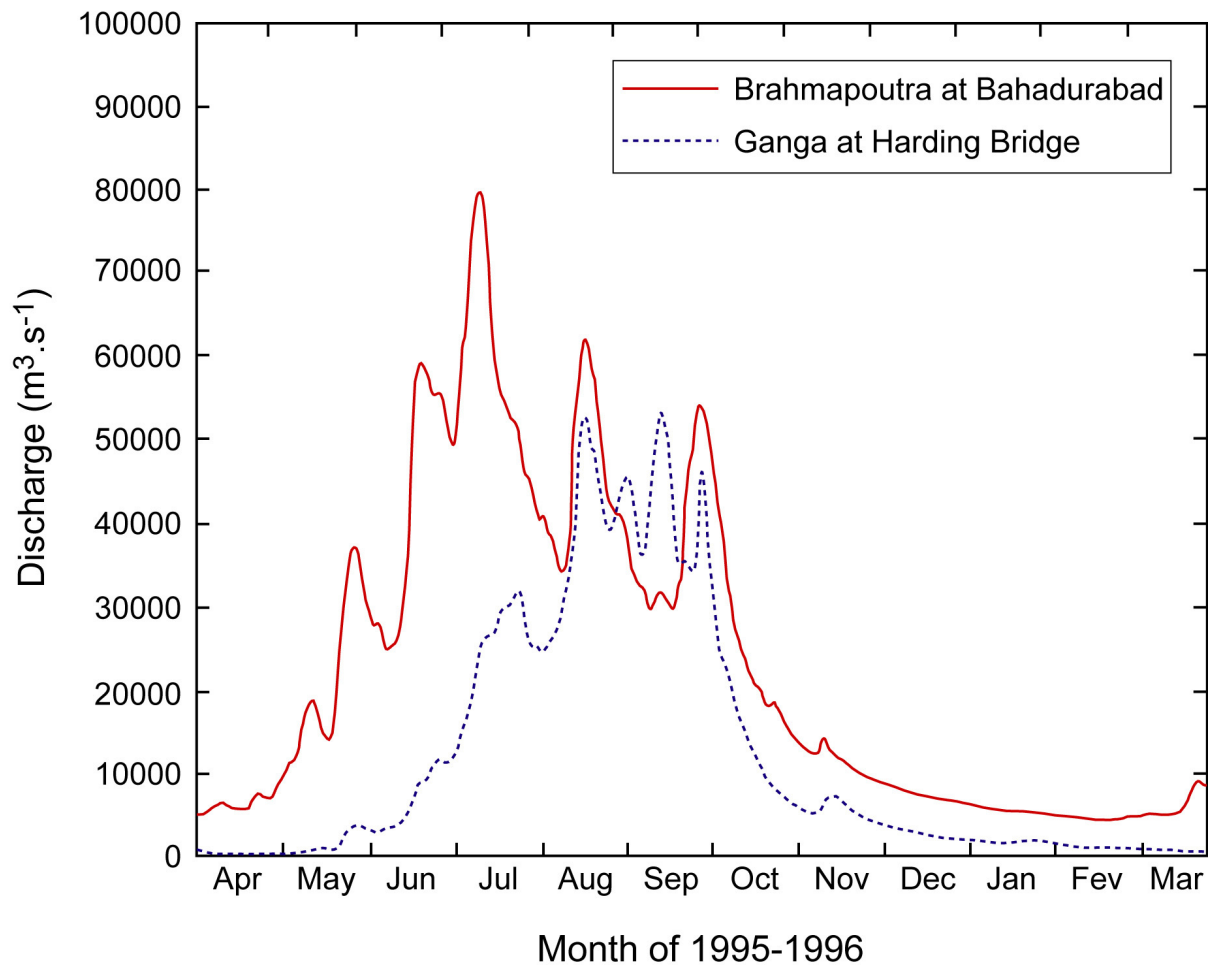


Figure 1.7 : Hydrogramme du Brahmapoutra à Bahadurabad (Bangladesh) et du Gange à Harding Bridge (Bangladesh) pour l'année hydrologique 1995-1996. L'essentiel du débit est imputable à la période de la mousson d'été (Juin-Septembre). Le retard de l'augmentation de débit du Gange est classique et correspond à une arrivée plus tardive de la mousson sur l'Ouest de la chaîne Himalayenne. La localisation précise des sites de mesure est indiquée sur la figure 1.3. Les données sont issues du rapport RSP (RSP, 1996).

L'estimation du flux sédimentaire des rivières est beaucoup plus difficile que celle des débits. Le Révérend Robert Everest (1832) est l'un des premiers à proposer une estimation du flux de sédiment du Gange; il propose une valeur moyenne de $613 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$. Au cours des 50 dernières années, de nombreuses études ont été réalisées sur les rivières du bassin Himalayen afin d'estimer leur flux de matière en suspension. Les différentes études font apparaître une forte variabilité du transport de sédiment au cours de l'année avec une concentration de l'essentiel du flux sédimentaire au cours des quatre mois de mousson. Cela n'est pas surprenant si l'on considère qu'il existe une relation directe entre débit liquide et débit solide. Ainsi, un minimum de 90 % du flux sédimentaire est-il transporté au cours de la mousson (Coleman, 1969; RSP, 1996; Islam et al., 1999).

Une compilation des différentes données disponibles fait apparaître une très grande dispersion des valeurs reportées, en partie due à l'emploi de techniques différentes. En pratique, il est souvent difficile de juger de la qualité des estimations en l'absence d'une description précise de la méthodologie employée. Cependant, le River Survey Project (RSP, regroupement d'organisations gouvernementales Bangla et d'un groupe d'étude Hollandais) a réalisé une série d'études au cours des années 90 qui (1) discutent la validité des différentes estimations réalisées à ce jour et (2) proposent une ré-estimation des flux sédimentaires du Gange, du Brahmapoutre et de leur réunion au Bangladesh. Les estimations fournies par RSP (RSP, 1996) sont objectivement les plus fiables compte tenu de la méthodologie employée, en particulier la mesure de la vitesse du courant par sonde ADCP et l'échantillonnage de la charge solide en de nombreux points de la section des rivières. Les estimations réalisées pour la Lower Meghna sont fortement sujettes à caution du fait de l'influence des marées qui rendent très délicat l'établissement de courbes de calibrations entre débit liquide et débit solide. On peut donc retenir les estimations suivantes de flux annuel moyen de matière en suspension: $550 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ pour le Gange à Harding Bridge (Bangladesh) et $600 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ pour le Brahmapoutre à Bahadurabad (Bangladesh). L'incertitude sur ces estimations est estimée par le RSP à $\pm 10 \%$. Compte tenu de la différence d'écoulement spécifique entre les bassins du Gange et du Brahmapoutre, il est surprenant que les flux de matière en suspension associés à ces deux fleuves soient aussi peu différents. Ce point sera discuté au chapitre III. Le flux total de matière en suspension délivré à l'océan peut être calculé comme la somme des flux du Gange et du Brahmapoutre en supposant le terme de dépôt négligeable, on obtient $1150 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$. Finalement, il semble raisonnable de considérer la valeur de $1 \times 10^9 \text{ t.an}^{-1}$ comme la meilleure estimation du flux de matière en suspension associé au transport fluvial dans le bassin du G-B. A ce flux de matière en suspension, il convient toutefois d'ajouter le flux de sédiments transportés au fond de la rivière aussi dénommé la charge de fond. Ce flux est extrêmement difficile à estimer car il n'est pas possible de le mesurer directement. Cependant, l'étude de la dynamique du transport sédimentaire dans les grandes rivières a montré que, dans le cas des rivières du bassin himalayen, la proportion de sédiment transportés par la charge de fond doit être nettement supérieure à 10 %, valeur moyenne typique des rivières mondiales (Coleman, 1969; Milliman and Syvitski, 1992; Dade and Friend, 1998). Sur la base d'un bilan géochimique, Galy et France-Lanord (2001) ont proposé que la somme du flux de charge de fond et de dépôt dans la plaine est équivalente au flux de matière en suspension et ont donc révisé à la hausse le flux total d'érosion de la chaîne

Himalayenne. Il apparaît donc clairement que pour des rivières à fort potentiel de transport telles que le Gange et le Brahmapoutre, le flux de charge de fond représente une part importante du flux sédimentaire total.

1.6 Influence de la présence de l'Homme dans le bassin

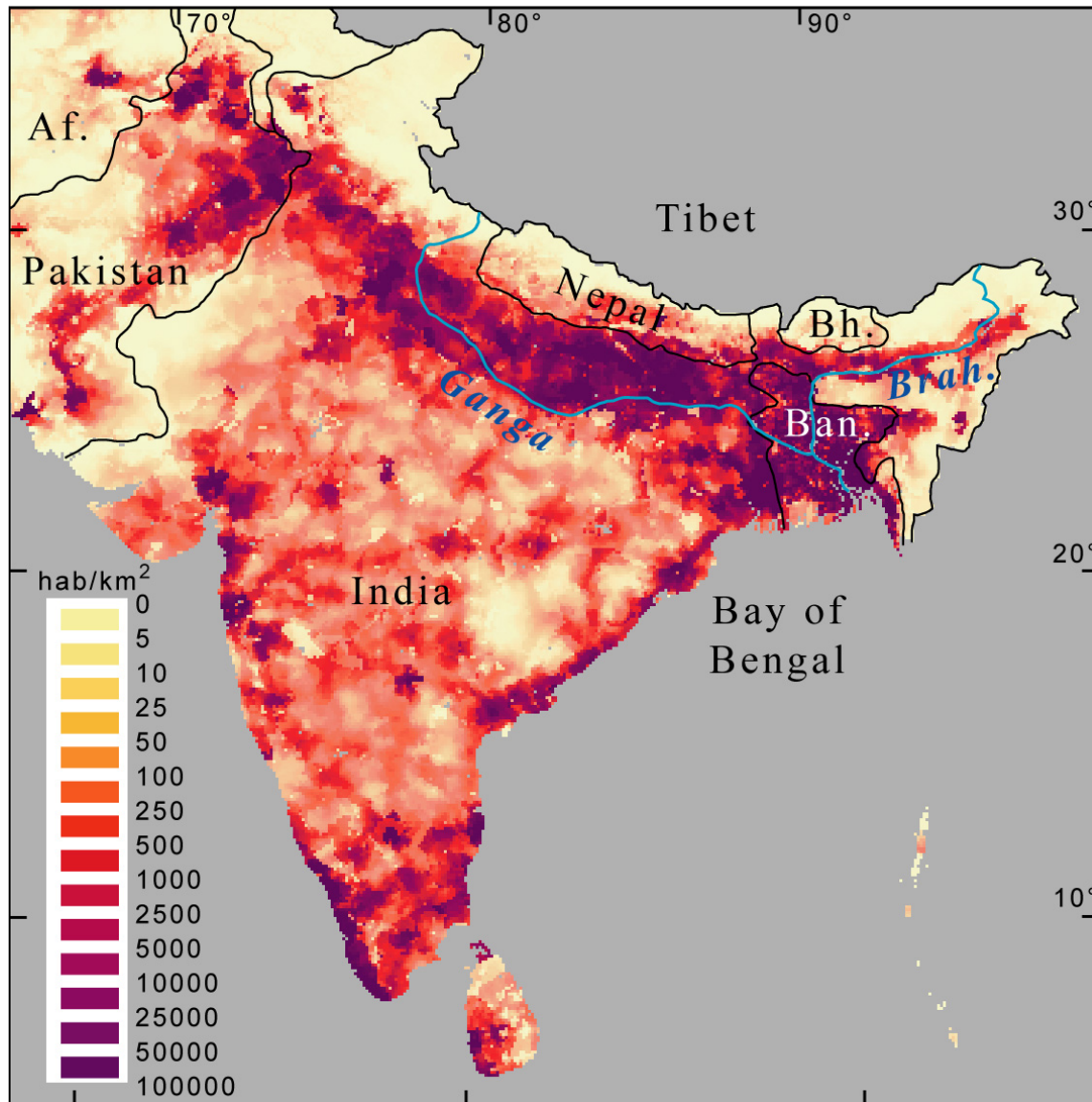


Figure 1.8 : Carte de l'Asie du Sud représentant la densité de population (en habitant par km^2) des principaux états. Le bassin Gange-Brahmapoutre est le plus densément peuplé de la planète. On note une forte concentration de la population à proximité des rivières dans la plaine Indo-Gangétique et le delta du Bangladesh. Les zones de hautes montagnes sont en revanche beaucoup moins densément peuplées. Af : Afghanistan, Ban : Bangladesh, Bh : Bhoutan, Brah : Brahmapoutre. D'après "UNESCO (1987) through UNEP/GRID-Sioux Falls" (<http://www.na.unep.net/>).

Le bassin du Gange-Brahmapoutre est le bassin le plus densément peuplé de la terre. En 2006, environ 650 millions de personnes vivaient dans le bassin, soit plus de 10 % de la population mondiale, pour seulement 0.5 % de la surface continentale (Badie and Didot, 2007). La répartition de cette population est très inégale puisque les zones montagneuses (Haute chaîne Himalayenne et plateau du Tibet) sont beaucoup moins peuplées que le reste du bassin (figure 1.8). Les grandes agglomérations sont toujours situées près de rivières importantes et la population est particulièrement concentrée dans la plaine sur les rives du Gange et du Brahmapoutre. Les principales conséquences de l'activité anthropique sur le milieu naturel sont d'une part la modification du cours naturel des rivières et de leurs débits et d'autre part la modification de la répartition naturelle de la végétation dans le bassin.

Au cours du XX^{ème} siècle, de nombreux barrages ont été construits sur le cours des rivières du système Himalayen, principalement dans le bassin du Gange. L'objectif principal de ces ouvrages est l'utilisation de l'eau des rivières à des fins d'irrigation des cultures dans la plaine et la régulation des débits au cours de l'année. De nombreux canaux ont également été construits pour dévier une partie du débit des rivières vers les zones de culture. Le barrage le plus important a été construit en 1974. Il s'agit du barrage de Farakka (Inde) qui barre le cours principal du Gange en amont du Bangladesh. Un système de canaux dévie une partie importante du débit vers le Sud et la ville de Calcutta (Inde). En période de basses eaux, le débit résiduel du Gange au Bangladesh peut être très faible, au point de pouvoir traverser le Gange à pied à Harding Bridge (Rahman, communication personnelle). Le détournement des eaux du Gange vers Calcutta est d'ailleurs une source de conflit de longue date entre l'Inde et le Bangladesh. L'influence des barrages et du détournement des eaux de rivières perturbe fortement le système fluvial naturel en créant des accumulations sédimentaires en amont des barrages et en modifiant le cours des rivières en aval. Cependant, au cours de la mousson, les débits sont tels qu'il est impossible de barrer le cours des rivières et en pratique les barrages sont complètement ouverts afin d'éviter l'inondation des zones situées en amont. Au cours de la période de hautes eaux, l'influence des barrages sur l'écoulement des rivières est donc restreinte et l'on peut considérer qu'en pleine mousson les rivières retrouvent un fonctionnement proche du fonctionnement naturel.

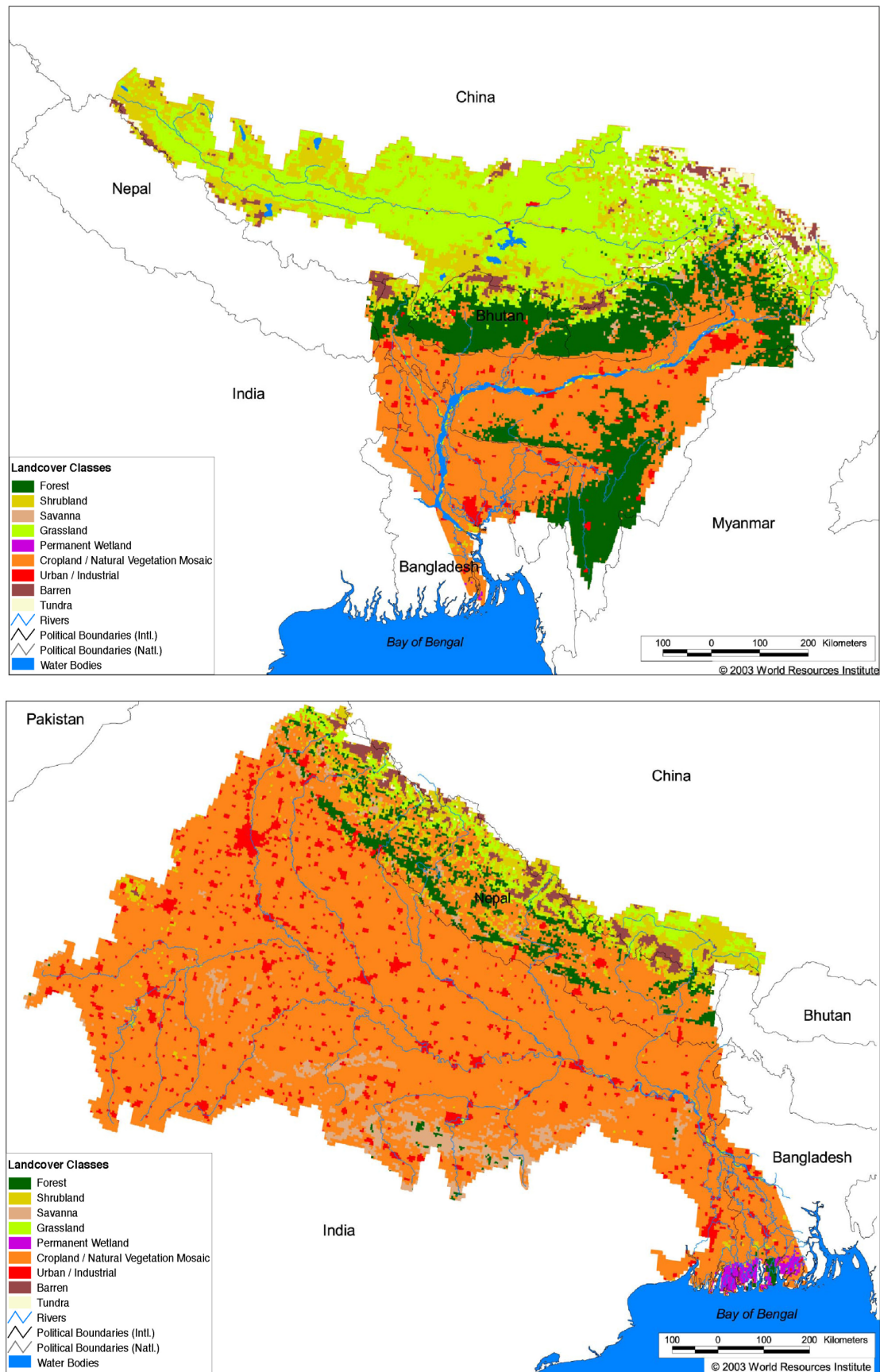


Figure 1.9 : Cartes représentant la couverture végétale dans les bassins du Brahmapoutre (haut) et du Gange (bas). Dans les deux bassins, un mélange de cultures et de végétation naturelle occupe la plus grande partie de la surface de la plaine. D'après (Revenga et al., 2003).

La répartition actuelle de la végétation dans le bassin du Gange-Brahmapoutre est fortement déterminé par les activités anthropiques, en particulier la déforestation et les pratiques agraires (figure 1.9). Sur la majeure partie de la surface du bassin, la répartition actuelle de la végétation diffère nettement de la répartition "naturelle". Le flanc Sud de la chaîne Himalayenne est affecté par une intense déforestation, en particulier en dessous de 2000 m d'altitude (e.g. Dobremez, 1976). La culture en terrasse, en particulier du riz, y est très répandue en raison de l'importance des pentes. La plaine a, quant à elle, subi une déforestation quasi totale. La culture céréalière y est très répandue et particulièrement intensive avec jusqu'à trois récoltes de riz par an, l'irrigation et l'emploi massif d'engrais y sont très répandus. Les principales productions sont le riz, le blé, le maïs, le millet et la canne à sucre (e.g. Aucour et al., 2006). La plaine est donc dominée par une mosaïque de végétation naturelle et de cultures céréalières.

Table 1.1 : Récapitulatif des principales caractéristiques des bassins du Brahmapoutre et du Gange. a : d'après (Rao, 1979). b : d'après (Galy, 1999) et références incluses. c : utilisation relative de l'espace et répartition du couvert végétal à proximité des rivières majeures (< 5 km), d'après (Revenga et al., 2003). d : d'après (Badie et Didot, 2007). e : module annuel moyen du Brahmapoutre à Bahadurabad et du Gange à Farakka d'après (GRDC, 1996). f : flux sédimentaire moyen du Brahmapoutre à Bahadurabad et du Gange à Harding Bridge (RSP, 1996).

	Brahmapoutre	Gange	Total G-B
Surface totale du bassin (10^6 km^2) ^a	0.58	1.06	1.64
Surface de la plaine (10^6 km^2) ^{a,b}	0.10	0.56	0.66
Longueur totale (km) ^a	2900	2500	
Longueur du cours dans la plaine (km) ^a	1000	2020	
Pente moyenne dans la plaine	1.45×10^{-4}	1.15×10^{-4}	
Module annuel moyen (m^3/s) ^e	22000	12000	34000
Flux annuel (km^3/an) ^e	690.0	379.6	1069.6
Runoff moyen (mm/an)	1190	358	652
Flux sédimentaire annuel ($10^6 \text{ tonnes}/\text{an}$) ^f	600	550	1150
Espaces cultivés (%) ^c	29	71	
Espaces forestiers (%) ^c	35	10	
Espaces herbagés (%) ^c	29	7	
Zones urbaines (%) ^c	3	8	
Densité moyenne de population (hab/km^2)	182	401	
Population en 2006 (10^6 hab) ^d	106	425	650

Chapitre II

Méthodes analytiques



Le spectromètre de masse VG 602d modifié du laboratoire des Isotopes Stables du CRPG

L'essentiel des techniques analytiques mises en œuvre au cours de cette étude est présenté dans les parties "Methods" des différents manuscrits soumis qui sont inclus dans le présent mémoire. Dans ce chapitre, nous décrivons plus particulièrement les techniques de caractérisation chimique et physique de la matière organique. La mesure de la composition en ^{14}C , abordée très succinctement dans les publications, fait ici l'objet d'une description plus détaillée. Nous décrivons également la caractérisation physique de la matière organique réfractaire ainsi que la mesure de la teneur en azote organique.

2.1 Teneur et composition du carbone organique

L'analyse de la teneur et de la composition du carbone organique des sédiments détritiques du système Himalayen est rendue délicate par deux caractéristiques intrinsèques : (1) la présence de carbonates détritiques et (2) la faible teneur générale en carbone organique (0-2 %). Les développements techniques effectués lors de ce travail ainsi que les limitations liées à la nature des sédiments étudiés sont donc brièvement développées dans la première partie de ce chapitre.

2.1.1 La décarbonatation

Les sédiments détritiques du système Himalayen (sédiments de rivière, sédiments océaniques, sols) ainsi que les roches sources de la chaîne Himalayenne peuvent contenir des carbonates, principalement calcite et dolomite, dans des proportions importantes. Dans le bassin du Gange, les lithologies carbonatées sont bien représentées, principalement par les roches des Séries Sédimentaires Téthysiennes et, dans les sédiments de rivière, la teneur en carbonates est élevée et plutôt inhabituelle (Galy, 1999; Galy et al., 1999). Dans le bassin du Brahmapoutre, la proportion de lithologie carbonatée érodée est plus faible. En conséquence, les sédiments de rivières sont moins riches en carbonates quoique calcite et dolomite soient généralement présentes (Galy, 1999; Galy et al., 1999). Les sédiments océaniques déposés dans le cône du Bengale contiennent à la fois des carbonates détritiques provenant de l'érosion des roches Himalayennes et une proportion variable de carbonates biogéniques formés dans l'environnement océanique (Von der Borch et al., 1974; Cochran et al., 1989; Kudrass, 1996; Höhndorf et al., 2003). Vis-à-vis de l'analyse du carbone organique (teneur et composition), la

présence de carbonates impose de procéder au préalable à une élimination chimique de ces carbonates par acidification. Cette étape préliminaire, dite de décarbonatation, est rendue délicate dans le cas des sédiments détritiques du système Himalayen par la présence de dolomite dont la cinétique de dissolution est beaucoup plus lente que celle de la calcite. La méthode "classique" d'acidification gazeuse ne permet pas toujours la dissolution complète des carbonates détritiques dont la cinétique d'attaque est défavorable comme la dolomite ou la sidérite (e.g. Aller and Blair, 2006). Il est donc nécessaire de procéder à une acidification au moyen d'un acide liquide et à chaud. Au cours de cette attaque acide une fraction notable du carbone organique peut être dissoute et donc perdue avec le lixiviat acide (e.g. Froelich, 1980; Hedges and Stern, 1984). Cela a pour conséquence de sous estimer les teneurs en carbone organique déterminées à partir d'échantillons décarbonatés. Nous avons donc réalisé une série de mesures afin de caractériser cette perte et ainsi restituer une teneur totale en carbone organique et non pas la teneur en carbone organique insoluble dans l'acide. Le détail de la méthode de décarbonatation, de la méthode de mesure par EA-IRMS ainsi que la caractérisation de la proportion de carbone organique solubilisé lors de la décarbonatation sont présentés dans le manuscrit suivant, soumis à Geostandards and Geoanalytical Research. L'analyse d'un jeu de sédiments provenant de la rivière Amazone ainsi que de matériaux géo-références donne un cadre plus général à nos conclusions et met en avant la nécessité de prendre en compte le phénomène de solubilisation de carbone organique lors de la décarbonatation des sédiments détritiques riches en carbonates.

Determination of total organic carbon content and $\delta^{13}\text{C}$ in carbonate rich detrital sediments.

Valier Galy^{1*}, Julien Bouchez² and Christian France-Lanord¹

1 CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

2 Institut de Physique du Globe de Paris 7, Place Jussieu 75252 Paris cedex 05, France

Keywords: organic carbon, decarbonation, solubilization, sediment, carbonate

Manuscrit publié dans *Geostandards and Geoanalytical Research*, vol. 31, pp 199-207 (2007)

Résumé

La détermination de la teneur totale en carbone organique et de sa composition dans des sédiments détritiques requiert leur décarbonatation préalable. L'élimination complète de carbonates tels que la dolomite ne peut être réalisée qu'au moyen d'une attaque avec un acide en phase liquide ce qui peut entraîner la solubilisation d'une partie du carbone organique. Pour un jeu de sédiments détritiques provenant du système Himalayen et de l'Amazone ainsi que pour cinq géo-références, nous avons déterminé la proportion de carbone organique (C_{org}) solubilisé lors de la décarbonatation. Celle-ci est significative pour l'ensemble des sédiments analysés et tend à augmenter avec la teneur en carbone organique. En comparaison avec les autres types de sédiments analysés, les fractions argileuses extraites de sédiments de rivière et les sédiments de fond très pauvre en C_{org} ont une proportion de C_{org} soluble dans l'acide respectivement élevée et faible. Dans les sédiments Himalayen et de l'Amazone, la proportion de C_{org} solubilisé lors de la décarbonatation est plutôt constante avec des valeurs moyennes respectives de 14 et 19 %. Nous pouvons donc calculer avec précision la teneur totale en carbone organique à partir de la teneur en C_{org} déterminée après décarbonatation. Nos données montrent que la solubilisation de C_{org} lors de la décarbonatation par un acide liquide est importante et doit être prise en compte lors de la détermination de la teneur en carbone organique. Moyennant une calibration minutieuse, la méthode que nous présentons devrait donc être utilisée pour l'analyse de sédiments détritiques riches en carbonates.

Abstract

The determination of total organic carbon content and composition in detrital sediments requires careful removal of their carbonate minerals. In detrital sediments containing large amounts of carbonates, including dolomite, this can only be achieved by liquid acid leaching that may solubilize a significant proportion of the organic carbon. For a set of detrital sediments from Himalayan system and Amazon river as well as five geo-references, we determined the proportion of organic carbon (C_{org}) solubilized during acid leaching. It is significant for all analysed sediments and generally tends to increase with the organic carbon content. Compared to other types of sediments analysed, clay fractions extracted from river sediments and bed sediments with very low organic carbon content respectively have high and low proportions of acid soluble C_{org} . In Himalayan and Amazon river sediments the proportion of C_{org} solubilized during acid leaching is rather constant with respectively average values of 14 and 19 %. This allows one to correct the C_{org} content measured after decarbonation for the solubilized organic carbon content. Our data show that C_{org} solubilization during liquid acid leaching must be taken into account. After careful calibration, the method presented here should therefore be applied to any carbonate rich detrital sediments.

1. Introduction

In detrital samples carbon is usually present under its two different species: organic and inorganic carbon. Inorganic carbon is mainly composed of carbonate mineral. Calcite and dolomite (Ca and Ca-Mg carbonates) are the most common forms and are very often present in rocks, soils, river sediments and marine sediments. Studies focused on organic carbon (C_{org}) content and composition therefore require to differentiate organic and inorganic carbon. They are usually based on preliminary decarbonation performed by leaching the sample with acetic or hydrochloric acid. This method is subject to two opposed constraints: the efficiency of carbonate mineral dissolution and the preservation of C_{org} content and composition. Previous studies have pointed out that leaching with liquid acid may solubilize a significant proportion of C_{org} and proposed the use of vapour acidification instead of liquid acidification (Froelich, 1980; Hedges and Stern, 1984). This method appears to be efficient for calcite rich sediments but has never been tested for sediments that contain high amounts of other forms of carbonates such as dolomite or siderite. Indeed, the kinetic of acid digestion of dolomite is much slower than that of calcite and its complete digestion would certainly not be achieved using the vapour acidification method. Consequently, liquid acidification is commonly used without any quantification of the proportion of C_{org} that is dissolved during the leaching. In this case, the determined C_{org} content is not really total C_{org} content but rather acid insoluble C_{org} content. This must significantly bias C_{org} budgets drawn from such measurements. The determination of the proportion of C_{org} that is dissolved during the leaching is therefore crucial to determine the real total C_{org} content in carbonate rich sediments.

In the Himalaya-Bengal Fan system, river sediments, soils and oceanic sediments contain variable amounts of detritic carbonates derived from Himalayan rocks erosion (Von der Borch et al., 1974; Cochran et al., 1989; Galy et al., 1999). In river sediments, calcite and dolomite contents can be as high as 50 %. These detritic carbonates have $\delta^{13}C$ up to 30 ‰ higher than C_{org} (Galy et al., 1999) and very low $\Delta^{14}C$ (theoretically - 1000 ‰) as they derive from ancient sedimentary rocks. In addition, in river and oceanic sediments from the Himalayan-Bengal Fan system TOC are generally low and typical values are lower than 1 % (France-Lanord and Derry, 1994; Aucour et al., 2006; Galy et al., Submitted-a). Any trace of carbonate would thus significantly bias the measure of $\delta^{13}C$ and $\Delta^{14}C$ of C_{org} as well as of TOC. For instance, 0.1 % of carbonate with $\delta^{13}C = 0$ ‰ remaining in a sediment with 1 % of C_{org} at $\delta^{13}C = -25$ ‰ will shift the apparent $\delta^{13}C$ of C_{org} by 0.3 ‰, which is slightly

higher than analytical uncertainty of $\delta^{13}\text{C}$ measurement. The Himalayan system example shows that carbonate must be completely removed prior to determine C_{org} content and isotopic composition in carbonate rich detrital sediments.

In this paper, we propose an analytical procedure based on a liquid acidification method that: (1) completely digests both detrital calcite and dolomite, and (2) enable one to estimate the amount of C_{org} solubilized and therefore to calculate the actual total C_{org} content rather than acid insoluble C_{org} content. We present a set of data validating and calibrating this technique for Himalayan rivers and Bengal Fan sediments, Amazon river sediments as well as five geo-references given for comparison. For a selected set of samples we measured carbonate content after acidification to evaluate the efficiency of carbonate digestion. The amount of C_{org} solubilized during the acidification was measured as well as corresponding C_{org} content of leached sediment. For Amazon river sediments that are devoid of carbonate (see section 3) we measured C_{org} content before and after acid leaching. Finally we propose a calibration law that allows total C_{org} content to be calculated from the acid insoluble C_{org} content.

2. Methods

Samples were first dried at 50 °C and finely crushed in an agate mortar. After mixing, aliquots of ca. 500 mg were placed in a glass centrifuge tube pre-cleaned with demineralized water. 7 ml of 4 Wt% HCl were then added progressively in the centrifuge tube to prevent any overflow. This represents a large excess of acid with respect to the amount of carbonate in each aliquot. After 5 minutes at room temperature, the centrifuge tubes were shaken with a vortex mixer and placed in a bath at 80 °C for 1 hour. During the acid leaching, samples were frequently shaken using a vortex mixer. Samples were then centrifuged at 1200×g (i.e. 3500 rpm) for 10 minutes and the supernatant eliminated. In order to remove any trace of HCl, 7ml of demineralized water were added in the centrifuge tube. Each tube was shaken with a vortex mixer and placed for 1 minute in an ultrasonic bath. The supernatant was eliminated after 10 minutes centrifugation at 1200×g. This rinsing procedure was repeated twice. Finally, after drying at 50 °C samples were re-homogenised in an agate mortar.

The carbonate content was determined by sediment leaching with large excess of 100 % H_3PO_4 (McCrea, 1950). In Himalayan sediments, calcite and dolomite contents were

determined by sequential leaching: 3h at 25°C followed by 3 days at 50°C (Sheppard and Schwarcz, 1970; Galy et al., 1999). In Amazon river sediments, total carbonate content was determined after 11 days of leaching at 80 °C. In such decarbonated sediments, the remaining proportion of total carbonates was determined after several days of leaching at 100°C.

Particulate C_{org} content and $\delta^{13}C$ were determined using a modified Eurovector EuroEA3028-HT elemental analyser coupled to a GV Instruments IsoPrime continuous-flow isotope mass spectrometer. EA-IRMS runs were calibrated using 2 lab standards with mineral matrix, C_{org} content and $\delta^{13}C_{bulk}$ comparable to those of the samples. These standards, as well as the five geo-references, have been analysed by conventional method (France-Lanord and Derry, 1994) and calibrated with international standards. Calibration data are listed in table 1. For each sample, C_{org} content was calculated from the comparison of the ratio (mass44 area)/(sample weight) for sample and bracketing internal standards. C_{org} content measured in decarbonated fractions was then corrected for the loss of mass associated to the dissolution of the carbonates. This correction was realised on the basis of the initial carbonate content, independently determined for each sample. We assumed that the proportion of mass lost equals the initial carbonate content, which is further supported by the efficiency of carbonate removal reported in section 3. C_{org} content was finally expressed in weight per cent of dry untreated sediment and $\delta^{13}C_{bulk}$ was expressed versus V-PDB using the δ notation (Coplen, 1996). The analytical precision of TOC and $\delta^{13}C_{bulk}$ was estimated from internal standard analysis to be respectively 0.01 % and 0.1 ‰ (fig 1). On the basis of sample replicates, estimated 2 s.d. reproducibility for TOC and $\delta^{13}C_{bulk}$ measurements is 0.02 % and 0.25 ‰ respectively.

Dissolved C_{org} content (DOC) was measured in the leach solutions using a Rosemount Dohrmann Total Organic Carbon Analyser DC-190. Samples are first acidified with H_3PO_4 and degassed to remove inorganic carbon. Then, the remaining dissolved C_{org} is oxidised in presence of O_2 at 750 °C. The total amount of CO_2 produced during the oxidation is measured by an Infrared detector. The DOC is finally calculated by comparison with 5 calibrated internal standards with variable DOC. Sample measurements are systematically made in triplicate and the estimated 2 s.d. relative reproducibility is better than 2 %.

For each sample, the volume of the solution was measured at the end of the leaching, to determine the total amount of C_{org} solubilized during the acidification. This allowed the proportion of C_{org} lost during acid leaching to be estimated.

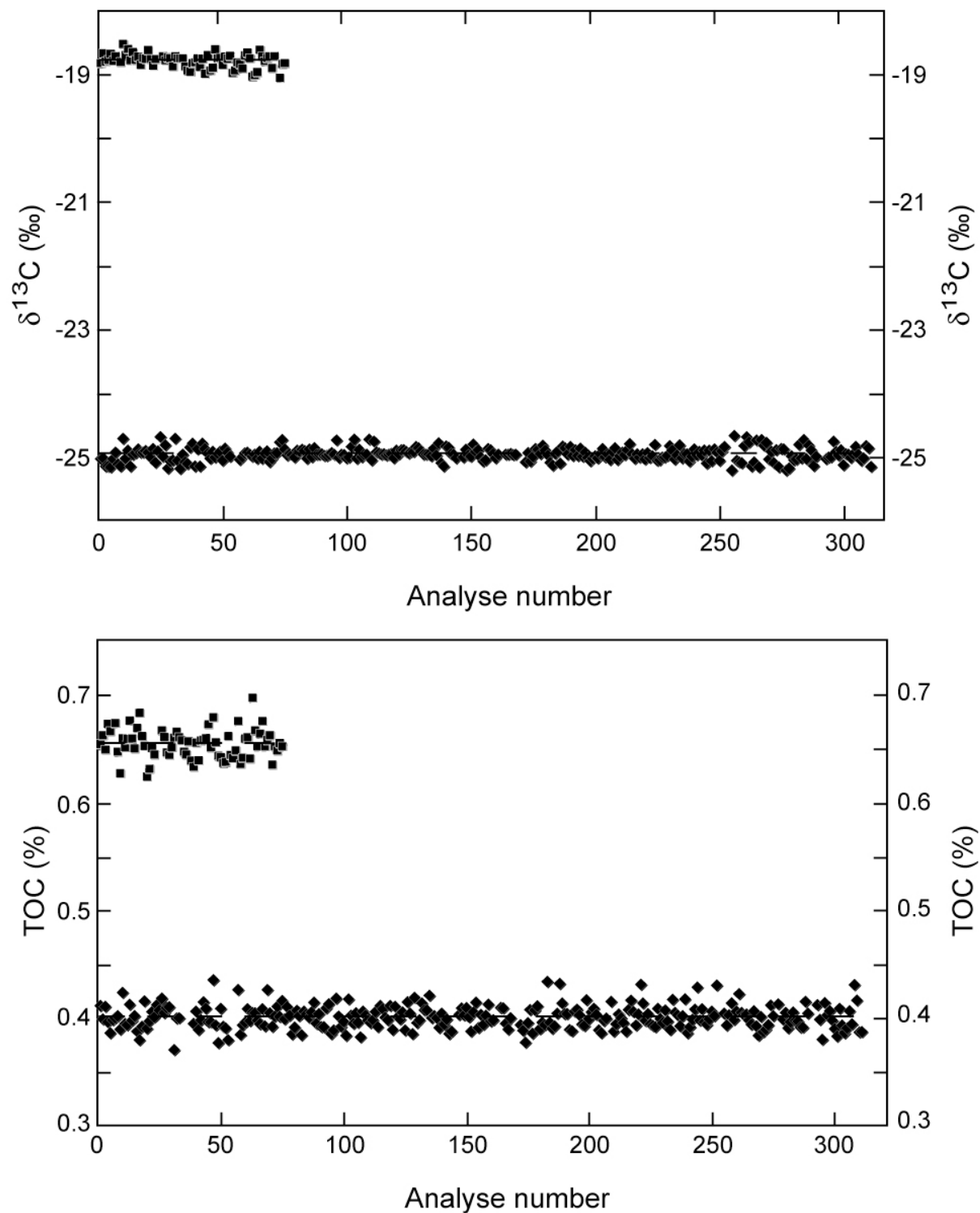


Figure 2.1: $\delta^{13}C_{org}$ (top) and C_{org} content (bottom) of internal standards M2 (black diamonds) and 120D (grey diamonds) used for calibration of EA-IRMS runs.

Table 2.1: TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of geo-references and internal standards used for EA-IRMS measurements. TOC of geo-references were calculated by summing acid soluble C_{org} measured in the leach and C_{org} content determined after decarbonation following conventional method (France-Lanord and Derry, 1994). $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ have been determined after decarbonation by dual inlet measurement on a VG 602d isotope ratio mass spectrometer with internal 2 s.d. uncertainty of 0.02 ‰

Sample	Type	TOC %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ‰	
	NIST SRM 2711	1.39	-23.0	
Geo-reference	IGCE GSS-1 soil	1.96	-24.7	
	USGS GXR-2	3.35	-25.5	
	IGCE GSD-12 river sediment	0.44	-22.6	
	USGS Sco-1 shale	0.34	-24.6	
		replicat 1	0.403	-24.96
Internal standard	M2	replicat 2	0.408	-24.98
		replicat 3	0.408	-24.98
		mean	0.41	-25.0
		replicat 1	0.648	-18.74
	120D	replicat 2	0.645	-18.76
		mean	0.65	-18.8

3. Results

Initial carbonate contents determined on untreated samples are listed in table 2. Analysed Himalayan sediments have variable amounts of carbonates between 1.3 and 15.8 %. Calcite contents range from 0.5 to 13.0 % while dolomite contents, ranging from 0.8 to 5.5 %, are generally lower but always significant. Amazon river sediments are almost devoid of carbonates since measured total carbonate content is systematically lower than 0.09 % and is very close to lower detection limit.

To estimate the efficiency of carbonate removal, total carbonate content was measured in selected Himalayan sediments after decarbonation. Remaining total carbonate in decarbonated sediments ranges between 0.01 and 0.04 %, i.e. close to the lower detection limit. Assuming these values represent the actual remaining carbonate, average efficiency of carbonate digestion is 99.6 % with a minimum value of 99.3 %. Total remaining carbonate in decarbonated sediments represents a maximum of 1.2 % of their total carbon content estimated by adding C_{org} and carbonate contents (fig 2.2, table 2.2).

Table 2.2: Carbonate content of selected detrital sediments from Himalayan system and Amazon river. For Himalayan sediments, we determined residual carbonate content after decarbonation and calculated the contribution of mineral C to total C (i.e. carbonates + C_{org}).

Sample	Type	Calcite Wt%	Dolomite Wt%	Total carbonate Wt%	Residual carbonate Wt%	$C_{mineral}/$ C_{total} %
Himalayan System						
BR 214		3.2	1.8	5.0	0.01	1.2
BR 114	river	5.1	3.1	8.1	0.03	1.2
PB 54		10.3	5.5	15.8	0.03	1.2
117 KL 819-822 SP		4.0	2.3	6.4	0.04	0.5
117 KL 819-822 VG		4.0	2.3	6.4	0.03	0.4
218 05R01W43	oceanic	0.8	1.4	2.1	0.01	0.4
218 08R02W83		13.0	1.4	14.4	0.02	0.1
218 11R02W117		0.5	0.8	1.3	0.00	0.2
Amazon River						
AM-05-10				0.08		
AM-05-20	river			0.02		
AM-05-44				0.02		
AM-05-46				0.03		

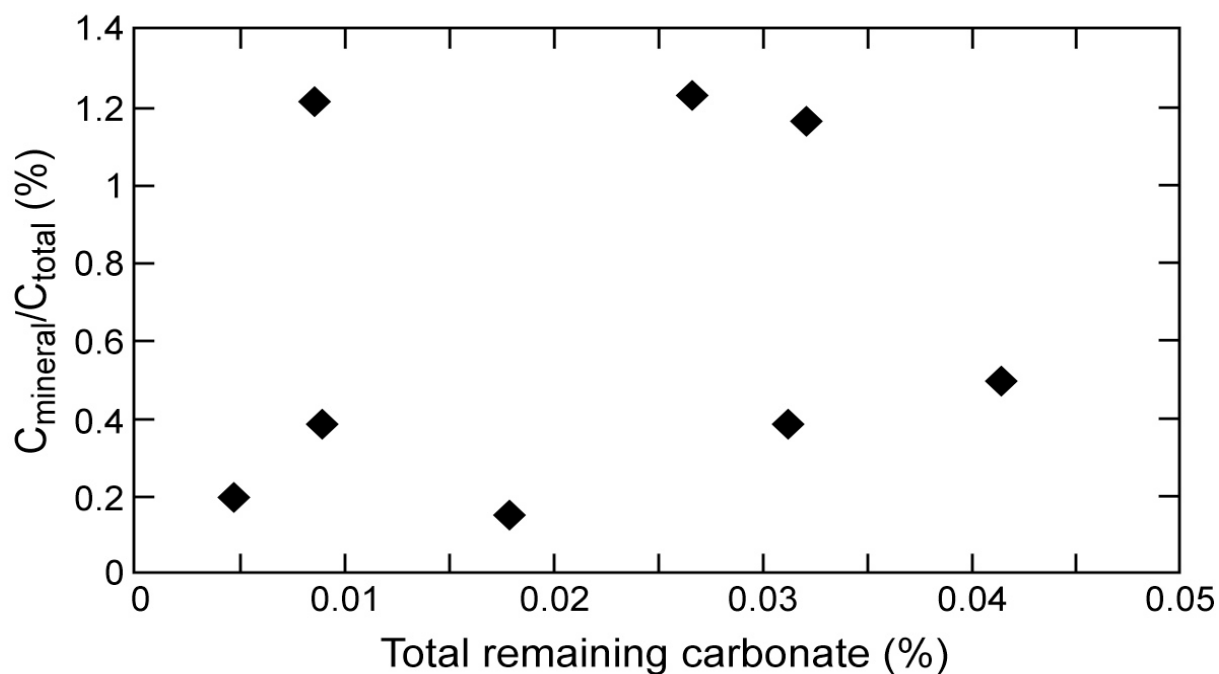


Figure 2.2: Ratio of mineral over total C as a function of remaining carbonate in selected decarbonated sediments from the Himalayan system. The maximum contribution of mineral C after decarbonation is ca. 1.2 %, allowing accurate measurement of C_{org} content.

The proportion of C_{org} solubilized during decarbonation was measured in the acid leach for a set of river and oceanic sediments from the Himalayan system covering the whole range of C_{org} content variability in the system. To take into account the mineralogical variability of river sediments, we used both bulk sediments and grain size fractions. We calculated the actual total C_{org} content (TOC^+) by adding acid soluble C_{org} determined in the leach solution and acid insoluble C_{org} determined by EA-IRMS in decarbonated sediments. Two Amazon river sediments and five geo-references (three soils, one river sediment and one shale) were also analysed following the same procedure. Results are listed in table 3. In every analysed sample, a minimum of 8% of the C_{org} was solubilized during the decarbonation. Both river and oceanic sediments from the Himalayan system define a very good linear correlation between TOC^+ and acid insoluble C_{org} content (fig 3). The shale SCO-1 and the river sediment GSD-12 also plot on the same correlation, indicating they have comparable proportion of acid soluble C_{org} . The two Amazon river sediments have comparable proportions of acid soluble C_{org} , slightly higher than Himalayan sediments. The three soils (SRM 2711, GSS-1, GXR-2) analysed have both higher TOC^+ and proportion of acid soluble C_{org} . Clay fractions ($<2\mu m$) extracted from river sediments present C_{org} enrichments compared to other fractions and bulk sediments and slightly deviate from the general trend defined by Himalayan sediments. The proportion of acid soluble C_{org} in these clay fractions is higher than in other size fractions and varies from 19 to 26%. Excluding these clay fractions, river and oceanic sediments from the Himalayan system present similar proportions of acid soluble C_{org} with an average value of 14% of the TOC^+ . For bulk river and marine sediments we can therefore satisfactorily estimate the TOC^+ from C_{org} content determined on decarbonated sediments. For the whole Himalayan sample set presented in this paper (excluding clay fractions) the 2 s.d. uncertainty on TOC^+ determination generated by this calculation is ca. 0.025 %.

Total carbon content in 12 Amazon river sediments was determined before and after decarbonation. As shown above, Amazon river sediments have negligible amounts of carbonate, total carbon content determined on untreated samples is therefore representative of their total C_{org} content. Consequently, the difference between C_{org} content determined before and after acid leaching represents the amount of C_{org} solubilized during the leaching. In these sediments, TOC^+ and acid insoluble C_{org} content define a positive correlation (fig 4) indicating comparable proportion of C_{org} solubilized during the leaching. Two bed sediments with very low TOC^+ (0.06 %) have significantly lower proportion of acid soluble C_{org} . Excluding these two sediments, the average proportion of acid soluble C_{org} is 19 %, slightly higher than average Himalayan sediments.

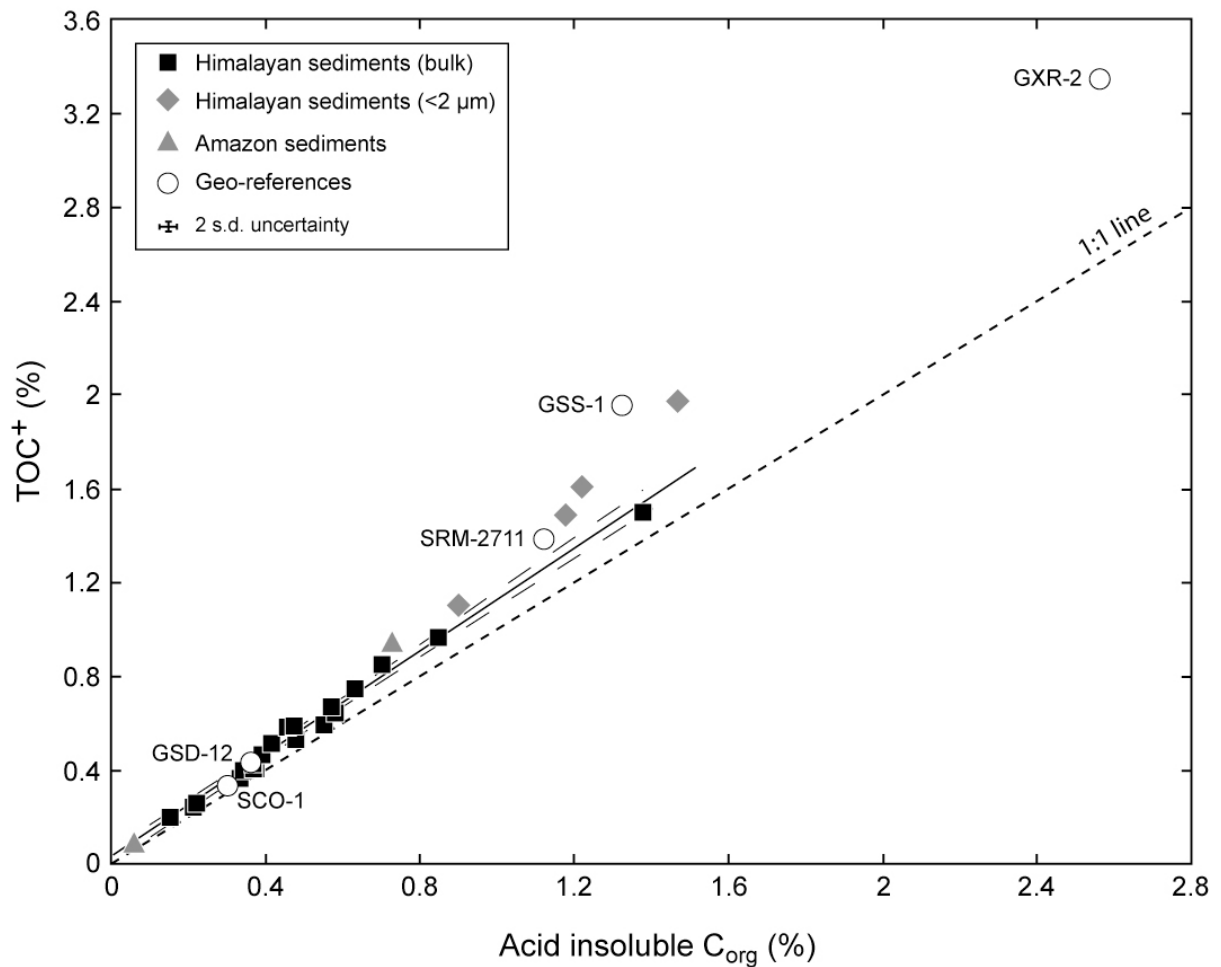


Figure 2.3: Total organic carbon (TOC⁺) as a function of acid insoluble C_{org} in detrital sediments from Himalayan system (black squares and grey diamonds), Amazon river (grey triangles) and geo-references (open circles). Best fit and 95 % confidence interval are shown for detrital sediments from the Himalayan system.

4 Discussion

We used a liquid acidification that efficiently removes detrital carbonates, including large amounts of dolomite. Traces of carbonates may remain in the decarbonated sediments but even for sediments with very low C_{org} content they generate minor bias on TOC⁺ and δ¹³C_{org} measurements.

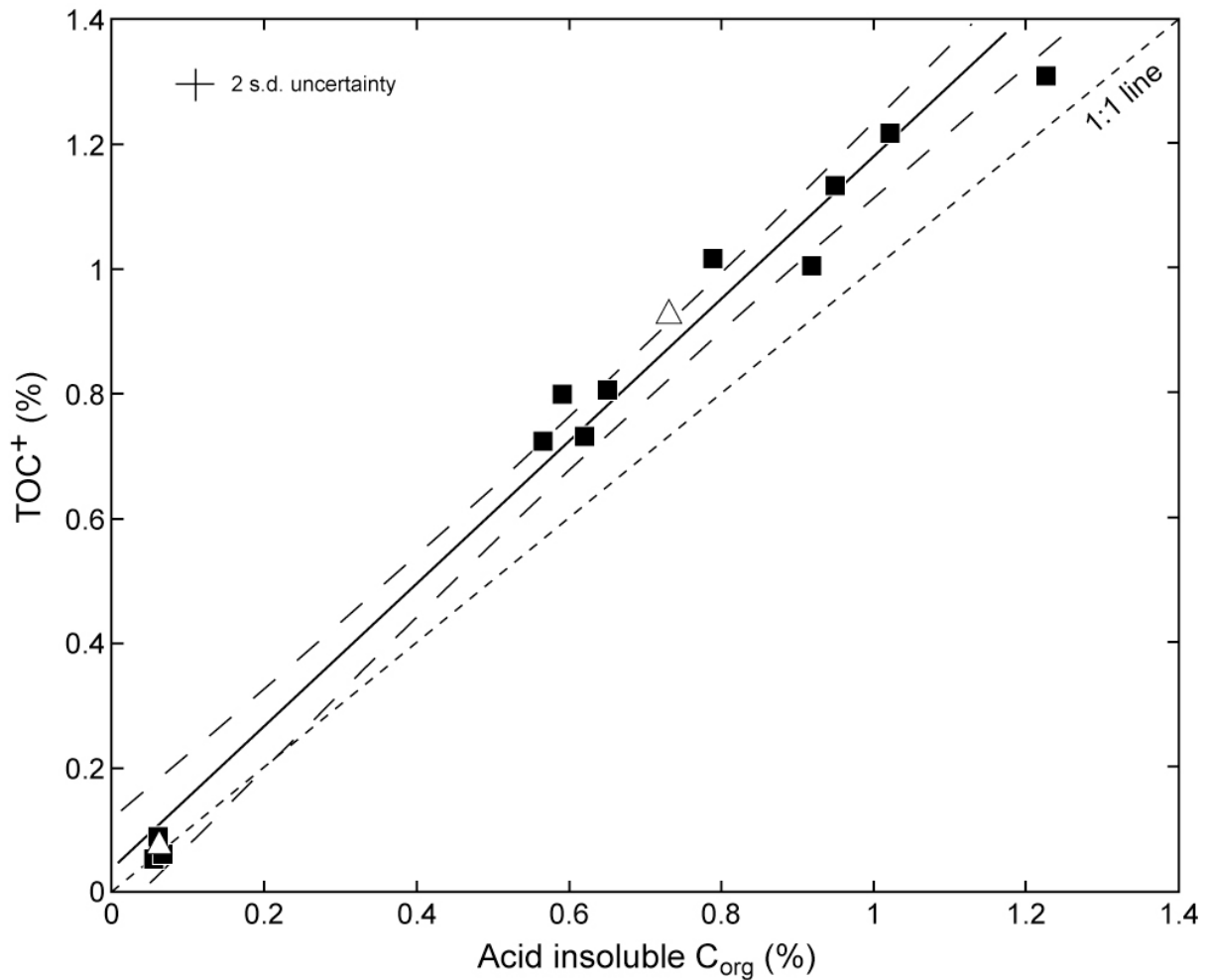


Figure 2.4: Total C as a function of acid insoluble C_{org} in Amazon river sediments with best fit and 95 % confidence interval. TOC was assumed to be equal to total C since Amazon river sediments are devoid of carbonates (black squares). For two sediments (grey triangles) TOC was calculated as the sum of acid soluble C_{org} measured in the acid leach and acid insoluble C_{org} measured after decarbonation.

During this decarbonation procedure, a significant proportion of the C_{org} is solubilized. However, for the whole set of sample presented in this paper, this proportion is not highly variable and converges towards an average value of 14 % in Himalayan sediments and 19 % in Amazon river sediments. Excluding clay fraction extracted from river sediments, this proportion is quite constant in both river and oceanic sediments. This allows to accurately calculate the TOC⁺ from acid insoluble C_{org} content determined on leached sediments. The chemical reaction that leads to this C_{org} solubilization may corresponds to a hydrolysis of carbohydrates (i.e. sugars). In soils, carbohydrates are a labile major component of the total C_{org} and their proportion usually ranges from 10 to 30 % (Cheshire, 1979).

Carbohydrates may also represent a large part of the C_{org} in Himalayan river sediments (Ittekkot et al., 1985a). Therefore, it is not surprising that our liquid acidification solubilizes, i.e. hydrolyses, ca. 15 % of the C_{org} in Himalayan sediments. Different large systems such as Amazon and Himalaya appear to have slightly different proportions of acid soluble C_{org} , likely due to different C_{org} pool composition. This may reflect different C_{org} sources in these two systems such as variable contributions of phytoplankton (Hedges et al., 1994; Aucour et al., 2006). Amazon bed sediments with very low C_{org} content appear to have low proportion of acid soluble C_{org} . This is consistent with their C_{org} composition, which is likely to be dominated by highly refractory fossil C_{org} (e.g. graphite) derived from source rocks (see (Galy et al., Submitted-a) for supporting ^{14}C data on Himalayan river sediments). Conversely, clays extracted from river sediments as well as soils enriched in C_{org} have relatively high proportions of acid soluble C_{org} . This may reflect higher proportion of recent labile C_{org} in such sediments than in bulk river and oceanic sediments.

In terrestrial plants, carbohydrates have variable isotopic composition but are generally enriched in ^{13}C compared to the bulk plant tissue (Van Dongen et al., 2002). Isotopic studies of carbohydrates contained in soil cultivated with C3 and C4 plants reported an average enrichment of 3.4 ‰ and 1.1 ‰ respectively (Derrien et al., 2006). Therefore, for sediments from the Himalayan basin, the maximum difference between $\delta^{13}C$ of TOC^+ and $\delta^{13}C$ of acid insoluble C_{org} must be ca. 0.5 ‰. This hypothesis is further supported by negligible difference between $\delta^{13}C$ of TOC^+ and $\delta^{13}C$ of acid insoluble C_{org} measured in carbonate free sediments that were treated with similar liquid acidification (Aucour, personal communication).

Table 2.3: C_{org} measurements in detrital sediments from Himalayan system, Amazon river and geo-references. TOC^+ is calculated as the sum of C_{org} content measured in decarbonated sediments and dissolved C_{org} measured in the acid leach. In Amazon river sediments which are devoid of carbonates we measured C_{org} content after decarbonation and total C in untreated sediments.

Sample	Type	Decarbonated C_{org} (%)	Solubilized C_{org} (%)	TOC^+ (%)
Himalayan rivers				
BR 500	river <2 μ m	1.47	0.51	1.98
	river 2-50 μ m	0.57	0.10	0.67
	river 20-50 μ m	0.22	0.04	0.26
	river 50-200 μ m	0.47	0.11	0.59
	river <2 μ m	0.90	0.22	1.12
BR 522	river 2-50 μ m	0.42	0.10	0.51
	river 20-50 μ m	0.15	0.05	0.20
	river 50-200 μ m	0.70	0.15	0.85
PB 2	river <2 μ m	1.18	0.32	1.50
	river 2-50 μ m	0.85	0.12	0.97
	river <2 μ m	1.22	0.40	1.62
PB 60	river 2-50 μ m	0.36	0.07	0.43
	river 20-50 μ m	0.21	0.03	0.24
	river 50-200 μ m	0.21	0.04	0.25
PB 79	river	0.39	0.08	0.47
Bengal Fan (DSDP Leg 22 Site 218)				
02R02W40-50		0.63	0.12	0.75
02R03W110-120		0.58	0.07	0.64
05R01W120-130		0.55	0.05	0.60
06R02W135-145		1.38	0.13	1.50
08R03W140-148	oceanic	0.37	0.03	0.41
11R01W145-146		0.34	0.06	0.40
13R01W133-144		0.37	0.04	0.41
17R01W130-140		0.46	0.13	0.58
19R01W126-130		0.48	0.06	0.53
27R02W105-106		0.33	0.04	0.37
Amazon river				
AM-05-04	river	0.73	0.20	0.93
AM-05-10		0.06	0.02	0.08
AM-05-04		0.79		1.02
AM-05-08		1.02		1.22
AM-05-10		0.06		0.09
AM-05-35		0.65		0.81
AM-05-37		0.92		1.01
AM-05-39	river	1.22		1.31
AM-05-44		0.05		0.06
AM-06-10		0.95		1.14
AM-06-36		0.59		0.80
AM-06-37		0.57		0.73
AM-06-38		0.62		0.73
AM-06-44		0.06		0.06
Geo-references				
NIST SRM 2711	soil	1.12	0.27	1.39
IGCE GSS-1	soil	1.32	0.64	1.96
USGS GXR-2	soil	2.56	0.79	3.35
IGCE GSD-12	river	0.36	0.08	0.44
USGS Sco-1	shale	0.30	0.04	0.34

5. Conclusion

We developed an analytical procedure that allows precise and accurate determination of the actual total organic carbon content and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in carbonate rich detrital sediments. Estimated overall uncertainties on TOC^+ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ determination are 0.03 % and 0.25 %, respectively. Our method allows the solubilization of an important fraction of the C_{org} during liquid acid leaching to be taken into account, which is crucial to estimate C_{org} budgets. The TOC notation appears to be ambiguous since it is sometimes used to designate acid insoluble C_{org} . In future studies, the use of an unambiguous notation, such as TOC^+ proposed in this paper, would certainly be useful. After careful calibration, our method appeared to be accurate to study C_{org} in Himalayan sediments. Although it must certainly be calibrated for each single system, this method should therefore be used to study C_{org} content and isotopic composition in carbonate rich materials, especially soils, river sediments and marine sediments.

Acknowledgments

This study was funded by CNRS-INSU programs "Eclipse" and "Relief de la Terre". We thank Bernadette Gerard who performed dissolved organic carbon measurements. We also thank Jean Carignan for his help in the choice of geo-references and Caroline Guilmette for her valuable help in the stable isotope laboratory. This is CRPG-CNRS contribution 1868.

2.1.2 Limitations liées à la teneur en carbone organique

Les précédentes études portant sur le carbone organique dans le système Himalayen ont mis en évidence une caractéristique commune à l'ensemble des différents types d'échantillons (sédiments de rivière, sédiments océaniques, sols, roches) : leur teneur en carbone organique est systématiquement faible et dans la plupart des cas inférieure à 1 % (Von der Borch et al., 1974; Cochran et al., 1989; Subramanian and Ittekkot, 1991; France-Lanord and Derry, 1994; Aucour et al., 2006). Dans les roches Himalayennes et les sédiments de rivière grossiers, la teneur en carbone organique est généralement très faible (typiquement ~ 0.05 %) et le carbone organique peut donc être considéré comme une phase présente en trace.

De telles teneurs rendent l'analyse du carbone organique sensible aux contaminations pouvant survenir au cours des différentes manipulations des échantillons. Sans aller jusqu'à travailler en salle blanche, une attention particulière a donc été portée en particulier lors des phases préliminaires de broyage, séchage, décarbonatation afin de limiter les contaminations organiques. La mesure de la teneur en carbone organique et du $\delta^{13}\text{C}$ des échantillons les plus pauvres en carbone (< 0.1 %) a été systématiquement réalisée suivant le protocole classique d'oxydation au CuO en tube scellé (cf. § 2.1.3.1). Afin d'évaluer le niveau de contamination généré par l'ensemble des manipulations, nous avons réalisé plusieurs expériences à partir de sable de Fontainebleau chauffé au préalable à 950°C sous atmosphère d'air afin d'éliminer toute trace de carbone. Le niveau de blanc généré par l'extraction et la purification du CO_2 a été ainsi estimé à 1.5×10^{-7} mole de carbone. Pour les échantillons les plus pauvres en carbone organique (~ 0.01 %), une prise d'essai d'environ 300 mg assure donc une contribution du blanc inférieure à 5 %. Nous avons également estimé le niveau de contamination associé à l'ensemble de la chaîne de traitement des matières en suspension. Pour ce faire, nous avons fait subir à du sable de Fontainebleau la totalité des étapes, dans des conditions techniques identiques à celles utilisées sur le terrain (même matériel) : collecte, filtration, récupération des matières solides, séchage (cf § 3.1.3). Puis, nous avons réalisé l'extraction et la purification du CO_2 suivant le protocole classique d'oxydation au CuO en tube scellé. Le niveau de contamination s'élève à environ 65 ppm de carbone et sa composition isotopique est estimée à -31.7 %. Compte tenu de la teneur minimale en carbone organique des matières en suspension (~ 0.2 %), ce niveau de contamination représente au maximum 3 % du signal total mesuré. En outre, sa composition isotopique suggère une

influence prépondérante de polymères synthétisés à partir de dérivés du pétrole. Il pourrait s'agir des parois de l'échantillonneur ou plus probablement des outres de stockage (cf. § 3.1.3). Finalement, l'excellente reproductibilité externe de la teneur et de la composition isotopique obtenue à partir de répliqués (cf. § précédent) démontre néanmoins la qualité des mesures réalisées dans le cadre de cette étude.

Par ailleurs, la faible teneur en carbone organique des sédiments étudiés rend d'autant plus difficile l'analyse de composés organiques moléculaires qu'ils représentent une faible proportion du carbone organique total. C'est le cas en particulier des biomarqueurs (composés moléculaires choisis pour leurs caractéristiques d'environnement de biosynthèse particuliers) extraits de la matière organique à l'aide de solvants comme le dichlorométhane. Par exemple, dans des sédiments du Cône du Bengale analysés au cours d'une étude précédente, l'abondance rapportée de chaque n-alcane est seulement de quelques ng/g (Freeman and Colarusso, 2001). En conséquence, la limitation principale de telles analyses réside dans la taille des échantillons disponibles. Au cours de cette thèse nous avons réalisé des extractions de matière organique soluble dans le dichlorométhane à l'aide d'un extracteur automatique au G2R (ASE) afin d'étudier sa composition moléculaire ainsi que pour déterminer la composition isotopique de certaines molécules sélectionnées (biomarqueurs). Pour les sédiments de rivière comme pour les sédiments océaniques nous avons dû réaliser l'extraction à partir d'échantillons de taille généralement comprise entre 50 et 100 g afin de recueillir une quantité suffisante de chaque composé. En outre, la très faible teneur en biomarqueurs limite leur utilisation aux plus abondants d'entre eux, comme les n-alcane et les n-alcanols.

2.1.3 Mesure de la composition en ^{14}C du carbone organique total

2.1.3.1 Protocole d'extraction et de mesure

L'abondance naturelle du ^{14}C étant très faible, autour de $1.2 \times 10^{-12} \%$, la mesure directe de sa proportion (par rapport au ^{13}C et ^{12}C) nécessite l'emploi d'un spectromètre de masse par accélérateur (SMA). Les analyses de ^{14}C présentées dans ce manuscrit ont été réalisées au Laboratoire de Mesure du ^{14}C (LMC14) de Gif-sur-Yvette à l'aide d'un SMA de 3 Mega Volts construit par National Electrostatic Corporation et nommé Artemis. Le principe de la mesure est de bombarder une cible de graphite avec une source d'ions Cs^+ afin d'extraire des ions C^-

qui sont ensuite accélérés, sélectionnés en énergie, convertis en ions C^{3+} , de nouveau accélérés et sélectionnés en énergie et finalement collectés. Pour de plus amples renseignements sur la mesure en elle-même on pourra se reporter au site Internet du LMC14 (<http://www-lmc14.cea.fr>). Cette méthode de mesure nécessite de convertir en graphite la totalité du carbone organique contenu dans les échantillons. Cette conversion est en fait réalisée en deux étapes : (1) conversion du carbone organique en CO_2 pur et (2) conversion du CO_2 en graphite. Nous avons réalisé la conversion du carbone organique en CO_2 ainsi que sa purification sur les lignes à vide du laboratoire des isotopes stables du CRPG suivant le protocole classique d'oxydation au CuO en tube scellé. Les sédiments sont tout d'abord décarbonatés selon la méthode décrite au § 2.1.1. Comme les carbonates provenant de l'érosion des roches Himalayennes ont précipité il y a plusieurs millions d'années il sont totalement dépourvu de ^{14}C . Toute trace de ces carbonates introduirait donc un biais important sur la mesure de la composition en ^{14}C du carbone organique, par effet de dilution. Il est donc essentiel d'utiliser un protocole de décarbonatation efficace. Les sédiments décarbonatés, séchés et homogénéisés sont pesés précisément et introduits dans un tube de quartz contenant environ 500 mg de CuO. Un bouchon de laine de quartz est ensuite introduit dans le tube afin de collecter les particules collées aux parois du tube et pour éviter toute perte lors de la mise sous vide. Tube de quartz, CuO et laine de quartz ont préalablement été nettoyés par pyrolyse à $900^\circ C$ pendant au moins une heure. La masse d'échantillon introduite est calculée afin que la quantité de CO_2 produite soit comprise entre 50 et $100 \mu mol$, quantité nécessaire à l'analyse de la composition en ^{14}C . Les tubes ainsi chargés sont ensuite connectés à un système de pompage et le vide est réalisé dans les tubes. Lorsque la pression atteint 10^{-6} bar, les tubes sont scellés à l'aide d'un chalumeau. La combustion totale du carbone organique est finalement obtenue par chauffage à $950^\circ C$ pendant une heure. Lors de la combustion, une quantité importante d'eau est produite et, à la fin de la réaction, la pression partielle d' N_2 et d' O_2 est généralement élevée dans le tube. Le CO_2 est donc isolé et purifié par cryogénie sur une ligne à vide en verre. La totalité des gaz contenus dans le tube sont d'abord transférés dans la ligne où règne une pression de 10^{-6} bar. CO_2 et H_2O sont condensés sous forme solide dans un piège refroidit avec de l'azote liquide à $-196^\circ C$. Les gaz non-condensables (principalement N_2 et O_2) sont alors éliminés par pompage. La séparation du CO_2 et de l'eau est ensuite réalisée en réchauffant le piège à une température de $-90^\circ C$ à laquelle, aux pressions considérées, le CO_2 est gazeux alors que l'eau reste solide. La pression de CO_2 pur est mesurée par manométrie dans un volume calibré ce qui permet de calculer la quantité totale de CO_2 produite. Un aliquot de CO_2 est transféré par détente dans un porte-échantillon

en vue de la mesure du $\delta^{13}\text{C}$. Finalement, le CO_2 restant est intégralement transféré dans une ampoule en verre borosilicaté nettoyée au préalable par pyrolyse à 450°C pendant une heure et scellée au chalumeau. Pour chaque échantillon, la teneur en carbone organique a été calculée en rapportant la quantité de CO_2 produite à la masse initiale d'échantillon. En outre, le $\delta^{13}\text{C}$ a été mesuré par mesure classique "dual inlet" sur un spectromètre de masse à source gazeuse Nier du type VG 602D modifié. La mesure de la teneur en carbone organique et du $\delta^{13}\text{C}$ permet par comparaison avec les analyses précédemment réalisées (soit par EA-IRMS, soit en utilisant la méthode conventionnelle décrite ci-dessus) de contrôler le bon déroulement de l'extraction et de s'assurer qu'aucune pollution notable ne soit intervenue.

La conversion du CO_2 en graphite a, quant à elle, été réalisée par le service d'analyse du LMC14 à l'aide d'un banc de graphitisation automatique. Il s'agit d'une réduction par H_2 à 600°C en présence d'un excès de poudre de fer (Vogel et al., 1984). Le graphite déposé sur la poudre de fer est finalement comprimé afin d'obtenir une cible solide.

2.1.3.2 Systématique et blancs

L'activité en ^{14}C de l'échantillon est calculée en comparant les intensités mesurées séquentiellement des faisceaux de ^{14}C , ^{13}C et ^{12}C de chaque échantillon avec ceux de standards de CO_2 préparés à partir de l'acide oxalique de référence HOxI. Elle est exprimée en pourcentage de l'activité du carbone moderne (pMC, percent modern carbon) normalisé à un $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ à partir du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ mesuré par le SMA. Le zéro de l'échelle de temps (correspondant à 100 % de carbone moderne) est défini en 1950 afin de s'affranchir de l'injection de ^{14}C dans l'atmosphère liée aux essais nucléaires. Les âges radiocarbone sont calculés selon Mook et Van der Plicht (1999) en tenant compte de la décroissance radioactive du ^{14}C entre 1950 et l'année de mesure. Afin de faciliter la comparaison entre les différents échantillons et en particulier de pouvoir construire des diagrammes de mélange nous avons également rapporté la composition en ^{14}C suivant la notation $\Delta^{14}\text{C}$ qui représente l'écart entre le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon et du standard (acide oxalique HOxI) normalisé au rapport du standard et exprimé en ‰ . On l'obtient grâce à la formule suivante :

$$\Delta^{14}\text{C} = 1000 \times pMC \times (e^{-\lambda(x-1950)} - 1) \quad (2.1)$$

où :

pMC est l'activité en ^{14}C de l'échantillon normalisée à un $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ ,

λ est la constante de désintégration du ^{14}C adoptée par la communauté internationale ($1.24 \times 10^{-4} \text{ an}^{-1}$), correspondant à une demi-vie de 5568 ± 30 ans,

x est l'année où la mesure a été effectuée.

En utilisant cette notation, la valeur du carbone moderne (1950) est 0 ‰ et celle d'un échantillon ne contenant plus de ^{14}C est -1000 ‰. La mesure d'échantillons anciens contenant très peu de ^{14}C est sujette à la limite de détection du SMA utilisé. Dans le cas d'Artemis elle est d'environ 60000 ans (plus de 10 fois la demi-vie). Aussi, tout échantillon âgé de plus de 60000 ans aura une composition de -1000 ‰. En outre, les matériaux postérieurs à 1950, affectés par l'injection anthropique de ^{14}C au cours des essais nucléaires, ont un $\Delta^{14}\text{C}$ positif atteignant un maximum autour de +900 ‰ correspondant au carbone de l'année 1963.

Afin d'estimer le niveau de blanc lié à toute la chaîne de manipulations (en particulier l'extraction et la purification du CO_2) nous avons préparé et mesuré deux cibles à partir d'un graphite géologique du Sri-Lanka dont l'activité en ^{14}C est théoriquement nulle. Les valeurs obtenues sont présentées dans la table 2.4. Elles ont été utilisées afin de calculer une valeur moyenne du blanc de manipulation. Les mesures réalisées sur les échantillons ont donc été corrigées de ce blanc ce qui entraîne une incertitude maximale sur la mesure du $\Delta^{14}\text{C}$ de ± 5 ‰. Cependant, il se pourrait que le niveau de blanc mesuré ne provienne pas de contamination liée à la manipulation en elle-même mais d'adsorption de ^{14}C actuel à la surface du graphite utilisé. La réalisation de blancs à partir de carbonates géologiques est en cours et permettra de vérifier cette hypothèse puisque la capacité d'adsorption des carbonates est beaucoup plus faible que celle du graphite.

Table 2.4 : Blancs du protocole d'extraction du CO_2 par combustion de la matière organique sur les lignes du CRPG. Les mesures réalisées sur les échantillons de rivière ont été corrigées du blanc d'extraction à partir de la valeur moyenne des deux tests réalisés.

Numéro d'extraction	Type	Masse de C (mg)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	pMC corrigé du fractionnement (%)	Age radiocarbone (ans BP)
G 1147	graphite	0.73	-1.4	0.47 ± 0.031	43060 ± 520
G 1160	graphite	0.76	-7.0	0.712 ± 0.023	39720 ± 250
Moyenne				0.59 ± 0.12	

2.1.4 Microspectroscopie Raman

La spectroscopie Raman est une technique non destructive et qui ne requiert aucune préparation préalable des échantillons, évitant ainsi tout artefact de préparation. L'échantillon est excité par une source Laser monochromatique et diffuse la lumière de façon principalement élastique (diffusion Rayleigh) mais aussi inélastique (effet Raman) modifiant ainsi légèrement l'énergie du faisceau incident. Le spectromètre disperse en énergie le signal diffusé ainsi émis, et permet de distinguer sur le détecteur CCD le signal Raman par rapport à la longueur d'onde incidente (shift Raman). L'effet Raman est caractéristique des liaisons chimiques (spectroscopie vibrationnelle), et donc de la structure de la matière avec laquelle l'onde incidente interagit. Pour les matériaux carbonés, le spectre Raman de premier ordre (1100-1800 cm^{-1}) fait apparaître plusieurs bandes caractéristiques. La bande G, centrée à 1580 cm^{-1} , est un mode d'étirement planaire des carbones aromatiques ; c'est l'unique bande présente dans un graphite parfaitement cristallisé. Dans les carbones graphitiques désordonnés, on observe trois bandes dites de défaut, D1, D2 et D3, respectivement autour de 1350, 1620 et 1500 cm^{-1} . Comme le montre la figure 2.5, l'amplitude respective de la bande G et des bandes de défaut D1 et D2 permettent de caractériser le degré d'organisation de la matière carbonée (e.g. Beyssac et al., 2003).

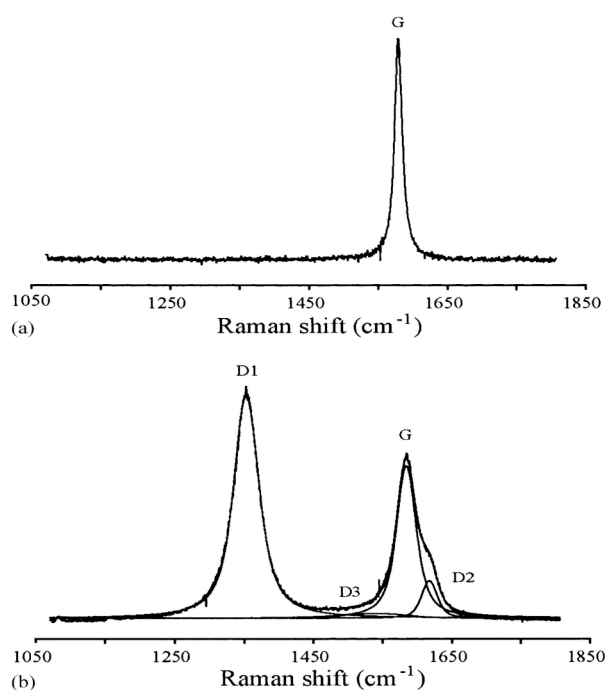


Figure 2.5 : Spectres Raman de premier ordre d'un graphite parfaitement cristallisé (a) et de matière carbonée désordonnée (b). D'après Beyssac et al. (2003).

Les analyses effectuées dans le cadre de ce travail ont été réalisées en collaboration avec Olivier Beyssac du laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris. Les échantillons ont été analysés sans préparation préalable, un aliquot représentatif étant directement déposés sur une lame de verre. Les analyses ont été réalisées avec un spectromètre Renishaw Invia. La focalisation du faisceau incident (un faisceau Laser Ar 20 mW de 514 nm de longueur d'onde) a été réalisée à l'aide d'un microscope muni d'un objectif 50×. La taille du spot à la surface de l'échantillon est d'environ 3 μm . Afin d'assurer la meilleure représentativité possible et d'éviter les biais d'observation, un grand nombre de spectre a été réalisé sur chaque échantillon ($n > 50$); toutefois seuls les plus représentatifs ont été enregistrés.

2.1.5 Microscopie Electronique à Transmission

L'observation de la nanostructure des matériaux carbonés à été réalisée à Jussieu au moyen d'un microscope électronique à transmission de haute résolution (MET-HR) JEOL 2010 opérant avec une tension d'accélération de 200 kV. Compte tenu de la faible concentration des matériaux carbonés dans les échantillons étudiés, un traitement préliminaire pour l'élimination des phases minérales a été réalisé. Le protocole suivi à été développé par Beyssac et al. (2002a); il représente un bon compromis entre l'efficacité de la digestion des minéraux et la préservation de la structure des matériaux carbonés. Après broyage de l'échantillon dans un mortier d'agate, une quantité de poudre comprise entre 500 mg et 1 g est placée dans un réacteur en Téflon. Une première attaque avec HCl 11N permet d'éliminer les carbonates. Puis, une attaque avec 1/3 d'HCl 11N et 2/3 d'HF 23N à 70°C permet d'éliminer la plus grande partie des silicates. Enfin, le résidu est rincé séquentiellement avec de l'HCl et de l'eau pure et séché à 70°C. Pour l'ensemble des échantillons traités, la masse finale du résidu représente de 0.7 à 12.3 % de la masse de départ avec une valeur moyenne autour de 5 %. Le rendement d'attaque est donc assez variable et ne présente pas de corrélation particulière avec la composition chimique ou la granulométrie initiale de l'échantillon. Quelques milligrammes du résidu sont ensuite broyés très finement et dispersés dans de l'éthanol pur au moyen d'une cuve à ultrasons. Une goutte de cette suspension est finalement déposée sur une grille de MET recouverte d'un film de carbone amorphe mince et troué. Les observations ont été préférentiellement réalisées sur les fragments les plus fins disposés en travers des trous du film de carbone amorphe. Les observations et photographies ont été réalisées à la fois en

mode basse résolution (entre 20000 et 100000×) et en mode haute résolution (400000×). En complément de l'imagerie, nous avons aussi réalisé des diagrammes de diffraction des électrons à aire sélectionnée afin de réellement appréhender la structure cristalline ou non des objets étudiés.

2.2 Teneur en azote

Nous avons analysé la teneur en azote par EA-IRMS, en utilisant le même dispositif que pour le carbone organique : analyseur élémentaire EuroEA3028-HT (Eurovector) couplé à un spectromètre de masse de rapport isotopique Isoprime (GV Instruments). Dans le cas de l'azote, le niveau de blanc est principalement déterminé par d'éventuelles contributions d'azote atmosphérique. Dans le dispositif proposé par Eurovector, la principale source de contamination par de l'azote atmosphérique provient du passeur d'échantillon qui est simplement en surpression de gaz vecteur (l'hélium). Afin d'obtenir un niveau de blanc permettant d'analyser des échantillons dont la teneur en azote est très faible, nous avons développé un passeur automatique d'échantillon totalement isolé de l'atmosphère et connecté à un système de pompage. Le principal avantage vient de la possibilité de faire le vide dans l'enceinte du passeur et donc de désorber une grande partie de l'azote atmosphérique adsorbé sur ses parois. Grâce à ce dispositif, le niveau de blanc, estimé à partir de la combustion de creusets d'étain vides, est d'environ 5×10^{-8} mol d'azote. Pour les échantillons les plus pauvres en azote, l'utilisation de prises d'essai de l'ordre de 50 mg a permis de limiter la contribution du blanc autour de 5 %. L'analyse de la teneur en azote est réalisée par comparaison avec un standard de composition connue, ici de l'acide glutamique (Palhol, 2002), analysé dans les mêmes conditions que les échantillons. L'incertitude relative sur la détermination de la teneur en azote, estimée à partir des analyses du standard et de duplicats réalisés pour certains échantillons, est ± 2 %.

Chapitre III

Erosion de l'Himalaya et transport sédimentaire dans le système Gange-Brahmapoutre



Entrée de la Karnali dans la plaine Indo-Gangétique à Chisapani (Népal)

Introduction

L'étude du transport de carbone organique associé à l'érosion des continents requiert avant toute chose une bonne connaissance des processus d'érosion. Outre la composition des sédiments, leur origine et leur flux, il importe d'appréhender les différents processus physico-chimiques associés au transport fluvial qui contrôlent la nature et les caractéristiques des sédiments. Les modalités de l'érosion de l'Himalaya comportent encore de nombreuses zones d'ombre, principalement à cause de la taille et de la complexité du système fluvial du Gange-Brahmapoutre. Sur la base des études précédentes (Galy, 1999; Galy and France-Lanord, 2001; Singh and France-Lanord, 2002), une partie importante de ce travail, est donc consacré à l'étude du transport sédimentaire.

Les grandes rivières se caractérisent par une forte variabilité minéralogique et chimique des sédiments qu'elles transportent (e.g. Dupre et al., 1996; Gaillardet et al., 1997; Galy and France-Lanord, 2001; Singh and France-Lanord, 2002). L'échantillonnage des seules matières en suspension de surface ne constitue donc pas une approche représentative de l'ensemble du flux sédimentaire. La première partie de ce chapitre présente la stratégie d'échantillonnage des sédiments de rivière adoptée au cours de ce travail. Afin de mieux contraindre la variabilité sédimentaire au sein du Gange et du Brahmapoutre nous avons mis en œuvre un protocole d'échantillonnage détaillé consistant à réaliser des profils d'échantillonnage en profondeur. Les principes et les implications de cette méthodologie sont présentés. Elle permet en particulier (1) de fournir une meilleure description des processus de tri qui contrôlent les caractéristiques sédimentaires et (2) d'estimer la composition moyenne des sédiments exportés par ces rivières.

Sur la base de cette description des sédiments transportés par les rivières, nous avons utilisé une approche de bilan de matière à l'échelle du bassin afin de décrire les processus d'érosion et d'altération dans leur ensemble. Après en avoir rappelé les bases théoriques, nous présentons un bilan d'érosion physique dans les bassins du Gange et du Brahmapoutre, suivant l'approche utilisée par Galy et France-Lanord (2001). Ce type d'approche, basé sur la composition en éléments insolubles des sédiments transportés, permet en particulier de reconstruire les flux de sédiments que l'on ne peut mesurer directement comme la charge de fond et le dépôt de sédiment dans la plaine d'inondation. Notre meilleure connaissance des caractéristiques sédimentaires permet également de proposer un bilan d'altération dans le

bassin du Gange en comparant la composition en éléments solubles des phases particulaire et dissoute. Enfin, à partir de la composition chimique des sédiments déposés dans le Cône du Bengale, nous proposons une reconstitution de l'altération dans le bassin Himalayen depuis le dernier maximum glaciaire.

3.1 Echantillonnage des sédiments de rivière

3.1.1 Choix et localisation des sites d'échantillonnage

Cette étude repose essentiellement sur l'échantillonnage de sédiments des rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre. Une partie des échantillons provient de campagnes antérieures, mais l'essentiel a été récolté dans le cadre de cette thèse au cours des campagnes menées en 2004 et 2005 au Népal, en Inde et au Bangladesh. L'échantillonnage que nous avons mis en œuvre au cours de ce travail a été conçu dans l'objectif : (1) d'être représentatif à l'échelle de chaque bassin et (2) de caractériser l'évolution des sédiments depuis la chaîne Himalayenne jusqu'au delta. La localisation exacte des échantillonnages utilisés dans cette étude est présentée sur la figure 3.1 (voir également la carte grand format en annexe).

Un échantillonnage détaillé a été réalisé sur le Gange et le Brahmapoutre au Bangladesh, à peu de distance de leur confluence. Le mélange des deux rivières, la Lower Meghna, a également été échantillonné en deux endroits au Bangladesh (1) peu avant son entrée dans la Baie du Bengale, près de l'île de Bhola et (2) assez près de la confluence Gange-Brahmapoutre, au niveau de Mawa. La Pussur, une des principales affluences du Gange, a été échantillonnée au Bangladesh, dans la zone de mangrove des Sundarbans.

Les principales rivières Himalayennes ont été échantillonnées directement à la sortie de la chaîne et/ou avant leur confluence avec le cours principal du Gange ou du Brahmapoutre. Le cours principal du Gange et du Brahmapoutre dans la plaine a été échantillonné en plusieurs sites échelonnés d'amont en aval. Sur le bassin de la Narayani, un des trois principaux affluents himalayens du Gange, nous bénéficions d'un échantillonnage assez complet depuis les zones de haute altitude jusqu'à l'entrée dans la plaine. Nous avons en outre réalisé un échantillonnage très détaillé d'amont en aval sur la plus longue rivière trans-Himalayenne de ce bassin : la Kali Gandaki.

Plus de 90 % du flux sédimentaire est transporté au cours des quatre mois de la mousson d'été (cf. § 1.5). L'essentiel des échantillonnages a donc été réalisé au cours de la mousson et plus particulièrement au mois de juillet. Afin d'appréhender la variabilité temporelle du transport sédimentaire nous avons également réalisé une campagne d'échantillonnage du Gange en période de basses eaux, au mois de mai 2004. Au cours de cette campagne nous avons eu la possibilité d'accéder facilement aux berges des rivières ce qui a permis un échantillonnage extensif des sédiments de berge. Le Brahmapoutre avait quant à lui été échantillonné après la fin de la mousson, au mois d'octobre 1999.

3.1.2 L'échantillonnage en profondeur : une nécessité

L'étude de l'érosion physique des continents suppose de connaître la composition et le flux des particules solides transportées par les rivières. Celles-ci sont présentes sous deux formes distinctes : (1) des particules transportées en suspension dans l'eau (les matières en suspension) et (2) des particules charriées au niveau du lit de la rivière (la charge de fond). Il est relativement aisé de collecter les matières en suspension transportées par les eaux de surface, il suffit en effet de prélever un volume connu d'eau de surface et de le filtrer finement. Jusqu'à présent, l'immense majorité des études géochimiques portant sur le transport particulaire dans les rivières a donc été basée sur la collecte des matières en suspension de surface, de sédiments de berge et, parfois, de sédiments de fond. Pour estimer le flux particulaire généré par les rivières, la plupart des études ont historiquement été basées sur l'établissement de corrélations entre le débit des rivières et la concentration en matière en suspension des eaux de surface. Notons cependant le remarquable travail du pionnier Robert Everest (1832) qui, pour estimer le flux sédimentaire du Gange, a pris en compte l'hétérogénéité sédimentaire au sein de la rivière. Le flux de charge de fond est très difficile à estimer car impossible à mesurer directement et bien que son importance soit admise depuis longtemps il est aujourd'hui encore mal quantifié. Les caractéristiques sédimentaires de la charge de fond, qui peut être échantillonnée en draguant le fond de la rivière, sont apparues de façon évidente radicalement différentes de celles des matières en suspension de surface, en particulier sa granulométrie notablement plus grossière. Ce contraste s'explique aisément si l'on considère que les particules pour être maintenues en suspension doivent vaincre les forces gravitaires de sédimentation. Ainsi, il est logique que les particules les plus grossières, les plus arrondies ainsi que les plus denses se concentrent dans la charge de fond et, à contrario,

que les particules les plus fines, les plus aplaties ainsi que les moins denses se concentrent dans les matières en suspension de surface. Ce phénomène de ségrégation granulométrique et minéralogique suggère que les matières en suspensions elles-mêmes ne sont pas homogènes dans la section des grandes rivières. Par ailleurs, les forces de cisaillement qui s'exercent au sein de la rivière génèrent de forts gradients de vitesse entre les eaux de surface et les eaux profondes. Cette répartition des vitesses de courant s'ajoute au processus de décantation simple augmentant la probabilité que les matières en suspension ne soient pas homogènes. Il est donc logique que les compositions et flux de matières en suspension dérivés de l'échantillonnage des seules matières en suspension de surface ne soient pas représentatifs de la réalité du transport fluvial. Afin de caractériser et d'intégrer l'hétérogénéité des matières en suspension, il est donc absolument nécessaire de réaliser un échantillonnage détaillé à différentes profondeurs dans la section des rivières.

3.1.3 Protocole d'échantillonnage des matières en suspension

Pendant la mousson, les rivières du système Gange-Brahmapoutre se caractérisent par de forts débits et un écoulement très tumultueux avec des vitesses d'écoulement importantes. En outre, les moyens techniques d'échantillonnage disponibles sont limités, en particulier pour ce qui est des embarcations qui sont dépourvues de systèmes spécifiques (potence, treuil ...). Les caractéristiques intrinsèques de la dynamique d'écoulement et l'emploi d'une logistique légère rendent donc l'échantillonnage de ces rivières délicat et fortement soumis aux aléas climatiques et techniques.

L'échantillonnage en profondeur des sédiments de rivière que nous avons mis en œuvre au cours de ce travail consiste, sur une verticale fictive, à collecter des matières en suspension à différentes profondeurs depuis la surface jusqu'à environ un mètre au-dessus du lit de la rivière. Pour les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre, où la profondeur excède très rarement 15 m, une moyenne de cinq profondeurs d'échantillonnage des matières en suspension a été adoptée. L'échantillonnage a systématiquement été réalisé au centre du chenal principal, là où le flux est maximum, afin de représenter au mieux les sédiments transportés par la rivière. En outre, en Juillet 2005 des profils d'échantillonnage en profondeur ont également été réalisés dans des zones de moindre vitesse de courant, afin d'appréhender la variabilité latérale au sein de la section des rivières. Compte tenu des vitesses de courant élevées sur les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre il est difficile, sinon impossible, de

faire plonger à la verticale un échantillonneur, même lesté, à partir d'une embarcation immobile par rapport à la berge. Par conséquent, la stratégie adoptée consiste à prélever chaque échantillon de matière en suspension en se laissant dériver le temps que l'échantillonneur plonge puis se remplisse et, entre chaque échantillonnage, à revenir au point de départ grâce à une navigation au GPS. Cette méthodologie permet de prélever les échantillons sur une pseudo-verticale, dont la précision dépend de la qualité la navigation c'est-à-dire de la vitesse du courant, des conditions météorologiques, du type d'embarcation, et surtout de l'agilité de son pilote.



Figure 3.2 : Photographie de l'échantillonneur des matières en suspension utilisé lors des campagnes 2004 et 2005 (version avec commande pneumatique du bouchon).

En pratique, le dispositif d'échantillonnage des matières en suspension est constitué d'une bouteille Nalgène d'un volume de 5 l dotée d'un dispositif d'ouverture à distance et lestée d'une masse de 20 kg (figure 3.2). Une sonde de pression accolée au corps de la bouteille donne en temps réel la profondeur à laquelle elle se trouve par rapport à la surface de la rivière. Au préalable la bouteille est rincée plusieurs fois avec de l'eau de surface de la rivière afin d'éviter toute contamination. Elle est ensuite fermée, descendue à l'aide d'une corde jusqu'à la profondeur désirée, ouverte puis remontée après lui avoir laissé le temps de se remplir (entre 40 s et 1 min). L'échantillon le plus profond est collecté en laissant l'échantillonneur se poser au fond puis en le remontant d'environ 1 m avant de l'ouvrir. Une fois remonté à bord, le contenu de l'échantillonneur est intégralement transvasé dans un récipient stérile, opaque et libre d'air (outres de stockage alimentaire) à l'aide d'un entonnoir. Une attention particulière a été portée à ne pas laisser de particules grossières au fond de l'échantillonneur. Les échantillons sont ensuite stockés à bord jusqu'au retour à terre. De nombreuses modifications et améliorations de l'échantillonneur sont survenues au cours de cette étude. En particulier son système d'ouverture à distance qui était au départ mécanique et quelque peu aléatoire et qui est devenu pneumatique, plus fiable et surtout refermable après remplissage ce qui empêche toute contamination au cours de la remontée de la bouteille.

Après un délai maximum de quelques jours, les matières en suspension sont obtenues par filtration à $0.2 \mu\text{m}$ sur filtres en Nylon ou en Polyethersulfone (PES). Ces filtres ont été sélectionnés car ils présentent de très faibles taux d'adsorption des particules minérales. Une attention particulière a été prêté à la récupération totale des particules déposées ou adsorbées à la surface des outres. Les matières en suspension recueillies sur le filtre sont ensuite transférées dans des verrines neuves rincées au préalable avec de l'eau de la rivière correspondante filtrée à $0.2 \mu\text{m}$. Le volume d'eau traité a été systématiquement déterminé par différence de masse entre chaque outre pleine et vide. De retour au laboratoire, les matières en suspensions sont séchées à l'étuve à 50°C et pesées. La concentration en sédiment (ou charge solide) est obtenue en divisant la masse de chaque échantillon par le volume d'eau filtré correspondant.

Au cours de ce travail, l'échantillonnage en profondeur des matières en suspension a été réalisé au Bangladesh sur le Gange, le Brahmapoutre et la Lower Meghna au cours des moussons 2002, 2004 et 2005. Cette approche a également été utilisée en Juillet 2005 pour échantillonner la Narayani et la Kosi à leur sortie de la chaîne Himalayenne ainsi qu'en Mai 2004 pour échantillonner le Gange en plusieurs endroits de la plaine Indienne. En outre, des profils d'échantillonnage en profondeur de matières en suspension avaient été réalisés en

octobre 1999 sur le Brahmapoutre et en août 2001 sur le Gange en plusieurs endroits de la plaine. Sur les rivières Himalayennes, cet exercice est rendu délicat à la fois par la vitesse élevée du courant et par la difficulté (voire l'impossibilité) d'avoir accès à une embarcation adéquate. Il est à noter que l'échantillonnage en profondeur de matières en suspensions ne peut être réalisé à partir d'un pont trop élevé par rapport au niveau de l'eau car il est alors impossible de faire couler l'échantillonneur, celui-ci étant emporté par le courant. L'échantillonnage de la Kosi à la sortie de la chaîne (Juillet 2005) a été réalisé non pas au centre de la rivière mais sur une berge à partir d'un muret plongeant verticalement dans l'eau. A ce titre, il ne peut être comparé en qualité à celui réalisé sur la Narayani à Narayanghat à partir d'un bateau puissant et donc au centre de la rivière.

Lors du stockage dans les outres, l'eau et les particules peuvent réagir en réponse aux changements de conditions. Les réactions biologiques sont limitées car les outres de stockages sont pelliculées à l'aluminium ce qui empêche l'activité photosynthétique. Aucun développement d'algue ou activité de micro-organisme n'a été observé. Les particules minérales peuvent également évoluer dans ce contexte, en particulier les minéraux de type vermiculite et les carbonates qui sont abondants dans le Gange. Nous n'avons observé aucun développement d'oxydes de fer lors de ce type de stockage. Nous avons testé, pour quelques séries de prélèvements, la stabilité de la composition chimique de l'eau des échantillons de matière en suspension après filtration en la comparant aux échantillons d'eau de rivière témoins filtrés et acidifiés sur le site de prélèvement (table 3.1). Les compositions chimiques apparaissent stables pour la plupart des éléments analysés sauf le Ca pour lesquels on observe une augmentation de l'ordre de 20 à 50 %. Rapportées aux quantités élémentaires de la charge sédimentaire ces variations sont négligeables (< 1-2 %) sauf pour le Ca dans le Gange. Le Ca est stable sur le Brahmapoutre qui ne contient pas de carbonates. Pour les échantillons du Gange, l'explication la plus plausible est donc une dissolution de calcite. L'augmentation maximale observée est de 330 $\mu\text{mol/l}$ de Ca sur l'échantillon BR 210. Ceci représente la dissolution de 33 mg/l sur une charge sédimentaire de 1250 mg/l. Rapporté à la quantité de carbonates dans les matières en suspension, on peut estimer que près de 50 % des carbonates a été dissous sur cet échantillon lors du stockage. Cette perte est significative et a été limitée sur les séries suivantes en diminuant sensiblement le temps de stockage.

Table 3.1. Analyses chimiques des eaux de surface (grisé) comparées aux eaux des échantillons de matières en suspension des profils en profondeur. Concentrations en $\mu\text{mol/l}$.

Echantillon	Profondeur	F	Cl	SO ₄	Na	K	Mg	Ca	Si
Ganga à Manihari 6 aout 2001									
BR 112	surface	11.6	51.9	63.6	191.5	82.6	175.3	591.0	
BR 104	4,3	9.5	58.7	72.2	209.7	78.3	223.9	752.9	
BR 107	10,8	8.9	70.5	72.2	220.2	86.7	223.9	822.7	
BR 108	5,2	10.0	63.8	72.6	209.7	79.3	222.2	831.4	
BR 109	1,5	8.4	58.7	70.7	211.9	77.2	221.8	790.5	
Brahmapoutre à Jamuna bridge 15 juillet 2002									
BR 200	surface	4.6	24.3	78.4	77.0	62.0	120.3	433.0	126.6
BR 202	9,5				76.6	68.3	149.8	479.4	122.9
BR 203	11,5				76.1	66.7	145.6	472.3	124.0
BR 204	2				76.7	64.5	140.6	461.2	123.5
BR 205	0,5				75.3	61.9	135.9	458.7	121.9
Ganga à Harding bridge 16 juillet 2002									
BR 213	surface	12.1	80.4	86.7	200.3	84.3	192.8	590.0	158.3
BR 208	10				192.1	76.5	188.2	750.3	127.9
BR 209	5				192.9	76.8	196.0	811.0	127.5
BR 210	17				192.8	78.3	194.8	924.3	127.5
BR 211	3,5				192.5	77.0	192.9	812.6	126.8
BR 212	1				193.0	77.2	192.1	752.2	125.9

Analyses par chromatographie ionique et ICP-émission (SARM Nancy).

3.1.4 Les autres types d'échantillons

Afin de réaliser certaines analyses nécessitant de grandes quantités de sédiment (par exemple géochimie organique, fractionnement granulométrique, attaques acides) un protocole particulier d'échantillonnage des matières en suspension de surface a été mis en oeuvre. Il s'agit de prélever entre 80 et 100 litres d'eau de surface stockés dans des containers en plastiques de grande capacité (entre 25 et 40 litres) rincés au préalable avec de l'eau de la rivière. Après un délai de décantation d'une à deux semaines, les deux tiers de l'eau de chaque container ont été éliminés par surverse. Le tiers restant a été filtré suivant le même protocole que pour les matières en suspension obtenues grâce à l'échantillonneur de 5 litres. L'eau éliminée par surverse étant en général limpide on peut estimer que la perte de matière solide est minime.

La charge de fond a été échantillonnée sur la même pseudo-verticale que les matières en suspension par draguage à l'aide d'un seau jusqu'en 2004 puis d'un échantillonneur cylindrique en acier confectionné par nos soins. Cette manoeuvre s'avère être d'autant plus difficile à réaliser que la vitesse du courant est élevée, l'échantillonneur ayant tendance à ne pas couler mais à dériver. Les meilleurs résultats ont été obtenus en réalisant la manoeuvre à partir d'une embarcation dérivant dans le courant.



Figure 3.3 : Photographie de la berge du Gange à Rajmahal en mai 2004. En période de basses eaux, les berges sont exondées et permettent un échantillonnage relativement aisé. Pendant la mousson, le niveau de l'eau monte et les berges sont fortement érodées. L'étude détaillée des sédiments montre qu'ils sont organisés en séquences de dépôt présentant un fort granoclasement. Une limite érosive de séquence est nettement visible sur cette photo. La végétation, ici des herbes, se développe rapidement à la surface des berges et la pénétration racinaire en profondeur est parfois importante.

Des sédiments de berge, constitués de dépôts situés directement au bord de l'eau, ont été également prélevés sur les "chaurs" formés par les rivières. Ces sédiments correspondent à des matières en suspension ou à des charges de fond déposées par la rivière au cours des années précédentes. Ils présentent l'avantage d'être relativement aisés à échantillonner ainsi que de pouvoir être prélevés en quantités importantes (de l'ordre du kg). Ces sédiments de

berge sont le plus souvent présents sous la forme de séquences de dépôt présentant un fort granoclassement positif ou négatif (figure 3.3 et 3.4). Ces séquences reflètent l'évolution des conditions de dépôt au cours d'un événement tel qu'une mousson. Afin de tenir compte de la variabilité sédimentaire, les termes les plus fins et argileux ainsi que les plus grossiers ont été échantillonnés, de préférence au sein d'une même séquence de dépôt. Le principal inconvénient de ces échantillons réside dans le développement de végétation qui se produit sur les "chaurs" et dont le réseau racinaire peut pénétrer assez profondément dans les sédiments.



Figure 3.4 : Photographie de sédiments des berges du Brahmapoutre à Tezpur prise en février 2006. Le sommet de la séquence de dépôt est constitué d'une couche d'environ 20 cm de sédiments fins riches en phyllosilicates. Au dessous, on trouve des sédiments nettement plus grossiers et enrichis en quartz. On note la présence de végétation naturelle qui commence à se développer à la surface des sédiments ainsi que la présence de racines qui pénètrent dans les sédiments argileux.

3.2 Variabilité de la composition des sédiments de rivières

Les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre se caractérisent par une charge solide élevée en période de mousson. Dans les eaux de surface, elle se situe généralement entre 0.5 et 1 g.l⁻¹ au Bangladesh et peut dépasser 2 g.l⁻¹ à la sortie de la chaîne Himalayenne. Tous les échantillonnages de matières en suspension en profondeur montrent une forte augmentation de la charge sédimentaire avec la profondeur (figures 3.5 et 3.6). Les matières en suspension prélevées 1 mètre au-dessus du fond sont en moyenne 2 à 5 fois plus concentrées que les matières en suspension de surface. Pour le Gange, le Brahmapoutre et la Lower Meghna, la comparaison des échantillonnages effectués lors des moussons 2002, 2004 et 2005 fait apparaître une forte variabilité des charges sédimentaires d'une mousson à l'autre. Cette variabilité est nettement plus marquée pour les matières en suspensions prélevées en profondeur que pour celles prélevées en surface.

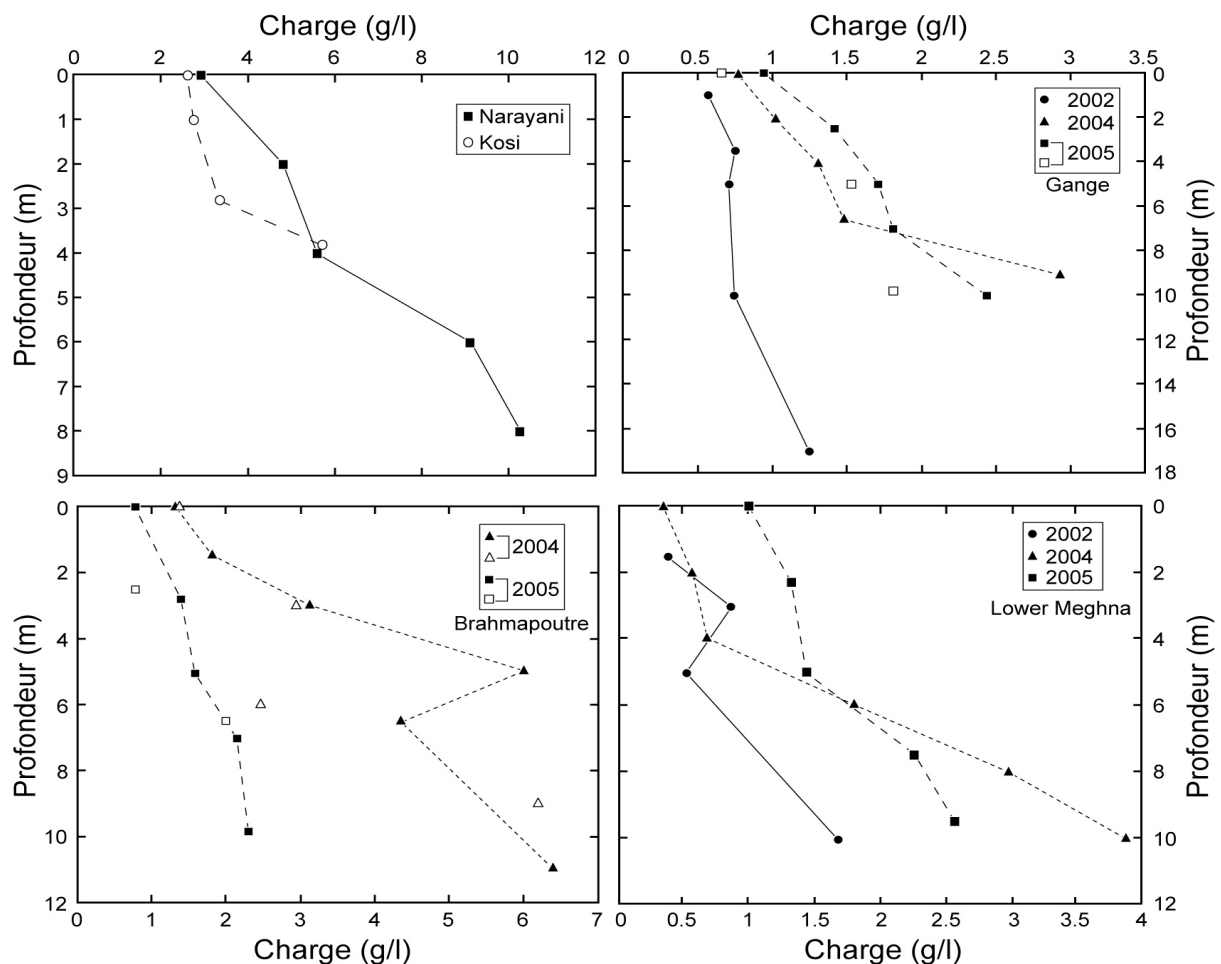


Figure 3.5 : Evolution de la charge sédimentaire avec la profondeur d'échantillonnage. Pour l'ensemble des profils d'échantillonnage en profondeur, on observe une nette augmentation de la charge sédimentaire depuis la surface jusqu'au fond de la rivière. Les charges sédimentaires sont globalement élevées et peuvent dépasser 10 g.l⁻¹ près du fond.



Figure 3.6 : Photographies des matières en suspension du Brahmapoutre collectées à Sirajganj en 2004. La profondeur d'échantillonnage et la masse sont indiquées en dessous de chaque échantillon qui correspond à la totalité des particules extraites après filtration de 5 l d'eau de rivière. L'augmentation de la charge sédimentaire et de la granulométrie avec la profondeur est très nette.

L'augmentation de la charge solide avec la profondeur s'accompagne d'une forte augmentation de la taille des particules (figure 3.6). La proportion de particules fines ($< 2 \mu\text{m}$) est maximale dans les matières en suspension de surface et décroît avec la profondeur pour atteindre des valeurs très faibles dans la charge de fond. La proportion de particules $< 2 \mu\text{m}$ n'excède toutefois jamais 10 %, y compris dans les matières en suspension de surface. La proportion de silts ($2-63 \mu\text{m}$) décroît également avec la profondeur. À l'inverse, la proportion de particules grossières ($> 63 \mu\text{m}$) est très faible dans les matières en suspension de surface et augmente avec la profondeur pour devenir très majoritaire dans la charge de fond. La répartition granulométrique des matières en suspension de surface et de la charge de fond suit en général une loi de Poisson qui peut être modélisée par une loi log-normale dont le mode se situe respectivement dans le domaine des silts et des sables (figure 3.7). Les matières en suspension échantillonnées en profondeur ont une répartition granulométrique qui tend à être bimodale, le mode fin correspondant à celui de la matière en suspension de surface et le mode grossier tendant vers celui de la charge de fond. Avec l'augmentation de la profondeur on note une diminution progressive de l'importance du mode fin au profit du mode grossier (figure 3.7).

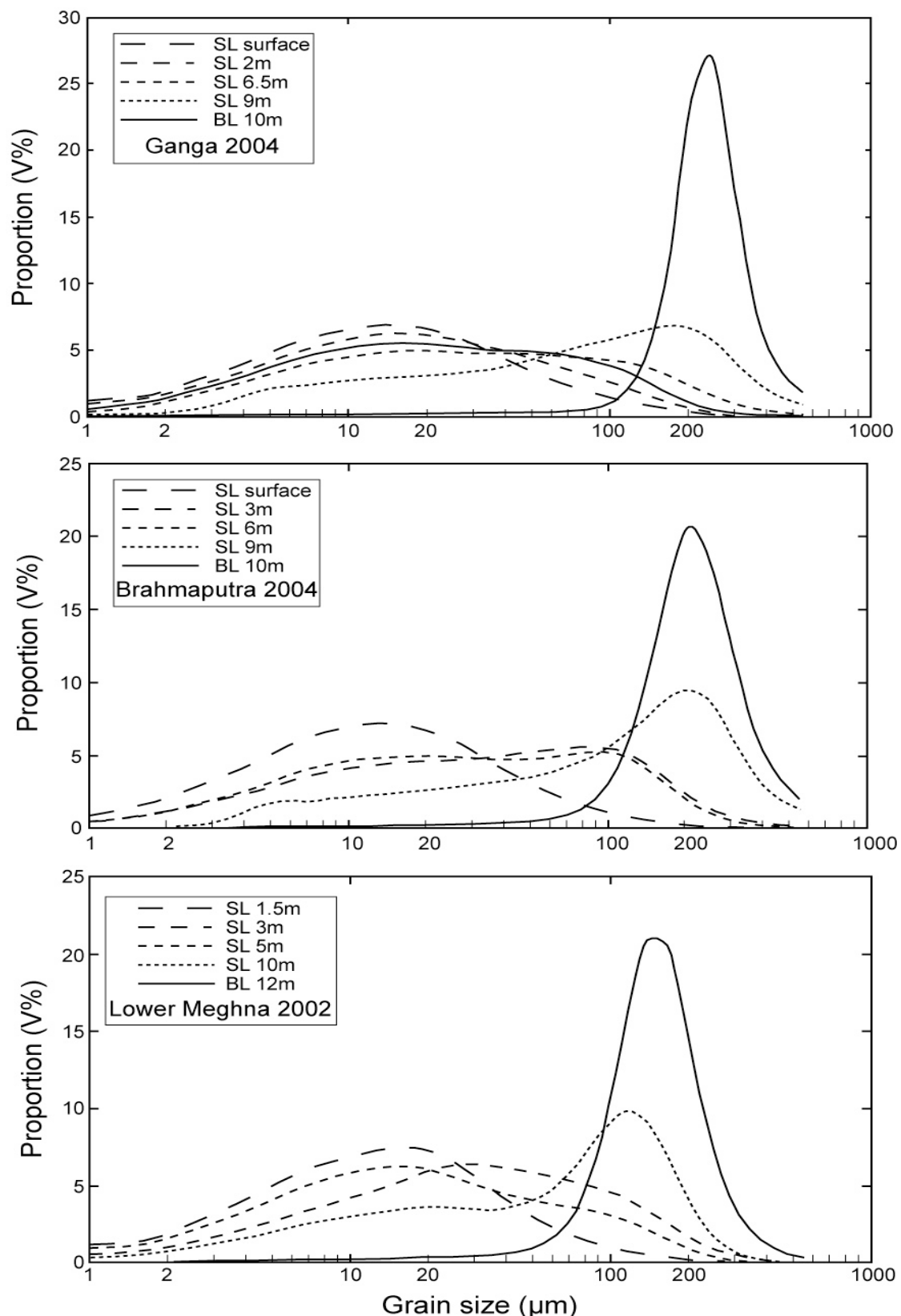


Figure 3.7 : Répartition granulométrique des sédiments du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna en fonction de leur profondeur d'échantillonnage. Les matières en suspension (SL) de surface et les sédiments de fond (BL) ont des répartitions unimodales. Les matières en suspension échantillonnées en profondeur définissent un continuum entre ces deux pôles. La granulométrie moyenne augmente sensiblement avec la profondeur passant de 10-20 μm pour les matières en suspension de surface à plus de 200 μm pour les sédiments de fond.

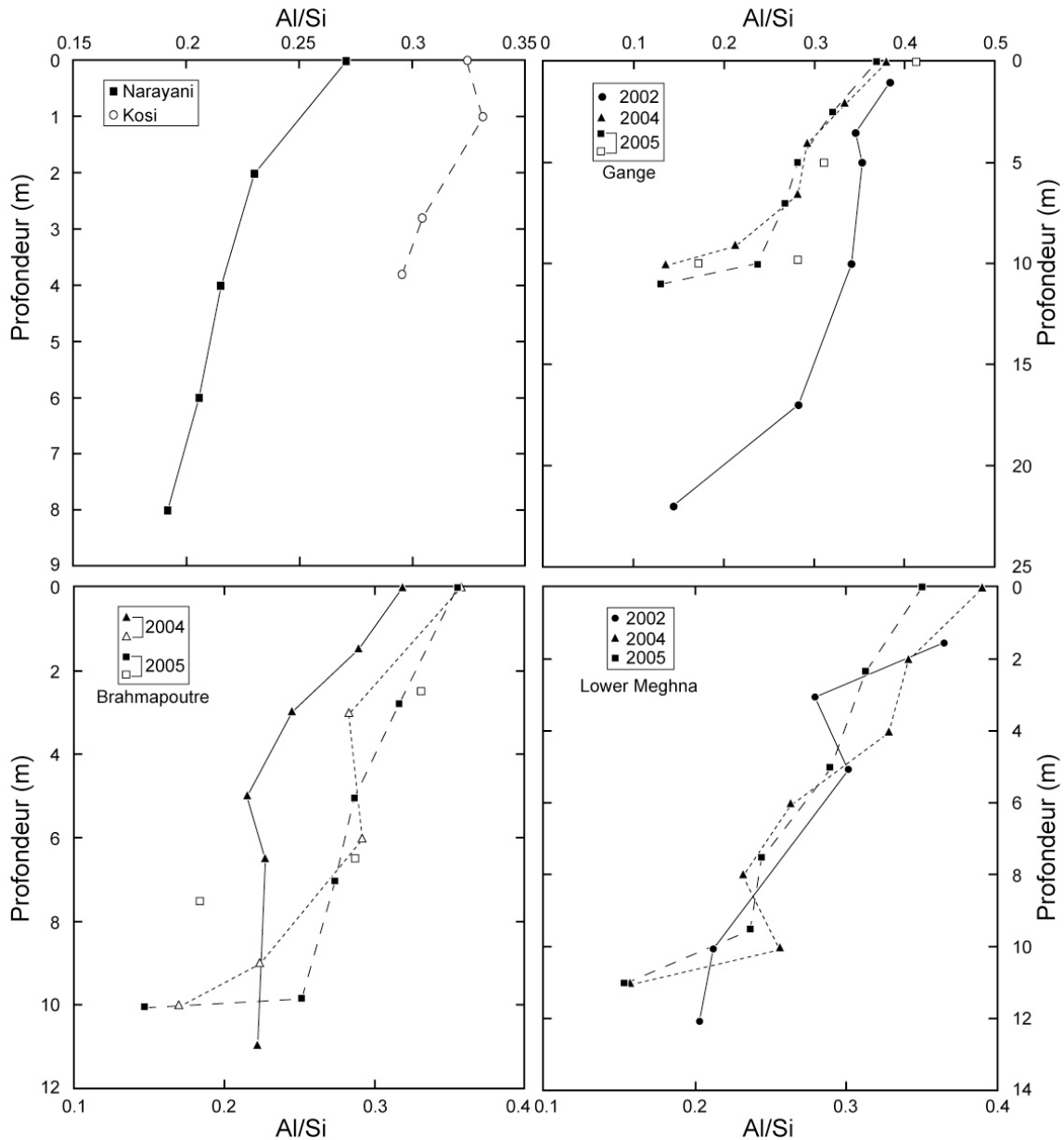


Figure 3.8 : Evolution de la composition chimique des sédiments avec la profondeur d'échantillonnage. Le rapport Al/Si caractérise la proportion relative de quartz et de micas + phyllosilicates. Les sédiments sont soumis à un intense tri minéralogique qui concentre le quartz au fond alors que les micas et phyllosilicates se concentrent en surface. Les rivières himalayennes à la sortie de la chaîne (Narayani et Kosi) présentent une différenciation moins poussée, en relation avec leur écoulement turbulent qui tend à limiter la ségrégation minéralogique.

La composition chimique des sédiments de rivière est également très variable avec la profondeur d'échantillonnage et le type de sédiment. Les profils d'échantillonnage en profondeur montrent une nette augmentation de concentration en Si et Na compensée par une diminution de la concentration en Al, Fe, K, Mg et H_2O^+ . Cette évolution est moins marquée sur les rivières Himalayennes à la sortie de la chaîne. Dans un diagramme représentant les rapports élémentaires des principaux éléments insolubles, Fe/Si en fonction de Al/Si, les

sédiments des rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre définissent une droite de mélange unique que l'on peut interpréter en terme de composition minéralogique (Galy, 1999; Galy and France-Lanord, 2001). Les deux pôles définis par cette droite sont d'une part le quartz (avec une faible proportion de feldspath) et d'autre part un mélange de micas et de minéraux argileux (phylosilicates). Ce mélange minéralogique passe par la composition moyenne des roches himalayennes érodées calculée par Galy et France-Lanord (2001). Les charges de fond sont enrichies en quartz alors que les matières en suspension de surface sont enrichies en minéraux argileux et en micas. Le passage de la composition minéralogique des matières en suspension de surface à celle de la charge de fond se fait de façon progressive. Le rapport Al/Si qui caractérise les proportions relatives de quartz et de micas et minéraux argileux diminue de façon pseudo-linéaire avec la profondeur (figure 3.8).

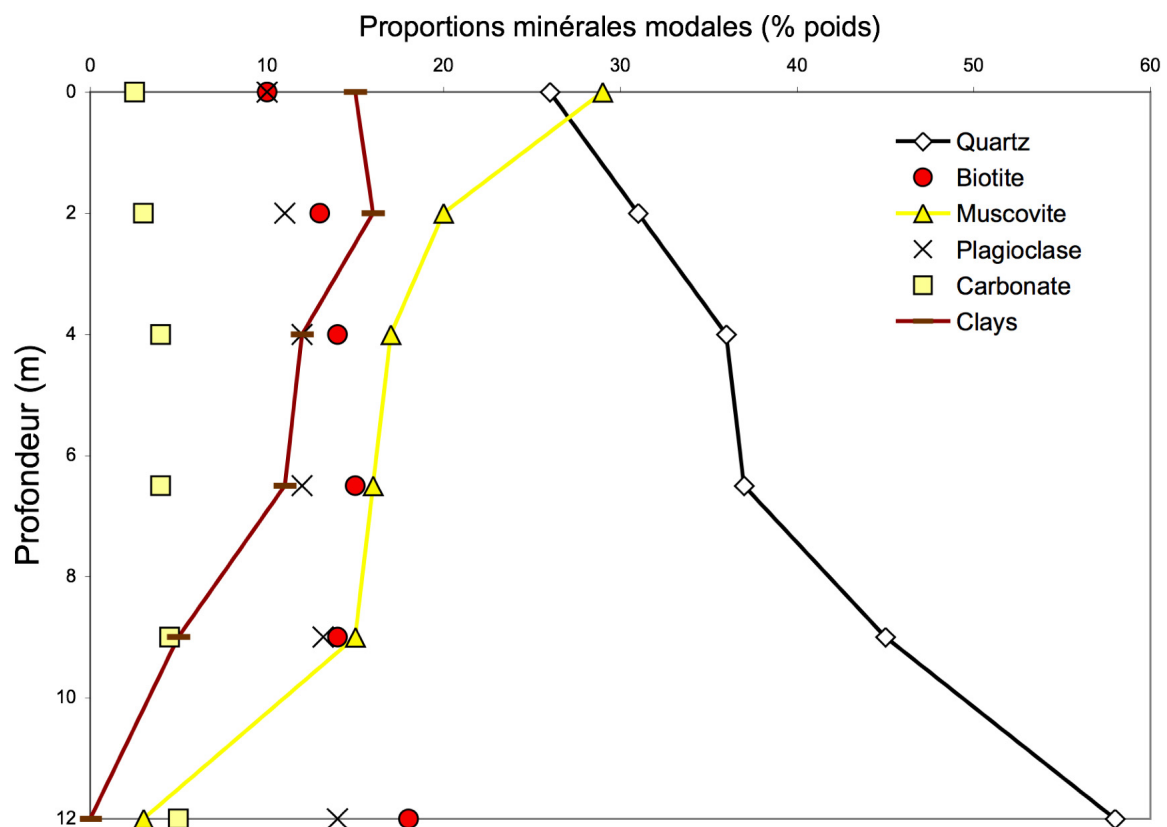


Figure 3.9 : Proportions modales calculées pour les principaux minéraux sur le profil BR 411-418 du Gange à Harding Bridge. Les proportions ont été déterminées de manière empirique pour atteindre la plus faible différence de composition chimique entre la composition calculée et les analyses chimiques. Le plagioclase utilisé est un oligoclase. La biotite et la muscovite sont dérivées d'analyses chimiques de phases himalayennes. L'argile est celle extraite de l'échantillon BGP 6.

A partir de la composition des sédiments en éléments majeurs, nous pouvons calculer la proportion modale des principales phases minérales présentes. Ce type de calcul revient à résoudre un système sous-contraint et il est donc difficile d'utiliser une méthode d'inversion matricielle. Cependant, en procédant de façon empirique il est possible d'obtenir une assez bonne description des proportions modales des principaux minéraux. La proportion de certains minéraux comme le quartz et les plagioclases étant en effet très bien contrainte par la composition chimique en éléments majeurs. Cet exercice a été réalisé le profil d'échantillonnage en profondeur du Gange à Harding Bridge en 2004. Les résultats indiquent une nette augmentation de la proportion de quartz, de biotite et de feldspaths avec la profondeur tandis que la proportion de muscovite et de phyllosilicates décroît (figure 3.9). La calcite peu affectés par les phénomènes de tri minéralogique. Toutefois, le calcul de la proportion de carbonates dépend fortement de la fiabilité de la mesure de la perte au feu et donc de la façon dont les échantillons sont déshydratés avant attaque chimique. Par ailleurs, ce type de calcul ne prend pas en compte les minéraux accessoires tels que les amphiboles, pyroxènes et autres grenats. Néanmoins, les résultats obtenus corroborent la description minéralogique réalisée à partir du diagramme Al/Si versus Fe/Si.

Table 3.2 : Composition minéralogique de sédiments de rivières du bassin du Gange déterminée par diffraction des rayons X. Les minéraux primaires (quartz, mica et feldspath) sont largement majoritaires par rapport aux minéraux d'altération (chlorite et smectite) et aux minéraux accessoires (amphiboles).

Sample #	River	Locality	Type	Qtz %	Micas %	Felds. %	Chlor. %	Smec. %	Calc. %	Dolo. %	Amph. %	Q+M+F %
BR 114	Gandak	Hajipur	SL*	28	37	3	14	16	1	1	n.d.	68
BR 102	Kosi	Confl.	BL	35	47	5	7	2	n.d.	n.d.	n.d.	87
BR 144	Gange	Varanasi	BL	55	13	13	5	2	1.5	1.5	2	81
BR 124	Gange	Patna	BL	51	9	9	5	n.d.	4	7	2	69
BR 105	Gange	Manihari	BL	31	41	5	9	9	4.5	n.d.	0.5	77

Qtz : quartz, *Felds* : feldspaths, *Chlor.* : chlorite, *Smec.* : smectite, *Calc.* : calcite, *Dolo.* : dolomite, *Amph.* : amphiboles, *Q+M+F* : somme de la proportion de quartz, de micas et de feldspaths. *BL* : sédiment de fond, *SL** : matière en suspension collectée avec un filet planctonique. *n.d.* = non détecté.

La composition minéralogique de quelques sédiments grossiers du Gange et de deux de ses affluents (Gandak et Kosi) a été déterminée au LEM (Nancy) par diffraction des rayons X. Les résultats sont regroupés dans la table 3.2. Le quartz et les micas sont systématiquement les minéraux les plus abondants et représentent à eux seuls plus de 50 % du total. Les feldspaths sont nettement moins abondants et leur proportion est fortement variable. La

proportion de phyllosilicates (chlorite et smectite) et de carbonates (calcite et dolomite) est également variable et les matières en suspensions analysées présentent un net enrichissement en phyllosilicates par rapport aux sédiments de fond. Pour les cinq échantillons analysés, la somme des proportions de quartz, micas et feldspaths représente entre 70 et 90 % de l'ensemble des particules. Bien que ces analyses soient seulement semi-quantitatives, elles sont concordantes avec les études minéralogiques réalisées sur des sédiments grossiers du Brahmapoutre et de la Marsyandi (Garzanti et al., 2004; Garzanti et al., in press).

Les caractéristiques physiques et chimiques des sédiments des rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre présentent donc une très grande hétérogénéité au sein de la section des rivières étudiées. Leur granulométrie et composition minéralogique décrit un continuum depuis des matières en suspension de surface enrichies en particules fines principalement composées de micas et minéraux argileux jusqu'aux charges de fond enrichies en particules grossières principalement composées de quartz. Ceci traduit l'effet du tri granulométrique et minéralogique auquel sont soumises les particules transportées par de grandes rivières telles que celles du bassin du Gange-Brahmapoutre. Il est absolument nécessaire de prendre en compte cette hétérogénéité sédimentaire afin d'estimer les flux et la composition des particules exportées par les grandes rivières. La mise en œuvre d'échantillonnages en profondeur détaillés est de ce point de vue une étape indispensable et, dans le cas présent, apporte un gain notable dans la caractérisation des sédiments transportés par les rivières du système Gange-Brahmapoutre.

3.3 Mesure de la vitesse du courant

L'étude de la répartition des vitesses de courant au sein des grandes rivières à fait apparaître de forts gradients entre l'eau s'écoulant en surface et celle s'écoulant à peu de distance du fond (e.g. Richardson and Thorne, 2001; Filizola and Guyot, 2004). Ce phénomène est engendré par les forces de cisaillement générées par la différence de vitesse de déplacement entre le fond de la rivière et la tranche d'eau. Il est évident que la vitesse du courant exerce un contrôle direct sur la quantité de particules exportées par les rivières. Ainsi, afin de connaître le flux et la composition des particules exportées il est nécessaire de tenir compte de la vitesse du courant en chaque point de la tranche d'eau. A ce jour, en dépit de

contacts avancés avec les organisations chargées de la surveillance des rivières du Bangladesh (WARPO), nous ne sommes malheureusement pas parvenus à obtenir les relevés journaliers de hauteur d'eau ou de débit correspondant aux périodes auxquelles nous avons réalisé les échantillonnages. Cependant, depuis une vingtaine d'années l'avènement de sondes permettant de mesurer en temps réel la vitesse du courant depuis la surface jusqu'au fond de la rivière a permis de grands progrès dans l'étude de la répartition des vitesses de courant au sein des grandes rivières. Nous avons donc utilisé ce type d'appareil sur les fleuves du Bangladesh afin de mesurer la répartition des vitesses de courant.

3.3.1 La mesure de la vitesse du courant par ADCP

L'ADCP, Acoustic Doppler Current Profiler, est une sonde émetteur-récepteur de mesure de la vitesse de courant basée sur la réflexion d'une onde acoustique émise sur les particules solides en suspension dans l'eau. L'onde acoustique incidente est émise par la sonde avec une fréquence connue, le récepteur de l'ADCP mesure en continu l'onde réfléchi par les particules en suspension. Le mouvement des particules par rapport à la sonde modifie la fréquence de l'onde réfléchi par effet Doppler. Le décalage en fréquence entre l'onde incidente et l'onde réfléchi est proportionnel à la vitesse de déplacement des réflecteurs. Il est ainsi possible de déterminer la vitesse des particules en suspension en analysant l'onde réfléchi. Grâce à un système de 4 émetteurs-récepteurs disposés selon 2 plans orthogonaux et orientés à 20° de la verticale, l'ADCP mesure la vitesse du courant selon les 3 directions principales de l'espace (2 composantes planes et une composante verticale). Le signal est intégré sur une cellule virtuelle parallélépipédique dont la taille est fixée par l'utilisateur. L'ADCP est également munie d'un sonar qui permet de mesurer la profondeur de la rivière à chaque instant ainsi que d'un compas qui indique la trajectoire et la vitesse de déplacement du bateau par rapport au lit de la rivière supposé fixe. D'un point de vue pratique, l'ADCP est immergée dans l'eau à partir du bord d'un bateau et connectée à un ordinateur qui effectue en temps réel le traitement des données. Au cours du déplacement du bateau sur la rivière, l'ADCP enregistre donc la profondeur totale de la rivière, la vitesse du courant en tout point situé à la verticale du bateau ainsi que le déplacement du bateau. Des contraintes physiques rendent impossible la mesure de la vitesse de la cellule située en surface et de celle située directement au-dessus du fond. Toutefois, le logiciel de traitement des données extrapole ces vitesses à partir de la loi mesurée d'évolution de la vitesse avec la profondeur.

3.3.2 Utilisation de l'ADCP sur les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre

Au cours des missions d'échantillonnage 2004 et 2005 au Bangladesh, la sonde ADCP de l'IPGP du type Rio Grande 600 kHz a été utilisée afin de mesurer la vitesse du courant lors de la réalisation des profils d'échantillonnage en profondeur de matières en suspension. Des profils transversaux d'une rive à l'autre ont également été réalisés. Compte tenu du type d'appareil utilisé, les principales limitations directement liées aux caractéristiques des rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre sont : (1) la vitesse élevée du courant et (2) la présence de zones de fortes turbulences. En théorie la vitesse de déplacement de l'embarcation ne doit pas dépasser celle du courant afin de garantir une meilleure qualité de mesure. Sur les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre, cette condition est en pratique très difficile à satisfaire à cause de vitesses de courant importantes qui, lorsque la vitesse de déplacement du bateau est trop faible, engendrent une forte dérive vers l'aval. En outre, pendant la mousson les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre sont très turbulentes du fait de vitesses de courant élevées associées à de fortes irrégularités topographiques de leur lit. Localement, ces écoulements turbulents génèrent de rapides et intenses variations du vecteur vitesse qui génèrent une forte perturbation du signal reçu par l'ADCP. Afin de limiter l'effet de ces deux contraintes sur la qualité de la mesure ADCP, la solution adoptée a été d'augmenter à la fois la profondeur des cellules et le temps d'intégration. Ceci a permis d'obtenir en 2005 des profils de vitesse de bonne qualité, y compris dans des conditions très défavorables telles que celles rencontrées sur le Brahmapoutre.

3.3.3 Répartition de la vitesse de courant dans les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre

Les trois grandes rivières du Bangladesh étudiées sont caractérisées par de fortes hétérogénéités de la vitesse de courant en profondeur. La vitesse du courant en surface est également fortement variable le long d'une section transversale d'une berge à l'autre. Le gradient vertical de vitesse est maximal et dirigé vers la surface dans les chenaux principaux, c'est-à-dire là où la vitesse de surface est également maximale. Le rapport entre la vitesse du courant en surface et près du fond y est en moyenne autour de 2. Dans les zones de faible courant, le gradient de vitesse peut être très faible et peut même s'inverser avec une vitesse plus élevée au milieu de la colonne d'eau qu'en surface et qu'au fond.

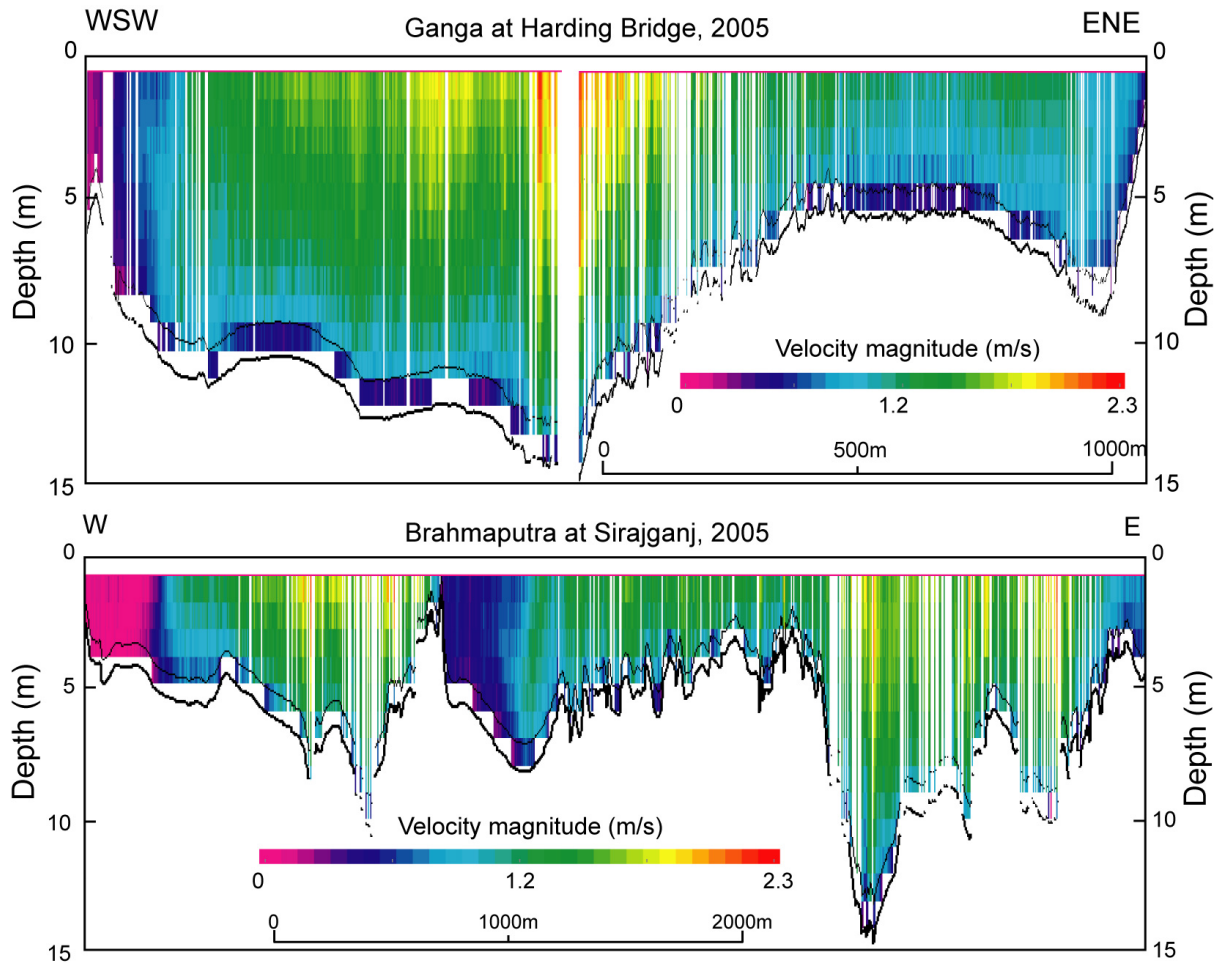


Figure 3.10 : Profils de vitesses typiques réalisés par mesure ADCP sur le Gange à Harding Bridge (haut) et le Brahmapoutre à Sirajganj (bas) au cours de la mousson 2005. La vitesse du courant, représentée par un code de couleur, correspond à la norme du vecteur vitesse principal. Les zones en blanc correspondent à des zones de turbulences ou de vitesses de surfaces élevées que l'ADCP n'a pas pu mesurer correctement. Le trait foncé représente le fond de la rivière détecté par le sonar de l'ADCP. Les deux profils font apparaître de forts gradients de vitesse entre la surface et le fond ainsi qu'entre le centre des chenaux et les berges.

Les topographies du fond du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna au Bangladesh sont notablement différentes. Dans le détail, cela génère d'importantes différences dans la répartition des vitesses de courant dans une section transversale. Le Gange à Harding Bridge à une section assez régulière marquée par la présence d'un chenal unique occupant environ 50 % de la largeur de la rivière (figure 3.10). La différence de régime d'écoulement est bien marquée entre (1) le chenal où le gradient vertical de vitesse est fort et la vitesse de surface élevée et (2) les zones calmes proches des rives où la vitesse de surface et le gradient vertical de vitesse sont modérés. Le Brahmapoutre à Sirajganj possède un fond nettement plus irrégulier, la profondeur de la rivière évoluant de façon brutale, parfois de plusieurs mètres en quelques mètres de déplacement latéral (figure 3.10). Il est divisé en plusieurs chenaux plus

ou moins profonds souvent séparés par des lignes de "chaurs", nom donné à ces morceaux de berges transformés en îles par la montée des eaux. A proximité des berges et des lignes de chaurs, la vitesse en surface est faible et le gradient vertical de vitesse est limité alors que les chenaux principaux présentent des gradients verticaux élevés et des zones de fortes turbulences marquées par de brusques variations latérales de la vitesse. On note, à peu de distance de la rive droite, la présence d'un chenal double plus large et profond que les autres et qui peut donc être désigné comme le chenal principal (figure 3.10). C'est dans ce dernier que les profils d'échantillonnage en profondeur ont été réalisés. La topographie complexe du lit du Brahmapoutre résulte de l'inondation au cours de la mousson d'un lit majeur complexe, tel que peut l'être celui d'une grande rivière en tresse.

Le lit de Lower Meghna est délicat à caractériser du fait de la largeur démesurée du fleuve qui peut atteindre à certains endroits plusieurs dizaines de kilomètres. L'existence de nombreux bras rend l'architecture du fleuve très complexe, comme cela est souvent le cas dans la zone deltaïque des grands fleuves. En 2004, nous avons échantillonné le bras principal de la Lower Meghna près de l'île de Bhola, c'est à dire à peu de distance de l'embouchure (figure 3.1). L'embarcation utilisée, une frégate de la marine Bangla, ne nous a pas permis de réaliser de mesures dans les zones peu profondes (< 4 m). Cependant la largeur totale du fleuve dépassait certainement 10 km. La partie de la rivière sur laquelle nous avons pu mesurer la répartition des vitesses de courant possède une profondeur relativement constante et un gradient vertical de vitesse important avec néanmoins une zone plus profonde et calme très proche d'une ligne de chaurs (figure 3.11). En 2005, le mélange du Gange et du Brahmapoutre à été échantillonné plus en amont, au niveau de Mawa (figure 3.1). L'absence de multiples bras y rend l'architecture générale du fleuve plus simple qu'à Bhola (figure 3.11). Cependant, comme pour le Brahmapoutre à Sirajganj, on note de brusques variations de la profondeur et la présence de plusieurs chenaux majeurs. Deux sont particulièrement importants; le premier est assez étroit et possède une profondeur avoisinant les 20 mètres alors que le second profond d'une quinzaine de mètres est très large. C'est dans ce dernier que le profil détaillé d'échantillonnage en profondeur a été réalisé. Comme sur le Brahmapoutre, les chenaux et zones proches des chaurs se différencient nettement par leur contraste de vitesse de surface et de gradient vertical de vitesse.

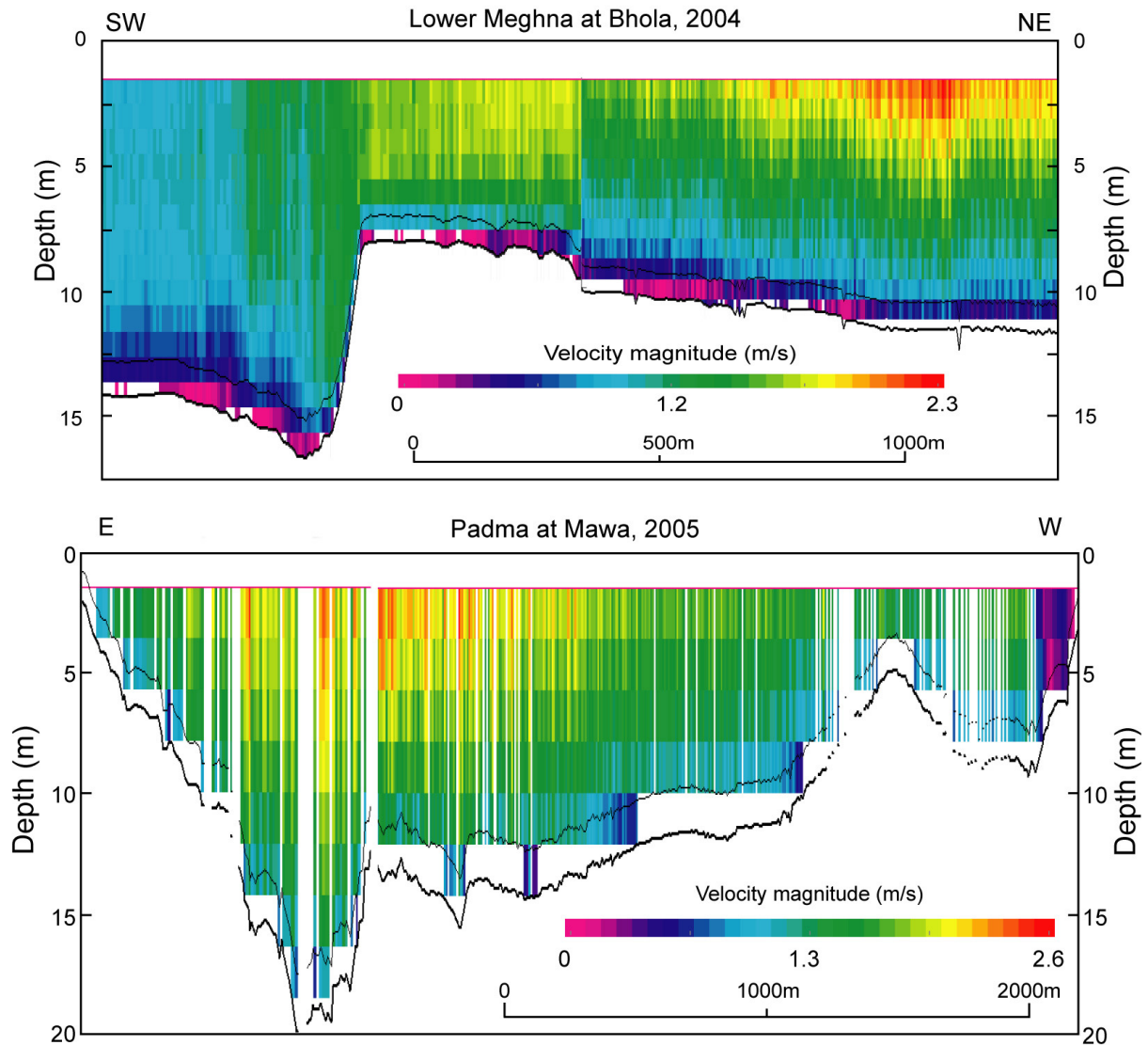


Figure 3.11 : Profils de vitesses typiques réalisés par mesure ADCP sur la Lower Meghna à Bhola (haut) et la Padma à Mawa (bas). La vitesse du courant, représentée par un code de couleur, correspond à la norme du vecteur vitesse principal. Les zones en blanc correspondent à des zones de turbulences ou de vitesses de surfaces élevées que l'ADCP n'a pas pu mesurer correctement. Le trait foncé représente le fond de la rivière détecté par le sonar de l'ADCP. Les deux profils font apparaître de forts gradients de vitesse entre la surface et le fond ainsi qu'entre le centre des chenaux et les berges.

3.4 Estimation de la composition moyenne des matières en suspension

Nous avons mis en évidence une forte hétérogénéité de la charge solide, de la composition des matières en suspension et de la vitesse de courant au sein des grandes rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre. Afin de caractériser le flux sédimentaire associé à

l'érosion de l'Himalaya il est donc nécessaire d'estimer la composition moyenne des particules en suspension exportées par ces rivières. Il s'agit de reconstruire par le calcul un sédiment théorique, la matière en suspension moyenne, dont la composition correspond à la composition moyenne des matières en suspension qui traversent une section de la rivière à chaque unité de temps. A partir de l'échantillonnage détaillé en profondeur des matières en suspension et de la mesure de la répartition de la vitesse du courant associé il est possible de calculer la composition moyenne des matières en suspension le long de la verticale d'échantillonnage. Réalisé à partir des échantillonnages effectués dans le chenal principal, où la majorité des sédiments sont transportés, ce calcul permet d'obtenir une estimation de la composition de la matière en suspension moyenne. En outre, en 2005 nous avons également réalisé des profils d'échantillonnage dans des zones calmes du Gange et du Brahmapoutre. A partir de ces échantillonnages il a été possible d'estimer la variabilité latérale de la composition moyenne des matières en suspension au sein de la rivière. Ceci a finalement permis l'obtention d'une bonne estimation de la composition de la matière en suspension moyenne des trois rivières étudiées.

3.4.1 Intégration sur une verticale d'échantillonnage

L'estimation de la composition moyenne le long d'une verticale d'échantillonnage est basée sur l'intégration sur toute la verticale du flux de chaque élément X passant par un élément infinitésimal de surface ds . Le calcul discret en chaque point d'échantillonnage des flux élémentaire ϕ_x est obtenu grâce à l'équation :

$$\phi_x = c \times v \times [X] \quad (3.1)$$

où :

c est la charge solide en $g.l^{-1}$,

v est la vitesse des particules en $m.s^{-1}$

$[X]$ est la concentration de l'élément X dans le sédiment exporté en $mol.g^{-1}$.

A partir du calcul de ϕ_x à chaque profondeur d'échantillonnage, on peut ensuite exprimer la variation continue de ϕ_x avec la profondeur Z sous la forme $\phi_x = f(Z)$. La valeur totale du flux à travers une verticale de largeur unitaire peut ensuite être obtenue en supposant un élément

de surface $ds = 1 \times dz$. La valeur moyenne du flux $\overline{\phi_X}$ est finalement calculée en utilisant le théorème de la moyenne :

$$\overline{\phi_X} = 1/Z_{\max} \int_0^{Z_{\max}} \phi_X(Z) \times dZ \quad (3.2)$$

où Z_{\max} est la profondeur totale en mètre de la rivière au niveau de la verticale d'échantillonnage considérée.

3.4.2 Vitesse de déplacement des matières en suspension collectées

Dans le calcul précédent, la vitesse des particules doit être connue pour chaque matière en suspension collectée et a donc été extraite à partir des mesures ADCP. En 2005 la sonde ADCP était en acquisition au moment même où les matières en suspensions étaient échantillonnées. Ce protocole présente le double avantage de (1) pouvoir connaître en temps réel la répartition des vitesses et ainsi de préciser son positionnement dans le chenal principal et (2) pouvoir extraire de l'enregistrement la valeur de la vitesse à l'endroit et au moment précis de la collecte des échantillons. Compte tenu du temps de remplissage de l'échantillonneur et afin de lisser d'éventuelles valeurs de vitesses anormales liées à des turbulences, la vitesse a été intégrée sur environ une minute à partir de l'ouverture de l'échantillonneur. En 2004, cette méthodologie d'échantillonnage n'a pu être mise en place pour des raisons techniques. Cependant, la mesure de la vitesse du courant a été réalisée au même endroit et le même jour que la collecte des échantillons. Ainsi, les vitesses de courant associées à chaque matière en suspension ont été extraites grâce à un positionnement précis des profils ADCP et de chaque échantillon par GPS.

Les différents échantillonnages réalisés sur le Gange, le Brahmapoutre et la Lower Meghna sont relativement comparables. Dans les zones de fort courant de surface, ils montrent une décroissance quasi-linéaire de la vitesse des particules avec la profondeur (figure 3.12). Dans les zones calme, la vitesse est relativement constante sur l'ensemble de la colonne d'eau.

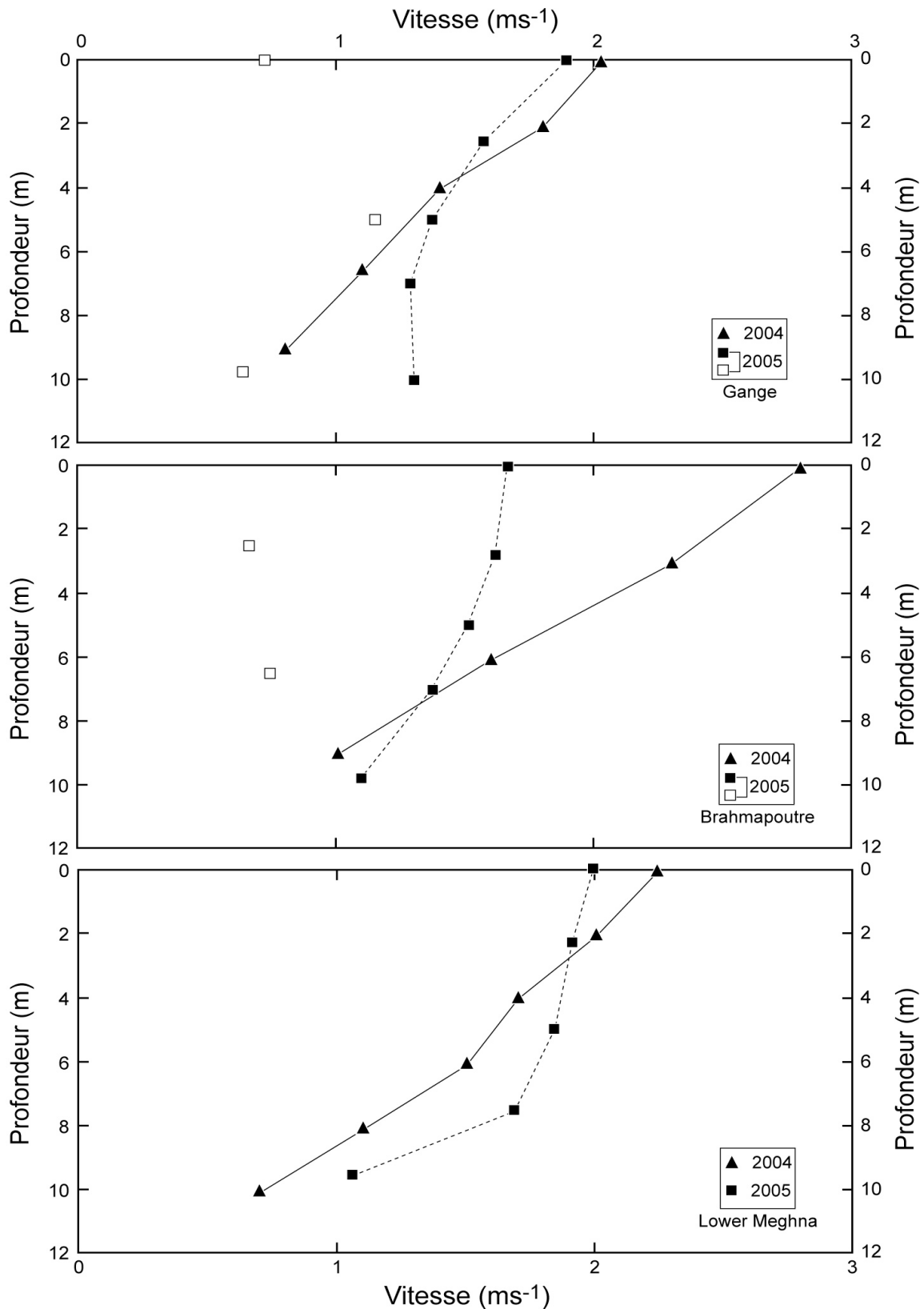


Figure 3.12 : Evolution de la vitesse du courant avec la profondeur au niveau des verticales d'échantillonnage des matières en suspension. Les données de vitesses sont extraites des profils ADCP réalisés conjointement à la collecte des matières en suspension. Au centre du chenal principal (symboles noirs) le gradient de vitesse est élevé tandis que dans les zones calmes (symboles vides) il est très atténué voire inversé.

3.4.3 Composition des matières en suspension moyenne

A partir des mesures réalisées en 2004 et 2005, les flux élémentaire ϕ_X ont été calculés pour chaque profondeur d'échantillonnage. La variation de ϕ_X avec la profondeur peut être modélisée par une relation polynomiale complexe, généralement d'ordre 4. Celle-ci résulte du produit de trois paramètres (c, v et $[X]$) dont la variation avec la profondeur est elle même décrite par un polynôme (en général, respectivement d'ordre 1, 1 et 2). L'intégration exacte de ϕ_X est aisée puisque la primitive en est connue; elle ne nécessite pas l'emploi de méthode de résolution numérique.

Les résultats sont présentés sous la forme de rapports élémentaires pour les trois éléments majeurs pouvant être considérés en Himalaya comme insolubles : Si, Al et Fe (table 3.3).

Table 3.3 : Rapports Al/Si et Fe/Si moyens des sédiments transportés par le Gange, le Brahmapoutre et la Lower Meghna en Juillet 2004 et 2005. La composition moyenne des matières en suspension transportées par chaque rivière correspond à la valeur obtenue par intégration sur la verticale d'échantillonnage de la variation de la charge sédimentaire, de vitesse de courant et de la composition chimique. La composition des sédiments de fond obtenu par draguage à la verticale des profils d'échantillonnage de matières en suspension est également indiquée.

Rivière	Localisation du profil	Année	Charge de fond		Matières en suspension	
			Al/Si	Fe/Si	Al/Si	Fe/Si
Gange	chenal principal	2004	0.13	0.05	0.30	0.07
	chenal principal	2005	0.13	0.02	0.28	0.07
	zone calme	2005	0.17	0.04	0.31	0.08
Brahmapoutre	chenal principal	2004	0.17	0.06	0.28	0.07
	chenal principal	2005	0.15	0.03	0.29	0.08
	zone calme	2005	0.18	0.04	0.30	0.08
Lower Meghna	chenal principal	2004	0.16	0.05	0.27	0.06
	chenal principal	2005	0.15	0.03	0.28	0.07

Comme indiqué plus haut (cf § 3.2), dans un diagramme Al/Si versus Fe/Si les sédiments définissent une droite de mélange minéralogique et le rapport Al/Si permet de caractériser la composition minéralogique des sédiments de rivières Himalayennes. Pour l'ensemble des échantillonnages, la composition calculée des matières en suspension moyennes est très différente de la composition des matières en suspension de surface; en accord avec l'hétérogénéité de la composition des matières en suspension et de la vitesse du courant au sein des rivières étudiées. En revanche, la composition moyenne calculée par

calcul intégral est proche de la moyenne arithmétique de la composition des matières en suspension prélevées en surface et juste au-dessus du fond. Dans le diagramme Al/Si versus Fe/Si, pour chaque échantillonnage, le point correspondant à la matière en suspension moyenne calculée se situe sur la droite de mélange minéralogique définie par le jeu d'échantillon considéré dans le calcul (figure 3.13). Ceci indique clairement la robustesse du calcul réalisé puisque nous calculons un sédiment moyen théorique dont la composition est compatible avec celle des sédiments produits par tri minéralogique et granulométrique au cours du transport. La composition des sédiments moyens exportés dans les zones de fort courant et dans les zones calmes est assez proche, bien que les sédiments transportés dans les zones calmes soient en général un peu plus riches en micas et argiles (Al/Si plus élevés). Ceci indique clairement que l'estimation de la composition moyenne des matières en suspension exportées par la rivière à partir du seul échantillonnage des zones de fort courant conduit à un biais minime. La comparaison des valeurs obtenues à partir des échantillonnages 2004 et 2005 montre une variabilité assez faible pour chaque rivière. En outre les matières en suspension moyennes exportées par le Gange et le Brahmapoutre sont très comparable avec un rapport Al/Si calculé autour de 0.29. La composition moyenne des matières en suspension exportées par la Lower Meghna semble légèrement différente, avec un rapport Al/Si plus faible que le Gange et le Brahmapoutre (table 3.3). Cela est surprenant si l'on considère que le rapport Al/Si des matières en suspension devrait augmenter d'amont en aval du système fluvial sous l'effet du dépôt préférentiel de particules grossières enrichies en quartz. Plusieurs phénomènes peuvent néanmoins expliquer ce phénomène. D'abord, la charge de fond de la Lower Meghna semble avoir un rapport Al/Si légèrement plus élevé que celles du Gange et du Brahmapoutre (table 3.3). Cela peut par exemple refléter des conditions hydrodynamiques moins turbulentes limitant la ségrégation minéralogique au sein de la rivière. Par ailleurs, les échantillonnages réalisés ne sont que la photographie à un instant t des sédiments exportés par la rivière. Ainsi, des variations temporelles de composition peuvent-elles être générées par des événements érosifs particuliers et expliquer l'apparente singularité de nos échantillonnages de la Lower Meghna. Afin d'intégrer ces phénomènes un suivi temporel régulièrement espacé sur l'ensemble de la mousson serait nécessaire. Enfin, du fait de la largeur très importante de la Lower Meghna il n'est pas exclu que notre protocole d'échantillonnage, qui favorise le chenal principal, n'introduise pas un biais sur la composition calculée des sédiments exportés.

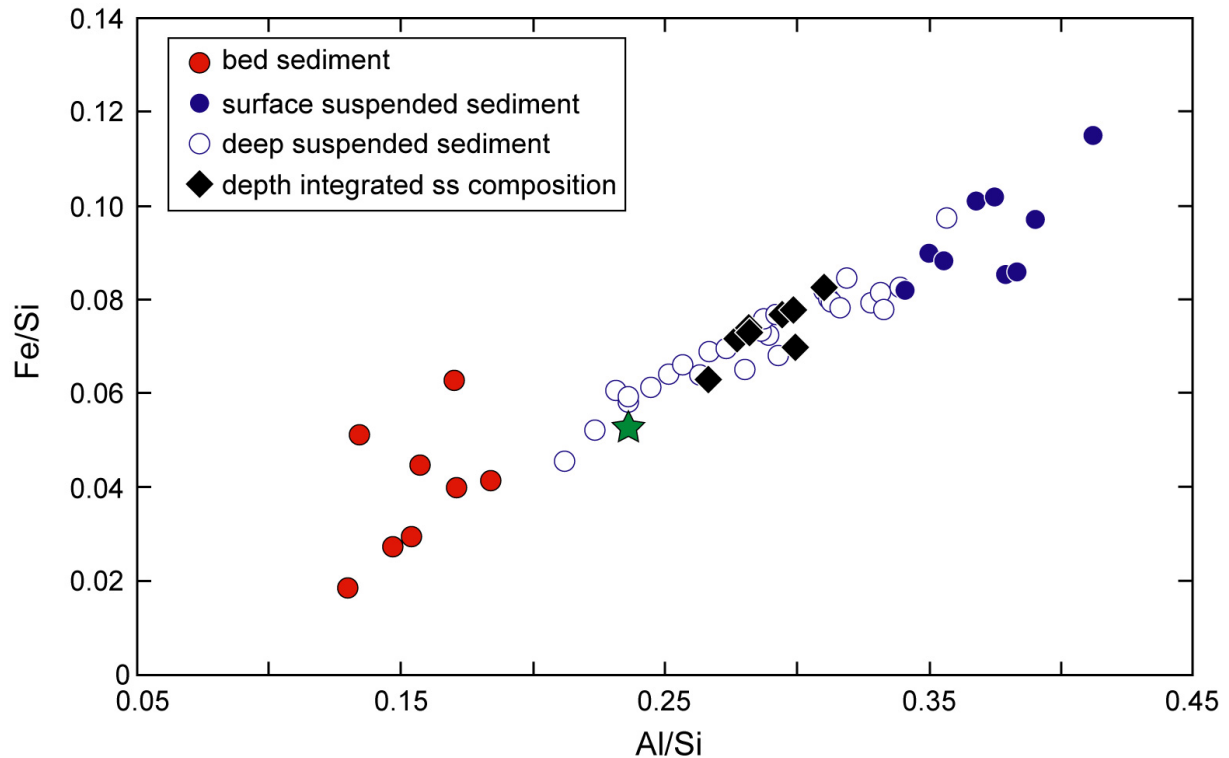


Figure 3.13 : Diagramme représentant la composition en Fe, Al et Si des matières en suspension et des sédiments de fond des profils en profondeur du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna réalisés en 2004 et 2005. Les sédiments de rivière définissent une droite de mélange entre les sédiments de fond et les matières en suspension de surface. Pour chaque profil d'échantillonnage, la composition calculée des matières en suspension moyennes (diamants noirs) est cohérente avec la droite de mélange définie par l'ensemble des sédiments. Cette composition calculée est sensiblement plus proche de la composition moyenne des roches sources (étoile verte) que celle des matières en suspension de surface (points bleus).

3.5 Bilans d'érosion

A partir des flux totaux d'érosion et d'exportation (particulaire + dissous), il est possible de réaliser un bilan d'érosion à l'échelle du bassin. En effet, selon la loi de conservation de la masse, pour chaque élément, le flux total d'érosion doit être égal à la somme des flux dissous et particulaires générés par la rivière (e.g. Gaillardet et al., 1995). Cela se traduit pour chaque élément X par la relation suivante :

$$\Phi_{total} \times [X]_{source} = \Phi_S \times [X]_S + \Phi_D \times [X]_D \quad (3.3)$$

où :

Φ_{total} est le flux total d'érosion

$[X]_{source}$ est la concentration moyenne de l'élément X dans les roches érodées

Φ_s est le flux sédimentaire total

$[X]_s$ est la concentration moyenne de l'élément X dans les sédiments exportés

Φ_D est le flux dissous total

$[X]_D$ est la concentration moyenne de l'élément X dans l'eau de la rivière.

Le flux total d'érosion, Φ_{total} , étant par essence inconnu l'équation ne peut être résolue. Cependant, en l'écrivant successivement pour deux éléments X et Y, on obtient un système d'équation qui permet par simple combinaison des deux équations de supprimer le flux total d'érosion et d'obtenir la relation suivante:

$$\Phi_s \times [X]_s + \Phi_D \times [X]_D = \{ \Phi_s \times [Y]_s + \Phi_D \times [Y]_D \} \times \left[\frac{X}{Y} \right]_{Source} \quad (3.4)$$

On obtient ainsi une relation qui relie le rapport élémentaire X/Y moyen des roches érodées aux flux solides et dissous des éléments X et Y. La réalisation d'un bilan de matière est donc directement subordonnée à la connaissance (1) des flux particuliers et dissous, (2) de la composition moyenne des sédiments et de la phase dissoute et (3) de la composition moyenne des roches érodées.

3.5.1 Erosion physique

Pour des éléments (X, Y) insolubles, c'est-à-dire peu ou pas affectés par la dissolution chimique, on peut utiliser la relation (3.4) afin de réaliser un bilan d'érosion physique à l'échelle du bassin. Cette approche a été appliquée au système Gange-Brahmapoutre par Galy et France-Lanord (2001) à partir d'un échantillonnage succinct. Nous avons repris cette approche avec une représentation bien plus complète des matières en suspension et des échantillonnages réels des charges de fond. Dans la relation (3.4), le flux total de sédiments représente la somme du flux de particules en suspension (Φ_{SL}), du flux de charge de fond et du flux de déposition dans la plaine (en fait ce dernier est un flux algébrique et peut donc théoriquement être un flux d'érosion). Ce faisant, on fait implicitement l'hypothèse qu'il n'y a pas d'accumulation significative de sédiments au niveau de la chaîne ce qui peut se justifier par l'importance des pentes en Himalaya. Ni le flux de charge de fond ni, à fortiori, le flux de

dépôt dans la plaine ne sont mesurables. En regroupant ces deux flux sous le terme de "flux inconnu" (Φ_{Inc}) on peut cependant l'exprimer à partir de la relation (3.4) sous la forme :

$$\Phi_{Inc} = \frac{\Phi_D \times \left\{ [X]_D - [Y]_D \times \left[\frac{X}{Y} \right]_{Source} \right\} + \Phi_{SL} \times \left\{ [X]_{SL} - [Y]_{SL} \times \left[\frac{X}{Y} \right]_{Source} \right\}}{[Y]_{Inc} \times \left[\frac{X}{Y} \right]_{Source} - [X]_{Inc}} \quad (3.5)$$

où :

$[X]_{Inc}$ et $[Y]_{Inc}$ sont les moyennes des compositions élémentaires de la charge de fond et des particules déposées dans la plaine,

et $[X]_{SL}$ et $[Y]_{SL}$ sont les compositions élémentaires moyennes des matières en suspension.

Dans cette équation, la concentration en éléments dissous, le flux de la rivière et le flux de particules en suspension sont connus a priori (cf. § 1.5 et § 3.5.3.1). Connaissant la composition moyenne des matières en suspension, la moyenne des compositions élémentaires de la charge de fond et des particules déposées dans la plaine et la composition moyenne des roches érodées, on peut donc calculer le "flux inconnu". Galy et France-Lanord (2001) avaient estimé la composition moyenne des roches érodées à partir d'un set de plus de 400 analyses géochimiques de roches Himalayennes provenant des principales unités lithologiques (HHC, LH, TSS et TPB). Ils ont estimé la contribution respective des roches de ces unités en comparant la composition isotopique du Sr et du Nd des sédiments et des roches sources. La composition moyenne des roches érodées a donc été calculée en réalisant une moyenne pondérée par la contribution relative de chaque unité. La composition du "flux inconnu" (charge de fond + dépôt dans la plaine) a été estimée à partir de la composition des échantillons de sédiments de fond, considérant que les sédiments éventuellement déposés au cours du transport doivent correspondre aux phases les plus grossières des sédiments transportés, c'est à dire à la charge de fond. Cette hypothèse est renforcée par la concordance de la composition moyenne de sédiments des Siwaliks et des sédiments de fond échantillonnés. A partir d'échantillons de matières en suspension de surface, Galy et France-Lanord (2001) avaient estimé la composition des matières en suspension et ont finalement calculé le "flux inconnu", c'est à dire la somme du flux de charge de fond et de dépôt dans la plaine, en appliquant la relation (3.5) aux principaux éléments insolubles, Al et Si. En Himalaya, le silicium peut être considéré comme un élément insoluble puisque son flux dissous est deux ordres de grandeur inférieur à son flux particulaire (Galy and France-Lanord,

1999; France-Lanord et al., 2003). Les résultats, bien qu'assortis de larges incertitudes, montrent que, pour le Gange comme pour le Brahmapoutre, ce flux non mesurable est à peu près équivalent au flux mesuré de particules en suspension, soit en moyenne $500 \text{ à } 600 \times 10^6$ tonnes/an. La prise en compte de ce flux dans le calcul du flux total d'érosion est donc capitale et a conduit les auteurs à réviser à la hausse les taux d'érosion physique dans les bassins du Gange et du Brahmapoutre.

Dans ce bilan de matière, les flux dissous et particuliers ainsi que la composition de la phase dissoute sont relativement bien contraints (cf. § 1.5 et § 3.5.2.1). En revanche, l'analyse différentielle de la relation (3.5) indique clairement que la justesse du calcul de Φ_{Inc} est fortement assujettie à la validité des compositions utilisées (roche source, charge de fond et matières en suspension). Nous avons montré (cf. § 3.4.3) que la composition des matières en suspension moyennes est notablement différente de la composition des matières en suspension de surface. L'estimation de la composition des matières en suspension à partir des seules matières en suspension de surface conduit donc à un biais important. D'un point de vue qualitatif, les matières en suspension moyennes sont plus proches de la composition moyenne des roches érodées que les matières en suspension de surface. Ainsi, les flux de charge de fond et de dépôt dans la plaine calculés à partir de ces dernières doivent-ils être systématiquement surestimés.

Table 3.4 : Composition chimique et flux utilisés pour résoudre le bilan de masse (3.5), pour le Gange et le Brahmapoutre. Le "flux inconnu" (Φ_{inc}) représentant la somme du flux de charge de fond et du dépôt de plaine a été calculé à partir de la composition moyenne des matières en suspension (MES) échantillonnées en 2004 et 2005 (cf. § 3.4.3). Une estimation a été faite en considérant que le flux inconnu à la même composition que les sédiments de fond (BL), une autre en considérant la composition moyenne d'échantillons des Siwaliks (Siw).

Rivière	année	Dissous		MES		BL		Siwaliks		Source	Φ_{diss} km ³ /an	Φ_{sed} 10 ⁶ t/an	Φ_{inc} (BL) 10 ⁶ t/an	Φ_{inc} (Siw) 10 ⁶ t/an
		Si mol/l	Al mol/l	Si mol/100g	Al mol/100g	Si	Al	Al/Si						
Gange	2004	1.28E-04	0.103	0.303	1.264	0.169	1.085	0.136	0.236	379	500	239	256	
	2005	1.28E-04	1.034	0.292	1.273	0.165	1.085	0.136	0.236	379	500	167	189	
Brahmapoutre	2004	1.50E-04	1.058	0.298	1.234	0.209	1.085	0.136	0.236	690	550	291	199	
	2005	1.50E-04	1.041	0.306	1.277	0.187	1.085	0.136	0.236	690	550	270	257	

Note : La composition du flux dissous est issue de Fraser et al. (2002). Pour les flux hydriques (Φ_{diss}) et sédimentaires (Φ_{sed}), il s'agit des flux moyens à Farakka pour le Gange et à Bahadurabad pour le Brahmapoutre (cf. § 1.5). La composition moyenne des roches érodées est issue de Galy et France-Lanord (2001).

A partir des compositions de matières en suspension moyennes calculées pour le Gange et le Brahmapoutre sur la base des échantillonnages de 2004 et 2005, nous proposons une nouvelle estimation des flux de charge de fond et de dépôt dans la plaine. Les paramètres utilisés dans l'équation (3.5) sont résumés dans la table 3.4. La composition moyenne des roches érodées est celle calculée par Galy et France-Lanord (2001). La composition de la charge de fond et des particules déposées dans la plaine a été estimée à partir de : (1) la composition des charges de fond échantillonnées en 2004 et 2005 et, (2) la composition moyenne d'échantillons prélevés dans les Siwaliks. Les flux de charge de fond et de dépôt dans la plaine (Φ_{inc}) calculés à partir des échantillonnages 2004 et 2005 pour le Gange et le Brahmapoutre sont résumés dans la table 3.4. Comme attendu, ils sont systématiquement plus faibles que ceux calculés à partir des matières en suspension de surface. Néanmoins, ils correspondent à la limite basse proposée par Galy et France-Lanord (2001). Pour le Gange comme pour le Brahmapoutre, nos estimations montrent que la somme du flux de charge de fond et du flux de dépôt dans la plaine doit représenter de 30 à 50 % du flux de matières en suspension et contribuent donc notablement au budget total d'érosion de la chaîne Himalayenne.

3.5.2 Bilan d'altération

La même approche de bilan de matière peut être appliquée aux éléments solubles afin de réaliser un bilan d'altération. En effet, si l'érosion chimique est à l'état stationnaire alors le flux d'éléments dissous doit exactement compenser la dissolution survenant lors de l'altération des roches (Gaillardet et al., 1995; Stallard, 1995; Dupre et al., 1996). Par conséquent, le contraste de composition entre les roches érodées et les sédiments exportés doit être une fonction directe du flux dissous. On peut décrire cette hypothèse d'état stationnaire en appliquant la relation (3.3) aux principaux cations lessivés au cours de l'altération. En outre, l'utilisation de la normalisation à un élément insoluble permet de prendre en compte la variabilité de composition minéralogique. En Himalaya Na et K sont les principaux cations dérivés de l'altération des silicates (e.g. Galy and France-Lanord, 1999), en utilisant Si comme élément de normalisation nous obtenons la forme suivante de la relation (3.4) :

$$\Phi_S \times [Na + K]_S + \Phi_D \times [Na + K]_D = \left\{ \Phi_S \times [Si]_S + \Phi_D \times [Si]_D \right\} \times \left[\frac{Na + K}{Si} \right]_{Source} \quad (3.6)$$

Cette égalité décrit l'altération à l'état stationnaire à l'échelle du bassin. En comparant les deux membres de la relation, on peut donc tester l'hypothèse d'état stationnaire et réaliser un bilan d'altération.

3.5.2.1 Bilan d'altération dans le bassin du Gange

Dans le paragraphe suivant, nous présentons sous la forme d'un article soumis à *Geology*, le bilan d'altération réalisé sur le bassin du Gange. Compte tenu du très fort impact de la composition minéralogique sur la composition chimique des sédiments, cet exercice a été rendu possible par notre stratégie d'échantillonnage qui prend en compte l'hétérogénéité sédimentaire. Cette approche permet de caractériser la charge sédimentaire par des droites de mélange que l'on peut aisément comparer plutôt que par des compositions ponctuelles ou moyennes qui ne permettent pas d'appréhender l'effet de la variabilité minéralogique.

Enhanced soil erosion in the Ganga floodplain

Valier Galy¹, Christian France-Lanord¹, Albert Galy², Jérôme Gaillardet³,
Ananta Gajurel⁴, Bruno Lartiges⁵, Mustafizur Rahman⁶, Sunil K. Singh⁷

1 CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

2 Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Downing Street, Cambridge, CB2 3EQ, UK

3 Institut de Physique du Globe de Paris 7, Place Jussieu 75252 Paris cedex 05, France

4 Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal

5 LEM-ENSG/INPL-CNRS, BP 40, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France

6 Department of Soil, Water & Environment, University of Dhaka, Dhaka -1000, Bangladesh

7 Physical Research Laboratory, Navrangpura, Ahmedabad-380009, India

Manuscrit en préparation.

ABSTRACT

Tectonic and climatic factors are the key variables controlling the erosion through complex interactions and, over the last few hundred years, human activity also exerts a dominant control in response to extensive land use. The comparison of detailed geochemical data on river sediments from the Himalaya and the Gangetic plain with the current flux of dissolved elements shows a strong imbalance between chemical and physical erosion. This imbalance results from an overabundance of fine soil material in the Ganga sediment relative to other less weathered material directly derived from Himalaya such as glacier and landslide. This fine soil component is not so well constrained but mixing of a pure clay fraction with Himalayan river sediments would require $\approx 20\%$ of soil clays to fit the chemical composition of the Ganga suspended sediments leading to a flux of 100×10^6 t/yr for the erosion of soil in the Gangetic plain. Since the clay fraction never exceeds 10% in the Ganga, estimate based on the average composition of the suspended load is 250×10^6 t/yr *i.e.* 5 t/ha/yr is eroded from soil surfaces of the floodplain. Enhanced soil erosion in the Ganga floodplain is likely triggered by intense deforestation and change in land use due to increasing human pressure in the basin. In the future, one nasty implication of enhanced soil erosion would be to the decrease of soil fertility.

Introduction

Each year, Himalayan erosion exports to the ocean more than a billion ton of particles produced by glacier, landsliding, and physical erosion of soil and about 55 million tons of dissolved elements released by weathering. The geochemical erosion budget is one approach to quantify the balance between the different erosion processes such as physical to chemical erosion ratio (Stallard and Edmond, 1983; Gaillardet et al., 1995; Gaillardet et al., 1999) or sediment transport processes (Galy and France-Lanord, 2001). This budget is, however, strongly dependent on the accuracy of measured fluxes, compositions of source rock and eroded sediments. While dissolved fluxes are reasonably well measured in major rivers of the world (Meybeck, 1987; Gaillardet et al., 1999), the chemical composition of river sediments is more difficult to assess in large rivers because (1) it is not homogeneous in the river due to mineral sorting during transport, and (2) bedload flux is not measurable and rarely sampled (Milliman and Syvitski, 1992; Galy and France-Lanord, 2001). A second difficulty is to assess the composition of the source rock, which is not homogeneous even at continent scale. Here we establish a geochemical budget of the erosion in the Ganga basin based on detailed sampling of suspended and bed sediments (fig 3.16, table 3.6) and published estimate of the dissolved flux (GRDC, 1996; Fraser et al., 2002).

Composition of Himalayan Rivers and Ganga Sediments

Sampling along depth profiles has been performed in order to take into account the entire variability of river sediment (for a detailed description of the method, see Data Repository). Sampling in different parts of the Ganga basin shows the evolution of the sediment throughout the river course. Sediment compositions at the outflow of the Ganga in Bangladesh show systematic trends with depth (fig 3.17). Si increases with depth and is counterbalanced by depletions in Al, Fe, Mg and H_2O^+ . This results from mineral sorting under hydrodynamic forces applied to particles as strong stream velocity gradients occur in the river (Richardson and Thorne, 2001; Filizola and Guyot, 2004). Quartz with coarse, rounded and dense particles tend to concentrate with depth and in the bedload whereas phyllosilicates with fine and tabular particles concentrate towards the surface. In a geochemical diagram (Na+K/Si versus Al/Si) representing elemental ratios of major soluble

and insoluble elements, such particle sorting can be described by mixing of different end-members having distinct mineralogy. A statistical analysis of the co-variations of the chemistry of sediments from the Ganga in the floodplain and its tributaries in Himalaya implies that two distinct binary mixing processes can describe our dataset (fig 3.18a). Himalayan river sediments are described by the dilution of an aluminous component (micas + clays + feldspars) by quartz. Ganga sediments on the other hand correspond to the mixing of bedload, similar to coarse Himalayan sediments, with an aluminous component highly depleted in alkaline elements. This alkaline element depletion results from weathering in the floodplain where silicate weathering occurs through the formation of soils (Galy and France-Lanord, 1999; West et al., 2002). The difference between Himalayan and Bangladesh sediments is observed in four different sampling campaigns performed during the monsoons of 1996, 2002, 04 and 05. Hence it reflects a relatively stable erosion regime in the Gangetic plain.

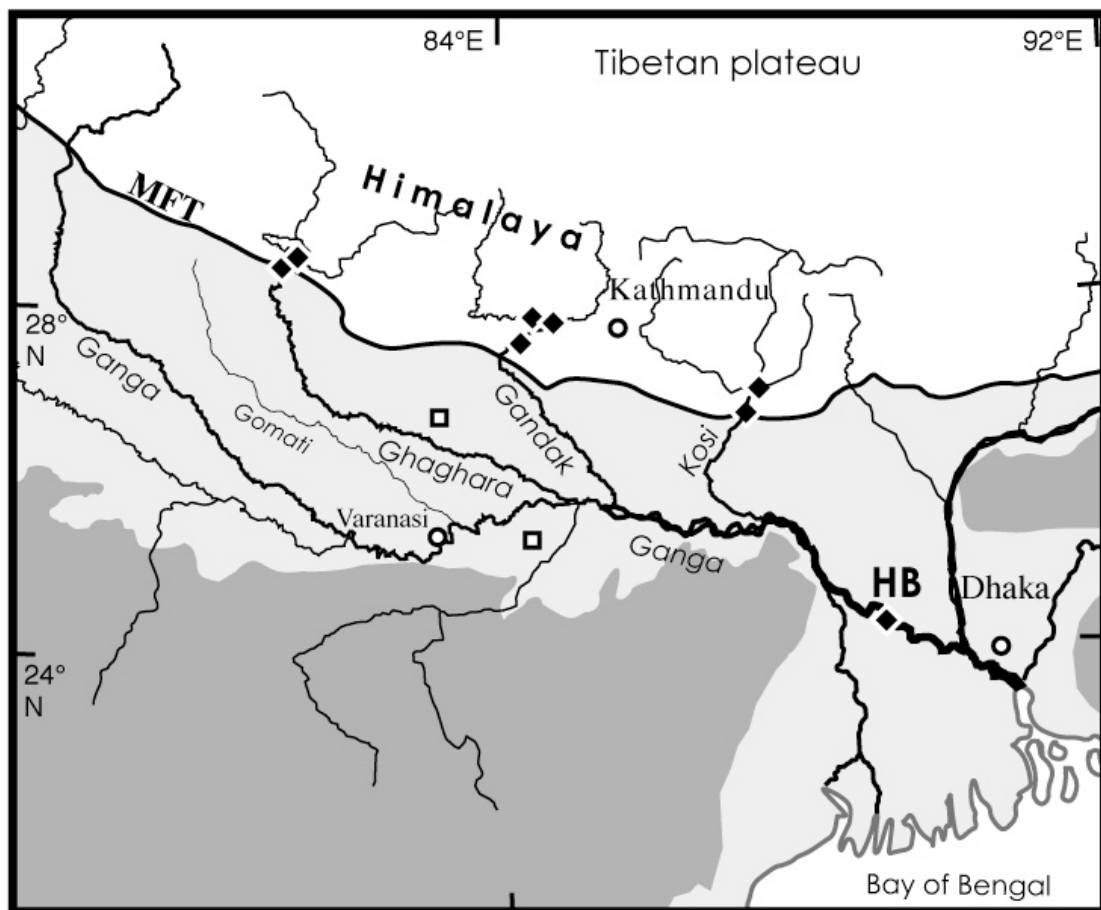


Figure 3.16 : Map of the Ganga basin showing the main structural units and sampling sites (black diamonds = river sediments, open squares = soils). Detailed sample locations are listed in table DRI. Depth sampling in Bangladesh is located at Hardinge Bridge (HB). MFT = Main Frontal Thrust.

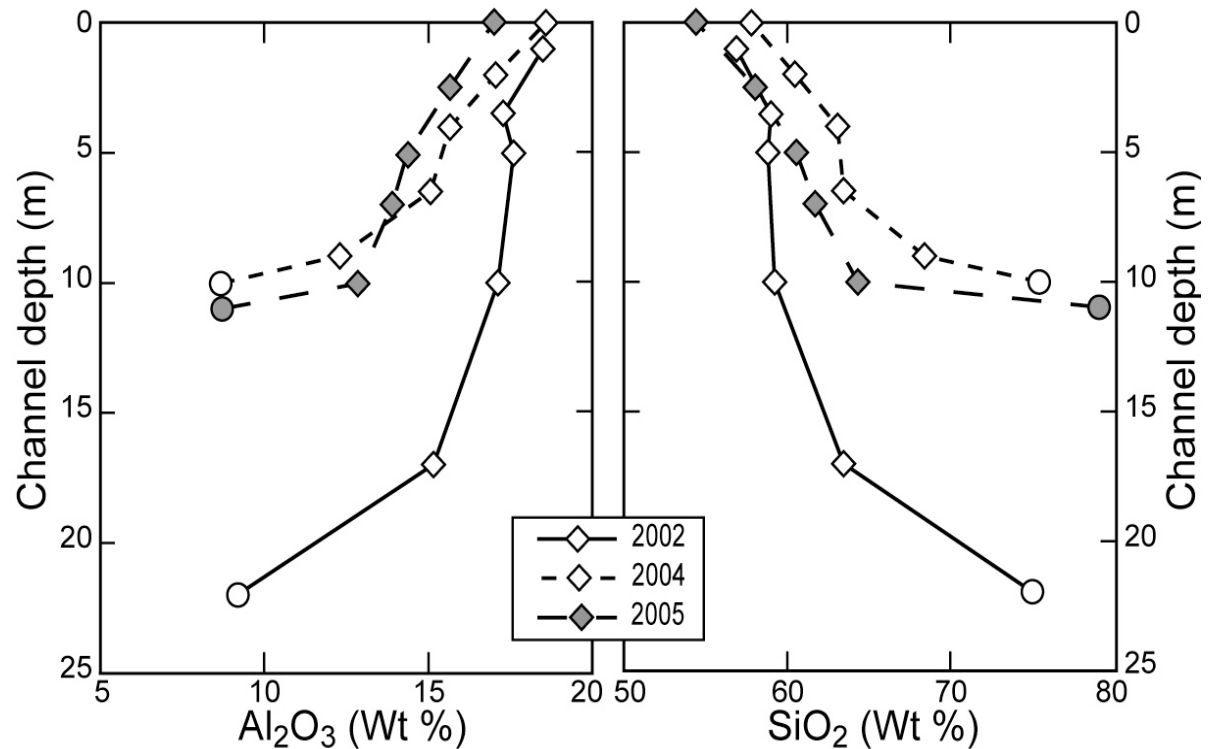


Figure 3.17: SiO_2 and Al_2O_3 concentrations in suspended (diamonds) and bed sediments (circles) as a function of sampling depth in the Ganga at Harding Bridge, Bangladesh. Variations are due to mineral sorting under hydrodynamic forces. Differences in channel depth are due to variations in the river bed geometry and do not reflect flood level changes.

Geochemical Budget of Erosion

The budget between sediment transport (physical erosion) and weathering (chemical erosion) can be further analysed using a mass balance approach. If erosion is at steady state, then the weathering observed on the sediment load must be counterbalanced by a dissolved flux of Na and K. The corollary to this observation is that the chemical composition of the total erosion flux (dissolved + solid) equals that of the source (Gaillardet et al., 1995; Stallard, 1995). As a result, there should be no significant changes upstream in the basin such as accumulation of eroded sediments or soil erosion.

Mass budget equations can be written for the different elements:

$$\Phi_{total} \times [X]_{source} = \Phi_S \times [X]_S + \Phi_W \times [X]_W \quad (1)$$

where

Φ_{total} is the flux of erosion (physical + chemical),

Φ_S is the flux of fluvial sediments (suspended load flux + bedload),

Φ_W is the discharge of the Ganga,

$[X]_{source}$ is the concentration of X in the eroding source rocks,

$[X]_S$ is the concentration of X in fluvial sediments,

$[X]_W$ is the dissolved concentration of X in the Ganga.

Combining equations (1) for Si and Na+K, we eliminate Φ_{total} and derive Φ_S (for mathematical formalism see Data Repository):

$$\Phi_S = \frac{\Phi_W \times \{[Na + K]_W - [Si]_W \times ((Na + K)/Si)_{source}\}}{[Si]_S \times ((Na + K)/Si)_{source} - [Na + K]_S} \quad (2)$$

Using these elements, Φ_S is constrained by the difference in (Na+K)/Si between the source and the sediments i.e. the weathering intensity as Si can be approximated to an insoluble element because the dissolved Si flux is less than 1% of the particulate Si flux in Himalaya (Galy and France-Lanord, 1999). In this budget, dissolved flux and sediment compositions are reasonably constrained through extensive samplings and surveys (table 3.5). Sediment concentrations are derived from the relationship defined by bed and suspended sediments (fig. 3.18b) assuming that Al/Si is conservative throughout the erosion cycle (table 1). The critical parameter, $(Na+K)/Si_{source}$ is not directly measurable as it represents the integration of the different Himalayan rock chemical compositions and their relative erosion rates. Using our source rock data set from Lesser Himalaya and High Himalaya and estimates of the relative erosion rate of Lesser Himalaya and High Himalaya (Galy and France-Lanord, 2001), we calculate an average composition for the eroding source rocks (table 3.5, fig 3.18b).

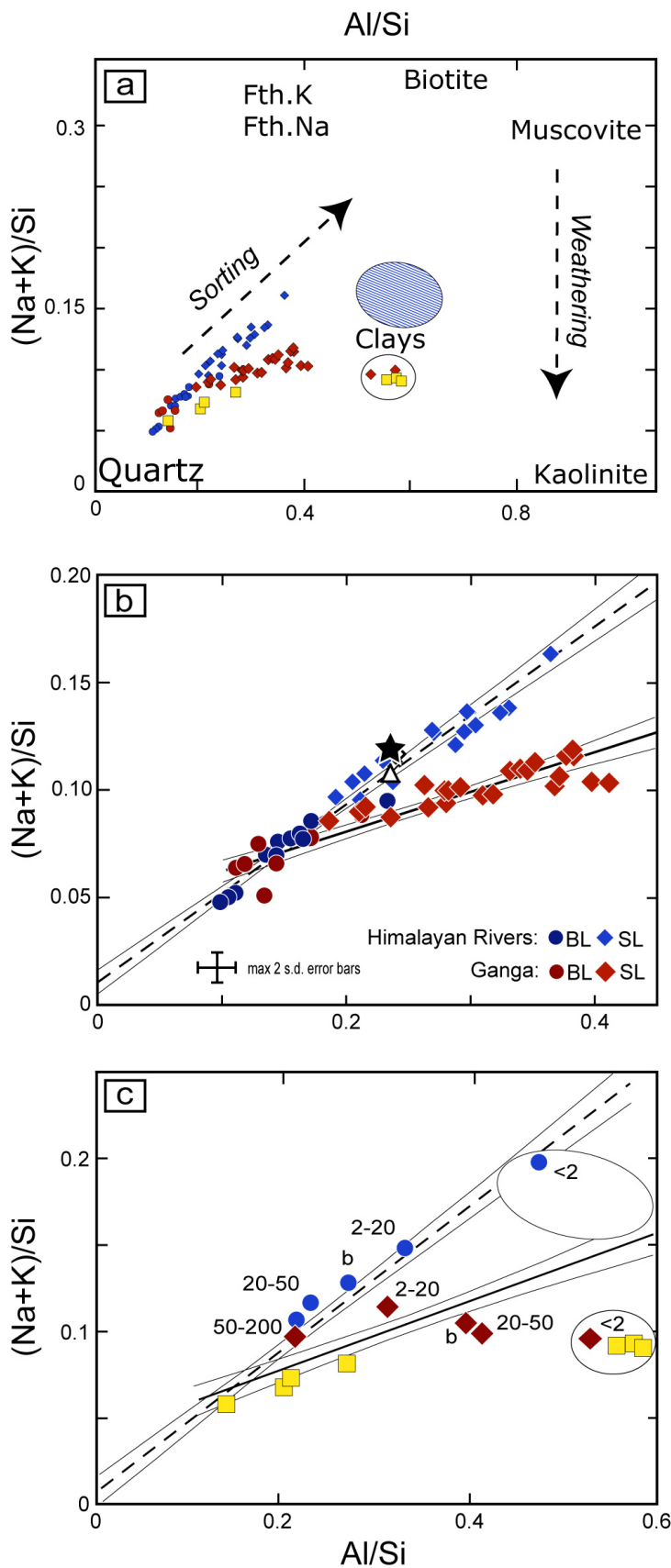


Figure 3.18: $(Na+K)/Si$ vs. Al/Si for Himalayan rivers sediments (blue symbols), Ganga sediments (red symbols) and floodplain soils (yellow squares).

a: Bulk sediments, soils from the floodplain and clay size fractions extracted from river sediments and soils. Himalayan rivers and Ganga bulk sediments define 2 distinct binary mixing. Positions of major mineral phases involved in the mixing are also shown. Gangetic plain clays are dominated by kaolinite-smectite assemblage and reflect higher degree of weathering than Himalayan river clays dominated by illite-chlorite assemblage (Sarin et al., 1989).

b: Focus on river data with best fit and 95% confidence interval for each data set. Himalayan rivers and Ganga sediments are depleted in $Na+K$ relative to Himalayan source rocks (star). The triangle indicates the composition calculated in order to achieve steady state erosion of the Ganga basin assuming present fluxes (table 3.5).

c: Grain size fractions separated from Narayani (blue dots) and Ganga (red diamonds) surface suspended sediment. Grain size of each fraction is indicated in μm . Mixing trend defined by samples of Himalayan rivers and Ganga bulk sediments are shown for comparison. BL = Bed load, SL = Suspended load, b = bulk sediment

This eroding source composition consistently lies above the trend defined by the Himalayan river sediments. Based on these figures for the source composition and the measured dissolved fluxes of Na, K and Si (see (Galy and France-Lanord, 2001) and references therein), we calculate a total sediment flux of 283 ± 61 million tons per year (see Data Repository for error propagation). This value must be compared with direct measurements of the sedimentary flux. The most recent and reliable measurement of suspended load flux, based both on sediment sampling and velocity current profiling, is $549 \pm 55 \times 10^6$ t/yr (RSP, 1996). For the 1966-1991 period, an earlier study reported a suspended load flux of 450×10^6 t/yr (FAP, 1995) and a conservative average value for the last 50 years is thus $500 \pm 100 \times 10^6$ t/yr. These suspended load fluxes do not include the bedload flux, which cannot be directly measured. For such a powerful river, bedload transport certainly exceeds the classical 10% of the suspended load flux (Coleman, 1969; Milliman and Meade, 1983). Geochemical mass balance of insoluble elements (Si, Al, and Fe) indicate that the sum of floodplain sequestration and bedload flux is approximately equal to the suspended load flux (Galy and France-Lanord, 2001), which is further supported by the present dataset on Ganga sediments. Therefore, total sediment flux Φ_s derived from the alkaline weathering budget is conservatively two to three times lower than the actual total sediment flux of the Ganga (table 3.5). Consequently, the alkaline weathering budget is imbalanced.

Table 3.5: Fluxes and chemical compositions used in the mass balance budget

Ganga mean fluxes				
Discharge	Dissolved Na+K	Dissolved Si	Suspended sediments	Total sediments
(10^{11} m ³ /yr)	(10^{10} mol /yr)	(10^{10} mol/yr)	(10^6 ton/yr)	(10^6 ton/yr)
3.79	9.80	4.85	500 ± 100	1000 ± 200
Chemical compositions				
	Average source rocks	Ganga sediments	Theoretical steady state	
Al/Si (mol:mol)	0.236	N.A.*	0.236	
(Na+K)/Si (mol:mol)	0.119	N.A.	0.109	
[Si] (10^{-2} mol/g)	N.A.	1.096	N.A.	
[Na+K] (10^{-2} mol/g)	N.A.	0.098	N.A.	

*Note: Ganga discharge corresponds to the mean annual discharge measured at Farakka (India) for the 1949-1973 period (GRDC, 1996). Dissolved fluxes are derived from the average composition of the Ganga (Fraser et al., 2002) corrected for the atmospheric contribution (Galy and France-Lanord, 1999). The average source rocks chemical composition is calculated using a 218 geological sample database from Central Nepal (Galy and France-Lanord, 2001). Ganga sediments compositions are derived from the mixing line that they define (fig 3.18b) assuming that Al/Si is conservative during erosion and therefore equal to that of the average source. The theoretical composition of the sediments considering a steady state erosion is derived from the mass balance budget using modern fluxes.*N.A. = Not Applicable*

Discussion

This disequilibrium can derive from (1) a Na sink through natron precipitation in the floodplain, (2) an unaccounted dissolved alkaline flux, (3) either a deficit of dissolved alkaline flux or an excess of sediment flux, (4) an alkaline deficit in the sediments due to a temporary excess of weathered minerals. The first hypothesis refers to sodium carbonate precipitation in the arid western floodplain. However, they derive their Na mainly by clay illuviation (Pal et al., 2003a; Pal et al., 2003b), i.e. in situ weathering, rather than from dissolved Na of river water. Therefore, they do not affect the alkaline budget at the basin scale. The second possibility refers to groundwater discharge to the ocean as documented in Bengal (Moore, 1997; Basu et al., 2001; Dowling et al., 2003). This process derives surface water with a flux that may be as high as 15% of the G-B flux. This would account for only 30% of our calculated alkaline cation deficit. Moreover groundwaters in the Ganga floodplain are separated from those in the Bengal basin by a permeability barrier related to a shallow basement occurrence (Uddin and Lundberg, 2004).

Hence this process occurs mostly downstream of our budget location. The third hypothesis corresponds to no-steady-state erosion where the present regime is counterbalanced by a period of higher ratio of chemical to physical erosion triggered by different climatic conditions. However, this ratio is strongly buffered as runoff exerts a primary control on both chemical and physical erosion (Gaillardet et al., 1999). The present interglacial period already favours a high chemical to physical erosion ratio compared to the glacial period, and finding conditions where the chemical flux could increase significantly while maintaining the physical erosion constant is very unlikely (Goodbred and Kuehl, 2000; Syvitski et al., 2003). The last hypothesis requires that present Ganga sediments collect an unusual proportion of weathered material i.e. that soil erosion is enhanced.

Quantification of Soil Erosion in the Basin

In Himalaya, deforestation and terrace cultivation on high slopes generate intense soil erosion as indicated by a study of cultivated catchments (Gardner and Gerrard, 2003). Taking available Himalayan soil composition into account (Gardner and Walsh, 1996; Pierson-Wickmann et al., 2002), we estimate that soils represent about 10% of the Himalayan river

suspended sediments. However, the marked difference between Himalayan and Ganga sediments implies that most of the weathered material is derived from the floodplain. This situation appears comparable to that of the Gomati river, a pure floodplain basin isolated from Himalayan flooding, whose sediments are characterised by a similar alkaline depletion (Singh et al., 2005a). As the depletion in Na and K is observed in the most aluminous and fine-grained sediments, this weathered material must be an aluminous component. Available floodplain soil compositions (Tomar, 1987) plot on or slightly below the trend defined by Ganga sediments and their clay fractions ($<2\mu\text{m}$ particles) are significantly depleted in Na and K relative to the Ganga sediments (fig 3.18a,c). These clays have compositions similar to clay extracted from Ganga sediments and represent the most alkaline depleted component identified in the floodplain. Surface suspended sediments of a large Himalayan river (Narayani, Nepal) and of the Ganga were split into different grain-size fractions. Fractions from the suspended sediment of the Narayani plot on the trend defined by Himalayan rivers bulk sediments (fig 3.18c). This further indicates that they derive from a binary mixing between a fine-grained aluminous component and a coarse component strongly enriched in quartz. Ganga surface suspended sediment fractions do not define a binary mixing and require a clay component greatly depleted in alkali and 2 Himalayan fractions. The coarsest fraction of the Ganga and the Himalayan river are comparable suggesting little change by sorting and weathering during the transport in the plain for the coarse ($>50\mu\text{m}$) material. The fractions smaller than $50\mu\text{m}$ define a mixing trend between a Himalayan end-member enriched in Al by sorting, but not weathered and the clay fraction (fig 3.18c). This clearly shows that Ganga suspended sediments results from the mixing of various components of Himalayan rivers sediments segregated by hydro-dynamical sorting during the transport in the plain and a fine-grained fraction derived from floodplain soils. Mixing of pure clay fraction with Himalayan river sediments would require $\approx 20\%$ of soil clays to fit the composition of the Ganga suspended sediments. This proportion is, however, incompatible with the measured grain size distribution of the Ganga suspended sediments for which the clay proportion varies with water depth from 1% at the bottom to 10% at the top (table 3.6). The weathered component is thus necessarily intermediate between clays and bulk soils and consequently its proportion must be higher than 20%. Modern conditions on the floodplain with intense cultivation and irrigation indeed favour the removal of the fine fraction of soils. This soil erosion flux is conservatively higher than 100×10^6 t/yr as estimated using a pure clay input. A crude estimate

based on the average composition of the suspended load is 250×10^6 t/yr *i.e.* 5 t/ha/yr is eroded from soil surfaces of the floodplain.

Conclusion

Depth sampling profile of river sediments is necessary to integrate sediment heterogeneity in the channel. In addition, this allows to define and compare geochemical and mineralogical mixing trends, which is essential to draw accurate budget of erosion. Since the 16th century, the rise of agriculture and changes in land use has become particularly intense in Asia (McNeill and Winiwarter, 2004) which has increased soil erosion. While the importance of this process has been highlighted for the Himalaya, our study shows that in spite of flat topography soil erosion is even more intense in the Gangetic plain. The present state of erosion removes the fine fraction of soils more rapidly than it can be generated. The long-term consequence of excess soil erosion is a decrease in soil fertility through nutrient losses (mostly C, N and associated micronutrients) as soil erosion favours labile organic carbon oxidation.

Data Repository

Materials and methods

Detailed sampling of the Ganga has been performed during the 2002, 2004 and 2005 monsoons in Bangladesh just downstream of Harding Bridge before the confluence with Brahmaputra. Suspended sediments were taken at different depths in the river channel and bedload was dredge from the bottom of the river. This sampling procedure was also applied to 2 large Himalayan rivers in Nepal (Narayani and Kosi) during the 2005 monsoon. On the Ganga, the sampling was systematically performed in the main channel where the velocities are the highest. In 2005, we also realised a depth sampling in a low velocity zone close to the bank to improve the description of the whole river section. Sediments were sampled using a 5 litres Nalgene bottle, ballasted and equipped with a depth probe. At a given depth the bottle was opened, then lifted on board after filling. While filling occurs, the depth slightly increases of about one meter and the average depth was recorded as the reference depth. The total content of the bottle was carefully transferred into opaque plastic container and sealed free of air. Samples were then filtered at $0.2 \mu\text{m}$ over a 90 mm Nitrile membrane. Special care was taken to recover particles adsorbed at the surface of the container. Suspended sediment concentrations were weighted for each sample. Grain size ($<2\mu\text{m}$, $2-20\mu\text{m}$, $20-50\mu\text{m}$ and $50-200\mu\text{m}$) fractions were extracted by settling technique (France-Lanord et al., 1993). Major and trace element concentrations were measured by ICP-AES and ICP-MS at Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (CRPG-Nancy) on bulk sediment after lithium metaborate fusion.

Mathematical resolution

The mass budget equation (1) was written successively for Na+K and Si:

$$\Phi_{total} \times [Na + K]_{source} = \Phi_S \times [Na + K]_S + \Phi_W \times [Na + K]_W$$

$$\Phi_{total} \times [Si]_{source} = \Phi_S \times [Si]_S + \Phi_W \times [Si]_W$$

Dividing member by member these 2 equations we obtain a new equation:

$$\frac{[Na + K]_{source}}{[Si]_{source}} = \frac{\Phi_S \times [Na + K]_S + \Phi_W \times [Na + K]_W}{\Phi_S \times [Si]_S + \Phi_W \times [Si]_W}$$

Developing and writing in a different form:

$$[Na + K]_{source} \times \Phi_S \times [Si]_S + [Na + K]_{source} \times \Phi_W \times [Si]_W = [Si]_{source} \times \Phi_S \times [Na + K]_S + [Si]_{source} \times \Phi_W \times [Na + K]_W$$

By rearranging this equation we isolate Φ_S :

$$\Phi_S = \frac{[Si]_{source} \times \Phi_W \times [Na + K]_W - [Si]_W \times \Phi_W \times [Na + K]_{source}}{[Si]_S \times [Na + K]_{source} - [Si]_{source} \times [Na + K]_S}$$

Finally dividing numerator and denominator of the right member by $[Si]_{source}$ (as $[Si]_{source} \neq 0$) and factorising Φ_W we obtain the equation (2):

$$\Phi_S = \frac{\Phi_W \times \{ [Na + K]_W - [Si]_W \times ((Na + K)/Si)_{source} \}}{[Si]_S \times ((Na + K)/Si)_{source} - [Na + K]_S}$$

Uncertainties propagation

A conservative 10 % 2 s.d. uncertainty was applied to Φ_W , $[Na+K]_W$ and $[Si]_W$. The uncertainty on $((Na+K)/Si)_{source}$ was estimated as described by Galy and France-Lanord (Galy and France-Lanord, 2001) i.e. combining a 10 % uncertainty on the eroding lithologies proportions and the 2 s.d. uncertainties statistically determined for the average chemical composition of each lithologies. The uncertainties on the chemical composition of the sediments were estimated using the 95 % confidence interval defined from their linear relation in the $(Na+K)/Si$ vs Al/Si space (fig 3.18). Finally, we used classical error propagation by differentiation of the equation (2) to estimate the overall uncertainty associated to Φ_S .

Table 3.6: Major element compositions of Himalayan rivers sediments, Ganga sediments at Harding bridge and floodplain soils. Granulometric data are given for suspended sediments from the Ganga.

Sample #	River	Latitude °N min	Longitude °E min	Date	Type depth (m)	SiO ₂ Wt %	Al ₂ O ₃ Wt %	Fe ₂ O ₃ Wt %	MnO Wt %	MgO Wt %	CaO Wt %	Na ₂ O Wt %	K ₂ O Wt %	TiO ₂ Wt %	P ₂ O ₅ Wt %	LOI Wt %	Total Wt %	Clay Wt %	Silt Wt %	Sand Wt %
NAG 13	Bheri	28 30.9	81 39.0	18/11/95	BL	72.51	6.85	3.07	0.04	2.21	5.64	0.84	1.73	0.39	0.08	6.41	99.77			
NAG 13					<2µm	44.33	20.67	11.83	0.16	4.30	0.75	0.49	4.87	1.48	0.24	10.61	99.73			
MO 315		27 54.2	83 89.2	08/07/98	SL surf	58.43	11.81	4.62	0.06	3.21	7.97	1.05	3.23	0.53	0.18	8.86	99.95			
PB 61		27 44.5	84 25.3	11/07/05	SL surf	55.18	11.26	4.29	0.06	3.38	10.27	1.38	3.03	0.52	0.13	10.74	100.24			
LO 311	Kali	27 54.2	83 89.2	10/06/93	BL	62.54	8.62	3.50	0.05	2.55	9.06	1.22	2.11	0.44	0.14	9.52	99.75			
					<2µm	45.50	21.40	11.11	0.03	3.84	0.39	0.37	5.66	0.89	0.41	10.13	99.71			
NAG 6		27 54.2	83 89.2	13/11/93	BL	62.22	7.60	4.39	0.08	2.43	11.06	1.18	1.65	0.55	0.16	8.41	99.73			
					<2µm	42.44	19.59	11.79	0.16	3.83	0.90	0.57	4.80	1.50	0.25	14.17	100.00			
NAG 7		27 54.2	83 89.2	13/11/93	BL	66.31	8.16	3.24	0.05	2.28	8.88	1.30	2.04	0.40	0.12	7.10	99.88			
					BL	61.53	11.27	4.39	0.05	2.55	6.58	1.05	2.91	0.51	0.15	8.74	99.73			
LO 307		27 45.6	84 21.7	09/06/93	<2µm	43.38	22.62	11.86	0.04	3.52	0.31	0.26	5.21	0.90	0.43	11.21	99.74			
PB 79	Kamali	28 38.5	81 17.0	15/07/05	SL surf	59.03	10.57	3.94	0.06	3.46	8.69	1.15	2.75	0.51	0.12	10.51	100.79			
PB 80		28 40.7	81 17.1	15/07/05	Bank	77.77	6.50	2.57	0.05	1.42	4.56	0.92	1.56	0.45	0.10	4.58	100.49			
NAG 12		28 28.0	81 13.2	17/11/95	BL	75.75	6.76	3.50	0.06	1.79	4.49	1.02	1.48	0.54	0.10	4.29	99.78			
					<2µm	42.69	21.46	10.97	0.15	3.97	0.42	0.39	4.55	0.91	0.19	13.42	99.12			
PB 68	Kosi	26 50.8	87 9.1	13/07/05	SL surf	61.27	16.84	5.96	0.07	2.96	1.97	1.59	4.22	0.74	0.16	4.61	100.41			
PB 67		26 50.8	87 9.1	13/07/05	SL 1 m	61.06	17.14	6.20	0.07	2.94	1.84	1.60	4.28	0.77	0.16	4.57	100.65			
PB 66		26 50.8	87 9.1	13/07/05	SL 2.8 m	63.31	16.35	5.77	0.07	2.70	1.85	1.65	4.04	0.73	0.16	4.16	100.77			
PB 65		26 50.8	87 9.1	13/07/05	SL 3.8 m	63.76	15.97	5.71	0.07	2.65	1.96	1.66	3.93	0.74	0.16	4.01	100.60			
PB 70		26 50.8	87 9.1	13/07/05	Bank	79.11	9.13	2.96	0.06	1.26	1.82	1.60	1.95	0.34	0.13	1.70	100.05			
					SL surf	51.98	11.91	4.42	0.06	3.12	11.66	1.36	3.20	0.54	0.13	11.96	100.36			
					<2µm	43.25	17.41	7.80	0.11	5.94	5.35	1.60	4.37	0.68	0.16	12.95	99.61			
					2-20µm	49.58	13.95	4.82	0.06	3.54	10.19	1.33	3.81	0.57	0.12	11.54	99.51			
					20-50µm	52.60	10.25	3.59	0.06	2.96	12.68	1.55	2.46	0.53	0.17	12.54	99.40			
					50-200µm	59.48	10.84	3.84	0.05	2.50	8.85	1.43	2.83	0.47	0.10	8.88	99.26			
PB 58		27 42.2	84 25.6	11/07/05	SL surf	51.99	11.94	4.41	0.06	3.10	11.56	1.37	3.16	0.54	0.13	11.95	100.20			
PB 57		27 42.2	84 25.6	11/07/05	SL 2 m	56.40	11.01	3.97	0.06	2.72	10.79	1.46	2.88	0.51	0.12	10.34	100.24			
PB 56		27 42.2	84 25.6	11/07/05	SL 4 m	58.60	10.69	3.74	0.06	2.45	10.09	1.47	2.78	0.49	0.12	9.43	99.90			
PB 55		27 42.2	84 25.6	11/07/05	SL 6 m	60.63	10.57	3.65	0.06	2.39	9.44	1.49	2.74	0.47	0.11	8.79	100.33			
PB 54		27 42.2	84 25.6	11/07/05	SL 8 m	62.71	10.20	3.63	0.06	2.31	8.83	1.45	2.61	0.45	0.11	8.19	100.55			
MO 331	Narayani	27 41.4	84 23.7	10/07/98	SL surf	60.89	12.28	4.58	0.05	2.24	7.29	1.61	3.02	0.63	0.23	7.13	99.95			
MO 217		27 41.4	84 23.7	20/05/97	BL	68.48	8.44	3.25	0.05	1.77	7.80	1.48	1.89	0.48	0.23	5.97	99.84			
					BL	64.05	9.36	3.49	0.03	2.05	8.15	1.40	2.23	0.42	0.13	8.45	99.76			
LO 309		27 41.4	84 23.7	09/06/93	<2µm	44.71	20.91	12.56	0.04	3.47	0.56	0.64	4.79	0.90	0.33	11.02	99.93			
					BL	67.22	8.83	3.42	0.05	2.13	7.61	1.34	2.10	0.46	0.13	6.13	99.42			
NAG 48		27 41.4	84 23.7	11/12/95	<2µm	42.46	21.18	12.20	0.15	4.04	0.53	0.47	4.86	0.92	0.21	12.79	99.72			
PB 62	Thamor	26 54.7	87 9.7	13/07/05	SL surf	65.60	16.02	5.88	0.07	2.23	1.20	1.76	3.63	0.74	0.17	3.21	100.50			
PB 63		26 54.7	87 9.7	13/07/05	Bank	77.00	10.84	4.50	0.11	1.20	1.33	1.65	2.21	0.50	0.18	0.82	100.33			
PB 82	Trisuli	27 48.6	84 50.2	14/07/05	SL surf	59.10	18.30	7.30	0.09	2.56	1.68	1.91	4.78	0.90	0.15	3.77	100.52			
MO 301		27 48.6	84 46.8	07/07/98	SL surf	64.54	16.28	5.64	0.06	1.83	2.13	1.95	4.04	0.67	0.17	2.65	99.96			
LO 305		27 49.2	84 27.2	09/06/93	BL	66.93	13.24	5.20	0.05	2.44	2.45	1.36	2.98	0.60	0.17	4.28	99.70			
BGP 7		24 21.5	88 36.5	02/08/96	SL surf	54.66	17.25	6.96	0.09	2.67	3.76	0.86	3.32	0.78	0.14	9.32	99.81			
					BL	66.04	11.91	4.71	0.05	2.12	4.37	1.33	2.64	0.65	0.13	5.80	99.75			
BGP 5		24 21.5	88 36.5	02/08/96	<2µm	46.83	20.86	11.69	0.12	3.61	0.62	0.36	3.02	0.90	0.20	11.62	99.83			
					BL	78.45	7.86	2.46	0.05	0.91	3.28	1.48	1.83	0.57	0.12	2.57	99.57			
BGP 6		24 21.5	88 36.5	02/08/96	<2µm	43.43	20.56	12.54	0.14	3.67	0.36	0.23	2.81	1.13	0.23	14.71	99.81			
					BL	81.00	7.65	1.69	0.03	0.84	2.52	1.51	1.81	0.26	0.07	2.49	99.87			
BGP 68		24 21.5	88 36.5	03/03/97	BL	56.86	18.46	6.85	0.07	2.52	1.39	0.91	3.86	0.71	0.11	8.13	99.87	7.9	87.9	4.2
BR 212		24 3.7	89 1.6	16/07/02	SL 1 m	58.99	17.26	6.39	0.07	2.45	1.52	0.99	3.64	0.70	0.12	7.73	99.86	7.8	85.4	6.8
BR 211		24 3.6	89 1.7	16/07/02	SL 3.5 m	58.82	17.59	6.56	0.07	2.56	1.39	1.00	3.75	0.72	0.16	7.25	99.87	7.7	85.3	7.0
BR 209		24 3.8	89 1.6	16/07/02	SL 5 m	58.82	17.59	6.56	0.07	2.56	1.39	1.00	3.75	0.72	0.16	7.25	99.87	7.7	85.3	7.0
BR 208		24 3.8	89 1.6	16/07/02	SL 10 m	59.24	17.11	6.38	0.07	2.51	2.05	1.03	3.61	0.71	0.12	7.03	99.86	7.3	84.0	8.6
BR 210		24 3.8	89 1.6	16/07/02	SL 17 m	63.39	15.15	5.63	0.07	2.22	1.92	1.13	3.32	0.64	0.12	6.25	99.84	3.2	74.7	22.0
BR 214		24 3.6	89 1.7	16/07/02	BL 22 m	75.07	9.15	3.36	0.07	1.39	3.36	1.26	2.01	0.55	0.17	3.52	99.91			
BR 417	Ganga	24 1.4	89 2.0	13/07/04	SL surf	58.00	18.83	6.66	0.08	2.45	1.99	1.04	3.90	0.76	0.15	6.86	100.72	8.6	86.6	4.8
BR 415		24 1.4	89 2.0	13/07/04	SL surf	57.76	18.57	6.61	0.08	2.39	1.79	1.03	3.77	0.75	0.16	7.19	100.09	7.5	86.8	5.7
BR 414		24 1.3	89 2.1	13/07/04	SL 2 m	60.42	17.04	6.31	0.08	2.34	2.36	1.13	3.52	0.76	0.15	6.51	100.62	6.5	82.9	10.5
BR 413		24 1.3	89 2.3	13/07/04	SL 4 m	63.07	15.64	5.75	0.07	2.20	2.73	1.19	3.28	0.72	0.15	6.07	100.87	5.7	78.2	16.1
BR 412		24 1.4	89 2.4	13/07/04	SL 6.5 m															

Table 3.6 (continued)

						SL surf	52.78	17.83	7.77	0.11	2.83	3.76	0.76	3.21	0.84	0.14	10.19	100.22	
						<2µm	46.82	21.06	10.73	0.11	4.51	0.48	0.44	2.87	0.90	0.17	12.44	100.53	
BR 522	Ganga	24	2.5	89	2.2	23/07/05	2-20µm	60.55	16.03	5.94	0.11	2.93	1.57	1.12	3.80	0.90	0.12	5.91	98.97
							20-50µm	51.24	17.97	8.31	0.12	2.95	3.18	0.58	3.14	0.86	0.15	10.64	99.15
							50-200µm	68.76	12.24	3.91	0.06	2.18	2.56	1.56	2.83	0.72	0.13	4.34	99.27
BR 518		24	2.5	89	2.2	23/07/05	SL 5 m	58.39	15.35	6.39	0.09	2.51	4.09	1.04	2.95	0.78	0.14	8.49	100.21
BR 517	Ganga	24	2.5	89	2.2	23/07/05	SL 9.8 m	60.76	14.48	5.92	0.08	2.37	4.15	1.12	2.84	0.75	0.14	8.06	100.67
BR 520		24	2.5	89	2.2	23/07/05	BL 10 m	70.12	10.16	3.77	0.07	1.68	4.46	1.42	2.18	0.76	0.16	4.94	99.72
BR 131		25	19.2	84	11.1	08/08/01	soil	77.10	9.04	3.29	0.05	0.79	1.78	0.70	2.49	0.74	0.09	3.96	100.03
BR 360		26	49.5	82	48.3	15/05/04	soil	73.20	12.35	4.27	0.07	1.08	0.40	0.76	2.79	0.60	0.14	4.87	100.51
BR 361		26	49.5	82	48.3	15/05/04	soil	71.88	12.63	4.37	0.08	1.24	0.43	0.74	3.03	0.64	0.13	4.50	99.65
BR 362	floodplain	26	49.5	82	48.3	15/05/04	soil	66.11	14.93	5.84	0.07	1.64	0.31	0.58	3.39	0.72	0.13	6.15	99.87
BTS		na	na	na	na	na	soil <2µm	45.17	22.37	9.53	0.02	3.18	0.05	0.20	2.92	0.81	0.20	15.55	99.99
AJS		na	na	na	na	na	soil <2µm	44.63	21.77	10.23	0.05	3.71	0.05	0.20	2.98	0.83	0.22	15.35	100.02
PKS		na	na	na	na	na	soil <2µm	44.03	21.36	10.43	0.05	4.06	0.07	0.20	3.17	0.86	0.22	15.55	100.01

SL: suspended load with depth of sampling, BL: bedload, <2µm, 2-20µm, 20-50µm and 50-200µm: grain size granulometric fraction extracted from bulk samples, na: not available.

3.5.2.2 Reconstruction de l'altération à partir de l'enregistrement sédimentaire du Cône du Bengale

La résolution du bilan d'altération (relation 3.6) dans le passé n'est pas possible puisqu'elle suppose de connaître à chaque instant les flux sédimentaires et hydriques ainsi que la composition de la phase dissoute. Cependant, les sédiments déposés dans le Cône du Bengale proviennent en majeure partie de l'érosion de la chaîne Himalayenne (cf. § 1.3, § 4.1 et § 4.3). De ce fait, ils fournissent un enregistrement temporel de la composition des sédiments exportés lors de l'érosion de l'Himalaya. Ainsi, la variation de composition chimique des sédiments du Cône du Bengale peut être utilisée comme indicateur des variations d'altération à l'échelle du bassin. En règle générale, le rapport élémentaire entre éléments solubles et éléments insolubles reflète l'intensité de l'altération. Nous avons vu que l'érosion de la fraction fine des sols de la plaine du Gange produit des sédiments dont la composition chimique est caractérisée par des rapports $\text{Na}+\text{K}/\text{Si}$ particulièrement bas. La composition des sédiments d'origine Himalayenne déposés dans le Cône du Bengale doit donc permettre de déceler l'initiation de ce phénomène et de tester l'hypothèse de sa cause anthropique.

Nous avons étudié la composition chimique de sédiments provenant de forages courts réalisés en 1994 par le R/V Sonne (Kudrass, 1996) dans le système de chenal-levée actif et au niveau du shelf. Ils fournissent un enregistrement des derniers 16 milliers d'années (ka) de sédimentation. Leur composition isotopique en Sr et Nd montre que leur origine est restée stable au cours des derniers 16 ka et qu'ils proviennent très majoritairement de l'érosion de l'Himalaya (cf. § 3.1, § 3.3 et (Pierson-Wickmann et al., 2001)). A partir de ces sédiments il est donc possible de reconstruire la variation de la composition chimique des sédiments depuis la dernière déglaciation. Ces sédiments ont été déposés dans un environnement océanique, leur concentration en Na est donc fortement influencée par les apports de sels marin. Des essais de lessivages successifs et des dosages de Cl ont montré que cette contribution persiste au lessivage et indiquent que l'incertitude liée à cette technique est incompatible avec l'utilisation de cet élément comme traceur de l'altération au cours de l'érosion Himalayenne. Par conséquent, nous utilisons le rapport K/Si afin de caractériser l'état d'altération des sédiments. Nous avons montré précédemment que les phénomènes de tri minéralogique exercent un contrôle majeur sur la composition chimique des sédiments (cf. § 3.4). Afin de tenir compte de cet effet nous utilisons donc une représentation dans

l'espace K/Si versus Al/Si dans lequel on peut définir des droites de mélange. Si l'on exclut les sédiments à faible taux d'accumulation issus de la sédimentation hémipélagique (Pierson-Wickmann et al., 2001), les sédiments déposés dans le Cône du Bengale résultent du mélange des sédiments transportés par le Gange et le Brahmapoutre. Aussi, nous utilisons la composition des sédiments transportés par la Lower Meghna comme référence actuelle des sédiments générés par l'érosion dans le bassin himalayen.

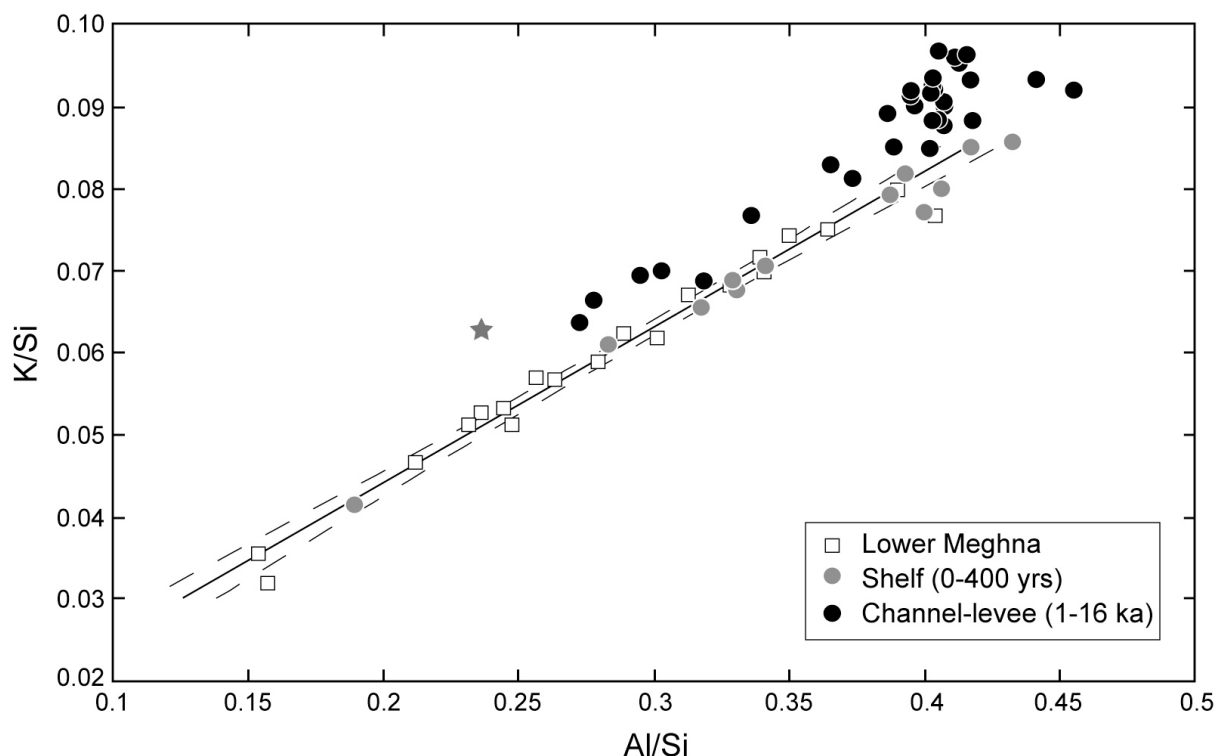


Figure 3.19 : Diagramme K/Si versus Al/Si montrant les sédiments actuels de la Lower Meghna (matières en suspension et sédiments de fond) et les sédiments déposés dans le Cône sous-marin du Bengale au cours de derniers 16 ka. Les sédiments définissent une relation de mélange similaire à celle de la figure 3.18a qui passe au-dessous de la composition moyenne des roches érodées (étoile). Les sédiments du Shelf déposés au cours des derniers 400 ans définissent un trend identique à celui défini par les sédiments de la Lower Meghna. Les sédiments plus anciens (1 à 16 ka) du système de chenal-levée ont des rapports K/Si plus élevés ce qui indique qu'il sont moins altérés.

De la même façon que les sédiments du Gange et des rivières Himalayennes (cf. § 3.5.3.1), ceux-ci définissent une droite de mélange entre un pôle constitué par les sédiments de fond et un deuxième pôle constitué par les matières en suspension de surface (figure 3.19). Les sédiments du Cône du Bengale se positionnent sur une relation similaire. Toutefois, la variabilité du rapport K/Si pour un rapport Al/Si donné, soit une composition minéralogique fixée, est largement supérieure à celle définie par l'enveloppe des sédiments

actuels de la Lower Meghna. Les sédiments du shelf, déposés au cours des derniers 450 ans, définissent une droite de mélange identique à celle définie par les sédiments actuels de la Lower Meghna (figure 3.19). Cela indique clairement que les rapports Al/Si et K/Si sont globalement conservatifs au cours du transfert sédimentaire entre le delta et le système turbiditique. Les sédiments du chenal-levée actif déposés entre 16 et 1 ka, sont statistiquement au-dessus de la droite de mélange définie par les sédiments modernes de la Lower Meghna et du Shelf (figure 3.19). Cela indique globalement une diminution du rapport K/Si des sédiments au cours des derniers 16 ka. Afin de caractériser l'évolution temporelle de la composition en éléments solubles des sédiments déposés dans le Cône du Bengale en prenant en compte les effets de tri minéralogique, nous définissons le rapport $\frac{K^*}{Si}$. Dans l'espace K/Si versus Al/Si, il représente pour chaque échantillon l'écart à la droite de mélange définie par les sédiments de la Lower Meghna, calculé à Al/Si fixe :

$$\frac{K^*}{Si} = (a \times \frac{Al}{Si} + b) - \frac{K}{Si} \quad (3.7)$$

où a et b sont les coefficients de la relation linéaire reliant K/Si et Al/Si dans les sédiments de la Lower Meghna (figure 3.19).

Le rapport $\frac{K^*}{Si}$ caractérise le contraste de concentration relative en K par rapport aux sédiments actuels et à minéralogie comparable. Bien qu'il présente une forte variabilité à courte période, le rapport $\frac{K^*}{Si}$ a globalement tendance à augmenter au cours des derniers 16 ka, (figure 3.20). L'utilisation de la moyenne mobile sur trois points permet de lisser les variations à courte période et donc de mieux caractériser l'évolution depuis la dernière période glaciaire. En moyenne, le rapport $\frac{K^*}{Si}$ passe de valeurs franchement négatives à 16 ka à des valeurs légèrement positives ou nulles au cours des 500 dernières années. Cette évolution temporelle n'est cependant pas monotone; elle est en particulier marquée par deux phases de croissance rapide, entre 13 et 10 ka puis au cours du dernier millénaire (figure 3.20).

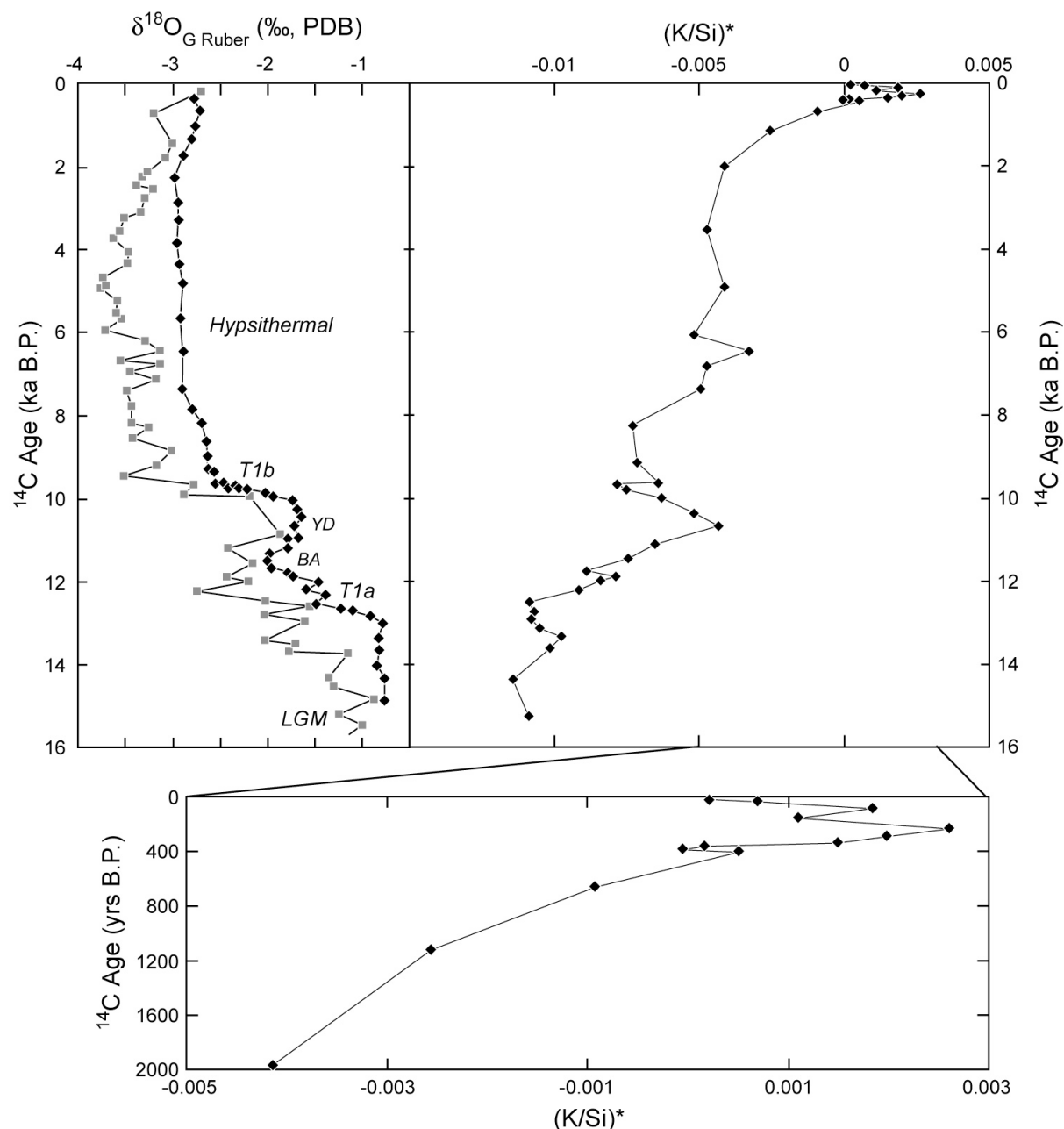


Figure 3.20 : Evolution temporelle du rapport $(\text{K}/\text{Si})^*$ des sédiments du Cône du Bengale comparée à l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques. Les données de $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments de la carotte 120KL (diamants noirs) et de la carotte 126KL (carrés gris) sont issues de Weber et al. (1997). Au cours des derniers 16 ka, le rapport $(\text{K}/\text{Si})^*$ montre deux périodes d'augmentation brutale. La première, entre 13 et 11 ka, correspond à la déglaciation documentée par le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères. La seconde, au cours du dernier millénaire, ne correspond pas à un changement climatique majeur et est probablement liée à une activité anthropique intense dans le bassin.

L'interprétation de cet enregistrement en terme d'altération n'est pas simple puisque nous ne connaissons pas les flux d'érosion passés (particulaire et dissous). Si on suppose qu'à l'échelle du dernier cycle glaciaire-interglaciaire l'érosion et l'altération sont globalement à

l'état stationnaire, l'augmentation du rapport $\frac{K^*}{Si}$ indique une diminution du rapport érosion chimique/érosion physique. Autrement dit, l'enregistrement sédimentaire du Cône du Bengale indiquerait que l'altération était proportionnellement plus intense il y a 16 ka qu'à l'optimum climatique de l'Holocène (environ 7 ka). Il est clair que les conditions climatiques de la fin de la période glaciaire généraient un flux plus faible qu'au cours de l'optimum climatique (e.g. Duplessy, 1982; Delaygue et al., 2001; Kudrass et al., 2001). En outre les températures étaient plus basses d'environ 4°C (Prell and Kutzbach, 1987). Compte tenu (1) du lien reliant le runoff (i.e. l'érosion physique) et l'altération et (2) de la dépendance directe de l'altération à la température (e.g. Gaillardet et al., 1999; Millot et al., 2002; Dupre et al., 2003; West et al., 2005), le rapport érosion chimique/érosion physique devait être plus faible au glaciaire qu'à l'optimum climatique. Cela est en contradiction avec l'évolution observée du rapport $\frac{K^*}{Si}$ au cours des derniers 16 ka.

Il est peu probable que l'érosion (physique et chimique) soit hors d'état d'équilibre à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires. En effet, les enregistrements sédimentaires et climatiques indiquent une réponse cohérente du système Himalayen au cours de la déglaciation : augmentation du runoff (Weber et al., 1997; Delaygue et al., 2001; Kudrass et al., 2001), retrait des glaciers et conservation de la morphologie glaciaire (Duncan et al., 1998; Owen and Benn, 2005; Gayer et al., 2006), augmentation du flux sédimentaire (Weber et al., 1997; Goodbred and Kuehl, 2000). Cela n'est pas en accord avec un déphasage de la réponse de l'érosion physique et chimique d'ordre supérieur à l'alternance glaciaire-interglaciaire. Cependant, il est probable que lors de courtes périodes d'intenses variations climatiques, érosion physique et altération puissent être hors d'état d'équilibre. Ainsi, la première période d'augmentation dramatique du rapport $\frac{K^*}{Si}$ (entre 13 et 10 ka) coïncide à la fois avec la forte augmentation de runoff indiquée par le $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques (figure 3.20) (Weber et al., 1997; Delaygue et al., 2001; Kudrass et al., 2001) et avec une augmentation brutale du flux sédimentaire (Weber et al., 1997; Goodbred and Kuehl, 2000). On peut donc supposer que la brusque augmentation de flux liée à la déglaciation ait entraîné une érosion de sédiments fortement altérés, déposés dans la plaine. La seconde période d'augmentation brutale du rapport $\frac{K^*}{Si}$ correspond aux derniers 2 ka de l'histoire du bassin au cours desquels le climat est resté essentiellement stable. Cette augmentation n'est donc

probablement pas reliée à une évolution brutale du runoff et du flux sédimentaire. En revanche, elle coïncide avec l'installation de l'homme dans le bassin, dont les pratiques agraires favorisent certainement l'érosion des sols de la plaine. Ainsi, l'évolution de la composition chimique des sédiments déposés dans le Cône du Bengale pourrait indiquer deux périodes au cours desquelles érosion physique et altération sont en fort déséquilibre; l'une sous l'effet de changements climatiques intenses (déglaçiation) et l'autre sous l'effet de l'accroissement de la pression anthropique dans le bassin.

L'évolution temporelle de la composition chimique des sédiments déposés dans le Cône du Bengale semble donc plutôt en accord avec une érosion intense des sols de la plaine liée à l'activité anthropique dans le bassin. Cependant, les variations observées du rapport $\frac{K}{Si}$ sont de faible amplitude, ce rapport est de ce fait très sensible à toute variation de la source sédimentaire telles que celles produites par un changement du taux de sédimentation hémipélagique. En effet, les sédiments hémipélagiques ont des rapports K/Si très faibles comparés aux sédiments himalayens. Il est donc possible qu'une partie de la variation de composition chimique des sédiments au cours de derniers 16 ka soit simplement liée à une augmentation de la sédimentation hémipélagique. Cette hypothèse n'est pas appuyée par les analyses isotopiques des isotopes du Sr et du Nd qui définissent une stabilité de la source sédimentaire (cf. § 4.3 et (Pierson-Wickmann et al., 2001)). Néanmoins, cette hypothèse illustre bien la difficulté d'utiliser le rapport K/Si des sédiments du Cône du Bengale comme indice d'altération. Il est certain que les sédiments d'origine Himalayenne déposés dans le Cône du Bengale gardent la trace de leur "histoire d'altération". Par conséquent, l'utilisation de traceurs univoques des processus d'altération comme la teneur en eau structurale, sa composition isotopique ou la composition isotopique de l'oxygène des minéraux d'altération devrait permettre d'utiliser l'enregistrement sédimentaire du Cône du Bengale de manière plus fiable afin d'étudier l'altération passée dans le bassin Himalayen.

Conclusion

La stratégie d'échantillonnage mise en œuvre au cours de cette étude a mis en évidence un contrôle majeur des processus de transport sur la composition des sédiments des rivières du système Gange-Brahmapoutre. Dans des rivières d'une telle importance, sous l'effet combiné de la sédimentation et de forts gradients de vitesse, la composition des sédiments est

très hétérogène dans la section. Les sédiments sont soumis à d'intenses tris minéralogiques et granulométriques qui tendent à concentrer les particules les plus grosses, denses et arrondies au fond alors que les particules les plus fines, légères et aplaties tendent à se concentrer en surface. La réalisation de bilan de transport à l'échelle du bassin requiert une bonne connaissance de la composition moyenne des sédiments exportés et il est donc capital de tenir compte de l'hétérogénéité sédimentaire au sein de la rivière. La réalisation de profils d'échantillonnage en profondeur couplé à la mesure de la vitesse du courant par ADCP a permis d'intégrer l'ensemble des variations dans la section de la rivière et ainsi d'obtenir une estimation de la composition moyenne des sédiments exportés. En outre, l'analyse de la composition chimique des sédiments montre qu'ils répondent à une logique de mélange minéralogique binaire dont les pôles sont caractérisés par les sédiments de fond et les matières en suspension de surface. Pour comparer différents sites d'échantillonnage nous pouvons donc raisonner à partir des droites de mélange les décrivant plutôt qu'à partir d'échantillons singuliers. Cela permet d'une part de prendre en compte l'ensemble de la variabilité de composition et d'autre part de s'affranchir des incertitudes engendrées par la comparaison de sédiments dont la composition minéralogique granulométrique est différente.

Grâce à cette description détaillée des sédiments exportés par les rivières du système Gange-Brahmapoutre et en particulier à partir de l'estimation de la composition moyenne des sédiments nous avons réalisé un bilan d'érosion physique à l'échelle de chaque bassin. Le flux de charge de fond et de dépôt dans la plaine, calculé pour le Gange et le Brahmapoutre, représente entre 30 et 50 % du flux de matière en suspension. En toute logique, ces estimations sont globalement plus faibles que celles obtenues par Galy et France-Lanord (2001) à partir de la composition des matières en suspension de surface. Ces flux restent néanmoins considérables, autour de 500×10^6 tonnes/an, et il est capital d'en tenir compte dans les bilans d'érosion à l'échelle du bassin himalayen.

Dans le bassin du Gange, le bilan d'altération fait apparaître un net déséquilibre entre le flux particulaire et le flux dissous d'éléments solubles. Cette altération hors d'état stationnaire s'explique par l'érosion de particules fines de sols de la plaine du Gange. Une estimation grossière indique qu'environ 250×10^6 tonnes de particules fines de sols sont érodées chaque année dans la plaine du Gange. L'étude des sédiments déposés dans le Cône du Bengale au cours des derniers 16 ka semble indiquer qu'une telle situation s'est déjà produite lors de la déglaciation, entre 13 et 10 ka. Cependant, compte tenu de la relative stabilité climatique au cours des derniers millénaires, il semble que l'érosion actuelle des sols

de la plaine soit principalement liée à l'augmentation de la pression anthropique dans le bassin, en particulier au travers de l'utilisation agricole des sols.

La stratégie d'échantillonnage mise en œuvre au cours de ce travail apporte une meilleure compréhension des flux sédimentaires et des processus de transport liés à l'érosion de l'Himalaya. L'essentiel de ce travail repose sur trois campagnes d'échantillonnage ne permettant pas d'intégrer la variabilité temporelle au cours de la mousson. Cependant, la comparaison des échantillonnages réalisés en 2002, 2004 et 2005 suggère que la variabilité temporelle puisse être importante. Dans le cadre d'études futures, un échantillonnage à intervalle de temps régulier au cours de l'ensemble de la mousson, et même de l'année, devrait donc être mis en œuvre afin d'améliorer sensiblement la représentativité des échantillonnages et donc la connaissance des flux particuliers.

Chapitre IV

Erosion de l'Himalaya et cycle du carbone organique



Paquets de végétation flottant à la surface du Brahmapoutre à Sirajganj (Bangladesh) en Juillet 2004

Introduction

L'érosion de la chaîne himalayenne se traduit par un flux sédimentaire du continent vers l'Océan Indien d'environ 1 à 2 milliards de tonnes par an (cf. chapitre III). De précédentes études, centrées d'une part sur le système fluvial Gange-Brahmapoutre et d'autre part sur le Cône du Bengale, suggèrent que le flux d'exportation et d'enfouissement de carbone organique terrigène associé à ce transport sédimentaire a une importance globale et donc une influence notable sur le cycle global du carbone organique (Ittekkot, 1988; Subramanian and Ittekkot, 1991; Derry and France-Lanord, 1997; France-Lanord and Derry, 1997; Aucour et al., 2006). Cependant, nous avons montré que les processus de transport exercent un contrôle majeur sur les caractéristiques des particules exportées par les rivières du bassin Gange-Brahmpoutre. Aussi, peut-on s'attendre à ce qu'il en soit de même pour le carbone organique particulaire. Par ailleurs, peu d'attention a été portée au cours des précédentes études à la nature du carbone organique exporté et enfoui. Il est pourtant capital, afin de quantifier l'impact de l'érosion de l'Himalaya sur l'évolution à long terme de la composition de l'atmosphère, de distinguer le carbone organique d'origine biologique de celui dérivé de l'érosion des roches Himalayennes. Enfin, la préservation du carbone organique dans les sédiments du Cône du Bengale n'a pour le moment pas été directement évaluée.

Tirant parti de notre description détaillée des sédiments fluviaux et de leur comparaison directe avec l'enregistrement sédimentaire du Cône du Bengale, nous nous proposons donc de reconsidérer dans son ensemble le problème du transport et de l'enfouissement de carbone organique associé à l'érosion de la chaîne Himalayenne. Ce chapitre, articulé autour de trois manuscrits soumis, s'attache donc à traiter trois aspects fondamentaux de cette thématique.

➤ Quel est le rôle de l'érosion actuelle de la chaîne Himalayenne dans le cycle global du carbone organique? Afin de répondre à cette question essentielle, nous avons utilisé une approche de bilan de matière basée sur une étude détaillée de la teneur en carbone organique dans les matériaux du système actuel d'érosion, depuis les roches de la chaîne jusqu'au système turbiditique du Cône du Bengale en passant par le système fluvial Gange-Brahmapoutre. Sur la base de la description du flux sédimentaire présentée au chapitre III et

de l'estimation de la teneur moyenne en carbone organique dans les sédiments exportés par les rivières, nous proposons une estimation du flux actuel de carbone organique associé au transport sédimentaire. A partir de l'étude de la teneur en carbone dans les roches Himalayennes et de la caractérisation géochimique du carbone organique transporté par les rivières, nous établissons une estimation de la proportion de carbone fossile dérivé de l'érosion des roches. Enfin, en comparant la teneur en carbone organique dans les sédiments de rivière et la teneur en carbone organique terrigène dans les sédiments récents du Cône du Bengale, nous pouvons estimer le taux de préservation, et donc d'enfouissement, du carbone organique terrigène. Cette approche nous permet finalement de quantifier le flux d'enfouissement de carbone organique récent associé à l'érosion de l'Himalaya et de le comparer aux autres systèmes continentaux soumis à l'érosion.

➤ Quels sont les mécanismes physico-chimiques qui gouvernent l'exportation et l'enfouissement de carbone organique terrigène? Le système Himalayen fournit un cadre d'étude remarquable pour étudier ce problème. En premier lieu, grâce à ses dimensions, il permet d'étudier ces processus à l'échelle d'un bassin d'importance continentale caractérisé par la présence d'un orogène très actif. Par ailleurs, il présente un très fort contraste de topographie entre la haute chaîne, la plaine d'inondation et le delta qui se traduit par différents régimes de transport. Enfin, nous avons montré au chapitre III que les processus de transport y génèrent naturellement de fortes hétérogénéités des caractéristiques sédimentaires comme la charge sédimentaire, la minéralogie et la granulométrie. Ainsi, la comparaison des caractéristiques physico-chimiques des sédiments et du carbone organique qu'ils véhiculent, nous permet d'étudier les relations entre le transport sédimentaire et l'exportation de carbone organique. En outre, l'évolution de la teneur en matière organique et de sa composition au cours du transport fluvial depuis la chaîne himalayenne jusqu'au delta nous renseigne sur la dynamique de transport et d'échange du carbone organique dans le système. Enfin, une caractérisation détaillée du carbone organique d'origine biogénique et du carbone fossile dérivé de l'érosion des roches Himalayenne est proposée. L'évolution des caractéristiques intrinsèques du carbone organique depuis le système fluvial jusqu'à l'appareil turbiditique permet de préciser le devenir des différentes formes de carbone organique au cours du cycle d'érosion.

➤ Quel est l'influence du climat et des changements climatiques sur l'exportation et l'enfouissement de carbone organique terrigène? Nous abordons cette question à partir de

l'étude détaillée des sédiments déposés dans le Cône du Bengale au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Notre attention s'est tout d'abord portée sur les changements de végétation dans le bassin Himalayen, enregistrés dans la matière organique enfouie dans ces sédiments. La comparaison avec les reconstructions climatiques régionales ainsi que l'utilisation d'un modèle dynamique de végétation (CARAIB) nous permet de décrire l'effet des changements climatiques à la fois sur la principale source de la matière organique, la végétation, et sur les modalités de son transfert du continent à l'océan. Enfin, la comparaison avec le système actuel permet de tester l'influence d'une part de l'activité anthropique et d'autre part des changements climatiques sur l'exportation et l'enfouissement de carbone organique associés à l'érosion de l'Himalaya. Finalement, en guise de conclusion de cette partie, nous discutons les mécanismes d'interactions entre le climat et le cycle du carbone organique à l'échelle de la dizaine de milliers d'années.

4.1 Bilan actuel d'enfouissement de carbone organique

Sur le long terme, l'érosion des continents contrôle la teneur en CO₂ de l'atmosphère via (1) l'altération des silicates et la précipitation de carbonate marins et, (2) l'enfouissement de carbone organique dans les sédiments océaniques (e.g. Berner, 1990). L'efficacité du second processus est cependant limitée par les processus qui contrôlent la charge en carbone organique des sédiments de rivière ainsi que par l'oxydation, au niveau des marges actives, d'environ 70 % du carbone organique délivré par les rivières (Hedges et al., 1997; Schlünz and Schneider, 2000; Burdige, 2005). Dans ce manuscrit, nous présentons un budget exhaustif de transport et d'enfouissement de carbone organique, depuis les roches Himalayennes jusqu'aux sédiments du Cône du Bengale. Nous montrons que l'exportation de carbone organique est contrôlée par les propriétés sédimentaires et que l'intégralité du carbone organique exporté par les rivières est enfouie dans les sédiments du Cône du Bengale. Entre 70 et 85 % de ce carbone organique est constitué de matière organique récente dont l'enfouissement constitue un puit de CO₂ atmosphérique. L'érosion actuelle de l'Himalaya génère un flux d'enfouissement de carbone organique récent qui représente environ 15 % du flux global. L'exceptionnelle efficacité d'enfouissement du carbone organique est provoquée par une érosion physique très forte en Himalaya qui génère de fort taux d'accumulation et des eaux faiblement oxygénées dans la Baie du Bengale. Ce lien direct entre l'intensité de l'érosion physique et l'enfouissement de carbone organique est vraisemblablement caractéristique des orogènes actifs et doit, sur le long terme, exercer une rétroaction négative sur le climat à travers une séquestration accrue de CO₂ atmosphérique.

Efficient organic carbon burial in the Bengal Fan sustained by the Himalayan erosional system

Valier Galy^{1*}, Christian France-Lanord¹, Olivier Beyssac²,
Pierre Faure³, Hermann Kudrass⁴, Fabien Palhol¹

1 – Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France.

2 – Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS-UMR 8538, 24 rue Lhomond, F-75005, Paris Cedex 5, France

3 – UMR-CNRS 7566 G2R, Université Henri Poincaré, BP 239, 54506, Vandoeuvre-les-Nancy, France

4 – Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Germany

Article publié dans la revue Nature, vol. 450, pp 407-410 (2007).

Over the last hundred Ma, burial of organic carbon (C_{org}) in marine sediments accounts for ca. 25 % of the long-term atmospheric CO_2 consumption (Hayes et al., 1999). Its efficiency is limited by the C_{org} load capacity of sediments and C_{org} oxidation in continental margins, where ca. 70 % is returned to the atmosphere, according to previous studies (Hedges et al., 1997; Schlünz and Schneider, 2000; Burdige, 2005). We present a comprehensive C_{org} budget for the Himalayan erosional system, including source rocks, river sediments and marine sediments buried in the Bengal Fan. We show that C_{org} export is controlled by sediment properties and that oxidative loss is negligible during transport and deposition in the ocean, in contrast with results from basins such as the Amazon. 70 to 85 % of this C_{org} is recent organic matter captured during transport, which serves as a net sink for atmospheric CO_2 . This system represents 10 to 20 % of total terrestrial C_{org} burial. This extreme C_{org} burial efficiency is sustained by high erosion rates in the Himalaya that generate high sedimentation rates and low oxygen availability in the Bay of Bengal. Active orogenic systems generate enhanced physical erosion and the resulting C_{org} burial buffers atmospheric CO_2 thereby exerting a negative feedback on the long-term climate.

Photosynthesis of organic matter is a major pathway for consumption of atmospheric CO₂. While most photosynthetic organic carbon (C_{org}) is re-oxidised and returns to the atmosphere, a small fraction is buried in sedimentary basins and stored over geological timescales (Mackenzie, 1981). This burial represents the second largest atmospheric CO₂ sink (after silicate weathering coupled to carbonate precipitation) and contributes to long-term climate regulation (Berner, 1990). Continental erosion exerts a primary control on C_{org} burial through sediment transport and detrital deposition in sedimentary basins. However, assessing the role of continental erosion in this part of the C cycle is complex as several processes control its efficiency. First, C_{org} transported by rivers is composed of both recent organic matter and fossil refractory C_{org} derived from erosion of carbonaceous rocks. Erosion-burial of the latter has no effect on the long term C cycle and therefore it is necessary to determine its proportion. Second, it is generally believed that ca. 70 % of C_{org} exported by global rivers is oxidised in the continental margins (e.g. Amazon) prior to burial and thus returns to the atmosphere (Hedges et al., 1997; Schlünz and Schneider, 2000; Burdige, 2005). Finally, assessing the riverine C_{org} flux is not straightforward because the C_{org} content of sediment is highly variable due to transport segregation processes. Understanding the impact of continental erosion on the C_{org} cycle requires identification of the controls on the flux of riverine C_{org}, the proportion of rock-derived fossil C_{org} and the burial efficiency.

Himalayan erosion generates the largest flux of sediments to the oceans. Today, this represents between 1 and 2 billion tons of sediments exported each year from the Himalaya through the Ganga-Brahmaputra (G-B) system and buried in the Bengal Fan sedimentary unit (Milliman and Syvitski, 1992; Galy and France-Lanord, 2001; Curray et al., 2003). The total C_{org} concentration (TOC) in G-B fluvial sediments was hitherto estimated using only surface suspended sediments and without correction for the fossil C_{org} contribution (Subramanian and Ittekkot, 1991; Aucour et al., 2006). Over the past 15 Myr, the Bengal fan has buried an average of about 0.6×10^{12} mol C_{org}/yr, i.e. 15 % of the global burial flux (France-Lanord and Derry, 1997). The Himalaya is thus a key locality for isolating the role of major orogens on the C cycle.

A major sample set covering the whole basin from the Himalaya to the distal part of the Bengal Fan has been analysed for C_{org}, ¹⁴C and chemistry (Supplementary tables 4.1, 4.2). The two major rivers (Ganga and Brahmaputra) and their confluence (Lower Meghna) were sampled during 3 monsoon seasons when ca. 95% of the sediment flux is exported (RSP, 1996) (Fig. 4.1, supplementary method). Bed loads and depth profiles of suspended sediments

were collected to integrate the total sediment variability. Simultaneous Acoustic Doppler Current Profiler measurements were performed in order to characterise the hydrodynamic conditions. The Bengal Fan sedimentary units are documented by sub-surface sediments cored in the shelf, in the mid-fan active channel-levee system and in the distal part of the fan during R/V Sonne cruise SO93 in 1994 (Ittekkot et al., 2003) (Fig. 4.1). Detailed study of the modern rivers and their complements in the sedimentary record allows us to quantify: (1) the Himalayan C_{org} flux, (2) the proportion of rock-derived fossil C_{org} and, (3) the terrestrial C_{org} burial efficiency.

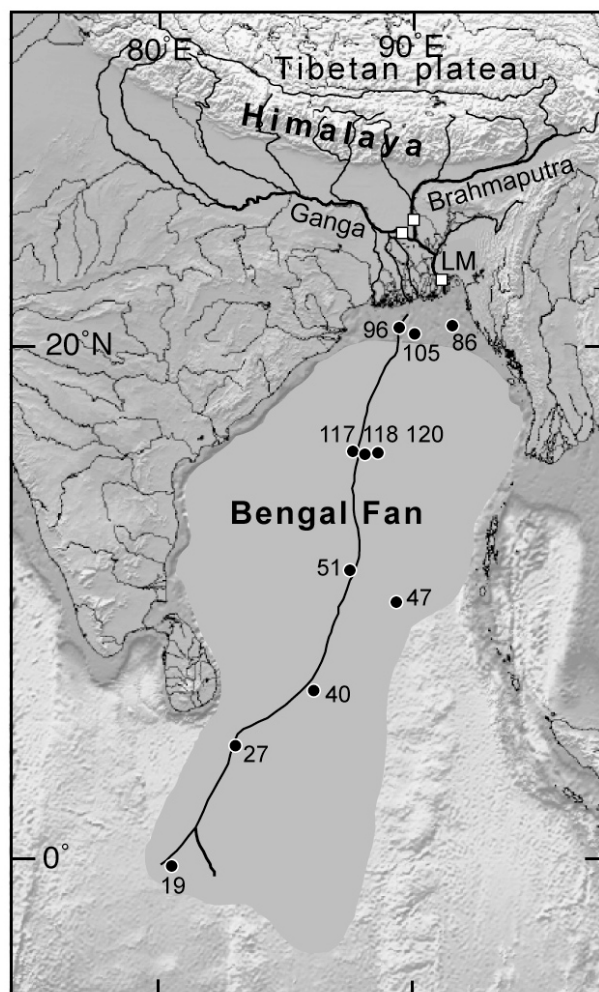


Figure 4.1: Map of the Himalayan basin. Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna (LM) were sampled in Bangladesh (open squares). The different parts of the Bengal Fan were described using cores from cruise SO 93 (black circles and corresponding core numbers). The black line represents the modern active channel.

In the G-B system, sediments have a wide range of composition due to differentiation during transport under hydrodynamic forces. Sediment concentrations increase, while flow velocities decrease, with depth (supplementary figure 4.5). Suspended sediments are fine grained and clay rich in surface water but become coarser and quartz rich at depth; bed sediments are sandy and enriched in quartz. TOC varies from 0.03 to 0.82 % and is remarkably well correlated with chemical composition; all G-B sediments define a positive correlation between TOC and Al/Si ratio (Fig. 4.2). This trend mostly expresses co-variation of TOC with grain size and mineralogy as Al/Si increases with the proportion of aluminous and fine-grained minerals (Galy and France-Lanord, 2001). Individually, the Ganga, the Brahmaputra and the Lower Meghna define comparable trends, indicating identical C_{org} loading (Fig. 4.2).

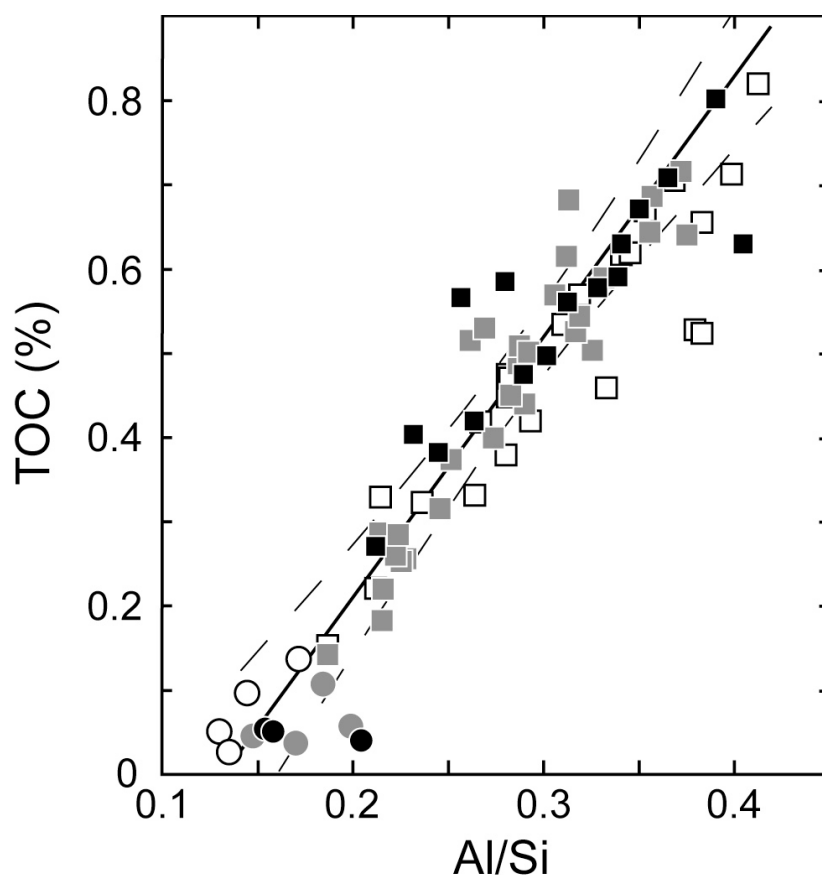


Figure 4.2: Total organic carbon content (TOC) of the Brahmaputra (grey symbols), Ganga (open symbols) and Lower Meghna (black symbols) sediments as a function of Al/Si ratio. TOC is very low in the sandy and quartz enriched bed sediments (circles). In the suspended sediments (squares), TOC linearly increases with the relative proportion of aluminous fine-grained minerals. Sediments from the 3 rivers define comparable positive trends indicating they have similar C_{org} loading relative to their composition. Best fit and 95% confidence interval are shown for Lower Meghna sediments.

In the G-B system, mineral particles and C_{org} appear to have a similar response to hydrodynamic sorting indicating a tight physical association between these components, either at the grain scale (C_{org} sorption on minerals surfaces (Hedges and Keil, 1995)) or at larger scale (formation of C_{org} -mineral aggregates (Wagai and Mayer, 2007)). A consequence of the gradient in TOC is that earlier estimates of C_{org} fluxes based on surface suspended sediment data were overestimated (Subramanian and Ittekkot, 1991; Aucour et al., 2006). Thus, assessing the C_{org} flux requires the mean sediment composition transported by the river to be calculated. With our data, the integrated suspended sediment TOC can be estimated by integrating TOC gradient, sediment concentration and flow velocity over the whole river depth. For the Lower Meghna prior to its discharge into the Bay of Bengal (Fig. 4.1) we calculate an integrated TOC of 0.41 ± 0.04 %. In comparison, bed sediments have low TOC with an average value of 0.05 %, consistent with their high proportion of quartz.

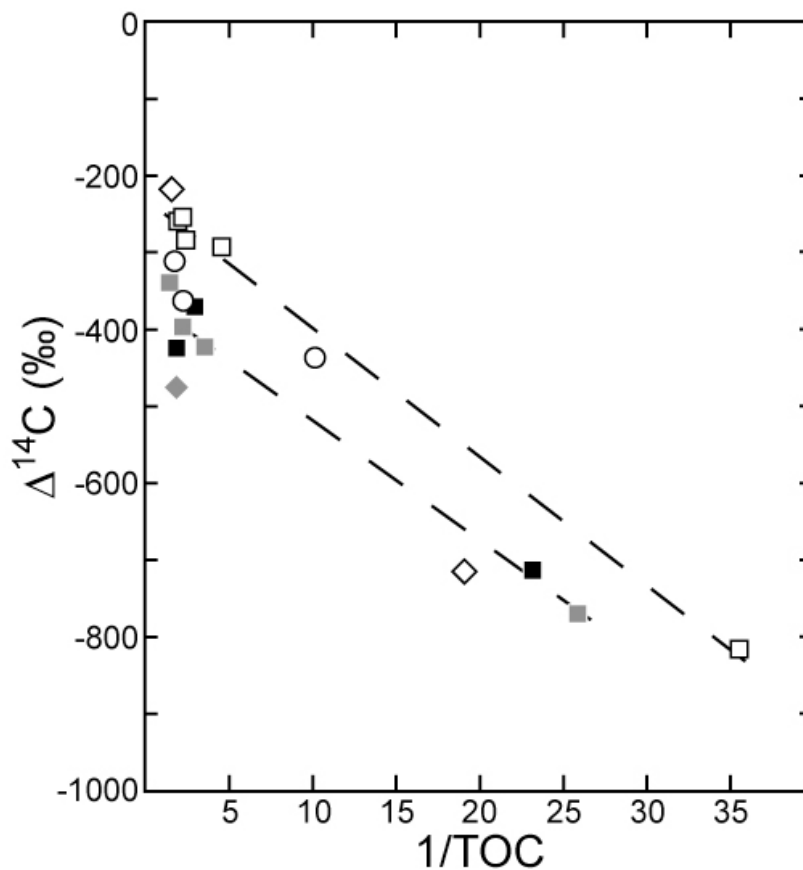


Figure 4.3: Radiocarbon composition of acid-insoluble C_{org} extracted from Ganga (open symbols), Brahmaputra (grey symbols) and Lower Meghna (solid symbols) depth profile sediments as a function of $1/TOC$. Circles: monsoon 2002; squares: monsoon 2004; diamonds: monsoon 2005. Sediments from each river define a mixing trend between bed sediment dominated by aged C_{org} and suspended sediments with higher TOC and dominated by modern C_{org} . Maximum 2 sd. uncertainties on $\Delta^{14}C$ and TOC are respectively 5 ‰ and 0.03 %.

C_{org} transported by rivers is a mix of inherited fossil C_{org} (FC_{org}) derived from erosion of carbonaceous rocks, and different sources of recent C_{org} (RC_{org}) including pre-aged soil C_{org} and fresh plant debris. Since FC_{org} burial has no effect on the long-term atmospheric CO_2 content, its proportion must be determined. We measured ^{14}C concentrations of acid-insoluble C_{org} composed of FC_{org} that has no ^{14}C ($\Delta^{14}C = -1000\text{‰}$) and RC_{org} that is enriched in ^{14}C (Drenzek et al., 2007). $\Delta^{14}C$ ranges from -814 to -215 ‰ (13.4 to 2.0 kyr) and co-varies with TOC; Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna sediments define independent but similar trends. This reflects mixing between bed sediments dominated by FC_{org} and surface suspended sediments dominated by RC_{org} (Fig. 4.3). The RC_{org} $\Delta^{14}C$ is unknown as it is derived from sources of variable ages. Surface suspended sediments constrain minimum $\Delta^{14}C$ values for the RC_{org} of each river. $\Delta^{14}C$ of RC_{org} must be higher as FC_{org} has been detected in these surface sediments by optical and Raman spectroscopy methods (Supplementary figures 4.7a,b, supplementary discussion). Therefore, the highest measured $\Delta^{14}C$ set minimum FC_{org} to 14 % in average suspended sediment and 42 % in bed sediment. Based on Himalayan river gravel and bedrock (Beck et al., 1995; France-Lanord and Derry, 1997; Aucour et al., 2006) data (Supplementary table 4.1, figure 4.6), average C_{org} content in the source rocks is between 0.05 and 0.08 %. Using the TOC vs. Al/Si relationship (Fig. 4.2) and assuming there is no fossil C_{org} oxidation during erosion and transport, we can limit the maximum proportion of FC_{org} to 20 % in average suspended sediment and 100 % in bed sediment. Combining the C_{org} content in source rocks with $\Delta^{14}C$ constraints, we conservatively estimate that FC_{org} represents 10 to 20 % of TOC in suspended sediments and 40 to 100 % of TOC in bed sediments.

Suspended sediment fluxes have been measured for the Ganga and the Brahmaputra and the average total flux is around 1×10^9 t/yr (RSP, 1996). The flux of bed sediment is not directly measured but geochemical mass balance implies that bed sediment flux plus floodplain sequestration are almost equal to the suspended sediment flux (Galy and France-Lanord, 2001). Taking into account these sediment fluxes, we estimate that the G-B system delivers $3.1 \pm 0.3 \times 10^{11}$ mol/yr of RC_{org} to the Bay of Bengal.

Quantifying the corresponding CO_2 uptake requires the proportion of this RC_{org} preserved and effectively buried in the Bengal Fan to be determined. Sediment delivery to the Bengal delta shelf and active channel-levee system (Ittekkot et al., 2003), which directly reflects the input of the G-B and their sources, has been stable over the last 20 kyr as shown by constant Sr and Nd isotopic ratios (Pierson-Wickmann et al., 2001). In these sediments,

TOC and Al/Si define a positive linear correlation statistically identical to that defined by G-B sediments (Fig. 4). It indicates similar C_{org} loads for river and marine sediments.

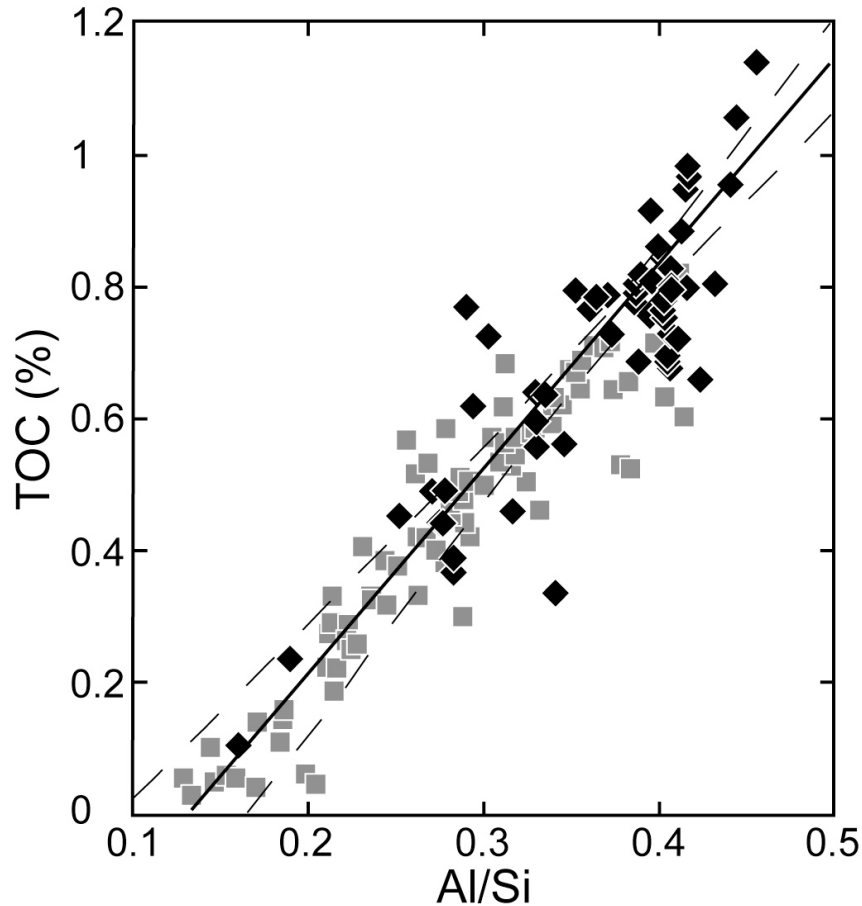


Figure 4.4: TOC of the Bengal Fan sediments (black diamonds) as a function of Al/Si with best fit and 95% confidence interval. Oceanic sediments define a positive trend highly comparable to that defined by river sediments (grey squares) suggesting they have similar C_{org} loading.

The relative abundances of terrestrial and marine biomarkers as well as their stable isotopic compositions show that C_{org} is largely dominated by terrestrial matter (Supplementary table 4.3, figure 4.8, Supplementary discussion), as already observed for ancient Bengal Fan sediments (Meyers and Dickens, 1992; France-Lanord and Derry, 1994; Freeman and Colarusso, 2001). Therefore, the terrestrial C_{org} loading of Bengal fan sediments roughly equals that of G-B river sediments. The Bengal Fan appears to be able to preserve and bury terrestrial C_{org} that is exported by the G-B system. This strongly contrasts with other active margins where the burial efficiency is much lower and limited to ca. 30 % (Hedges et al., 1997; Schlünz and Schneider, 2000; Burdige, 2005).

This extreme burial efficiency likely derives from the transport dynamic, with rapid sediment accumulation on the delta shelf (up to 30 cm/yr (Suckow et al., 2001)). In shallow-water, where C_{org} oxidation is theoretically most efficient, C_{org} is protected from oxidation by quick burial under a thick layer of fresh sediments. Typical O_2 penetration depth in such sediments is only a few centimetres (Cai and Sayles, 1996), i.e. the same order of magnitude as the Bengal shelf annual accumulation (Suckow et al., 2001). Therefore, C_{org} exposure time to O_2 is only a few years or so, insufficient for effective C_{org} oxidation. Sediments are finally transferred to the deep-water zone by turbiditic currents and deposited in channel-levee systems (Weber et al., 1997; Schwenk et al., 2005). Identical C_{org} loading in the shelf, active channel-levee and mid-deep fan sediments (Supplementary figure 4.9) indicates that C_{org} oxidation during sediment transfer from shelf to deep ocean is negligible. In addition, river discharge and precipitation are responsible for a negative salinity anomaly and maintain stratified waters in the Bay of Bengal (Broecker et al., 1980; Berner et al., 2003). Combined with high productivity sustained by high nutrient flux delivered by the G-B, this generates an extended O_2 minimum zone and generally low O_2 concentrations in the Bay of Bengal (Broecker et al., 1980; Berner et al., 2003). C_{org} oxidation is thus limited by both short exposure to and low availability of O_2 .

Climatic and tectonic factors produce high physical erosion rates and a major influx of particles and nutrients to the ocean that favour long term C_{org} burial. This is characteristic of the Himalayan basin and is also true for other comparable basins such as Oceania that generate comparable sediment influx with high burial efficiency (Milliman and Syvitski, 1992; Goni et al., 2006). Uplift and erosion result in rapid sediment accumulation, which favours C_{org} preservation with globally significant fluxes. Active orogenesis impacts the export and burial of C_{org} for periods of 10^6 - 10^7 years and tends to buffer long-term atmospheric CO_2 and O_2 levels.

Methods Summary

Detailed description of sampling and analytical methods is available as Supplementary Information.

Sampling

Detailed sampling of the Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna was performed during the 2002, 2004 and 2005 monsoons in Bangladesh. Suspended sediments were taken at different depths in the river channel and bedload was dredge from the bottom of the river. Marine sediments were taken from short cores drilled in the Bengal Shelf, Channel-levee system and deep-sea Fan by the RV Sonne in 1994 (cruise SO 93).

Organic carbon analyses

Before organic carbon content and isotopic measurements, sediments were leached with HCl (4 Wt %) at 80°C in order to remove any trace of carbonate. TOC and $\delta^{13}\text{C}$ of bulk C_{org} were measured by EA-IRMS on a modified EuroVector EuroEA3028-HT coupled with a GV Isoprime. The overall 2 sd. uncertainties associated with the TOC and $\delta^{13}\text{C}$ of bulk C_{org} determination are 0.03 % and 0.25 ‰ respectively. ^{14}C measurements were performed on the LMC14 (Gif sur Yvette) AMS National facility. After soluble C_{org} extraction with dichloromethane, n-alkane relative abundances were determined on a HP 5890 GC-MS and compound specific $\delta^{13}\text{C}$ were measured on a GV-Isoprime GC-IRMS.

Fossil organic carbon detection

Fossil organic carbon was identified and characterized by Raman microspectroscopy and High-Resolution Transmission Electron Microscopy (HRTEM). Raman spectra were obtained on untreated raw sediments with a Renishaw INVIA Reflex Raman microspectrometer at the Laboratoire de Géologie of the Ecole Normale Supérieure, Paris, France. High-Resolution Transmission Electron Microscopy was performed on a JEOL 2010 microscope with an acceleration voltage of 200 kV, after concentration of carbonaceous material by HCl/HF acid attacks at low temperature (below 70°C).

Supplementary Informations

Methods

Sampling

Detailed sampling of the Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna was performed during the 2002, 2004 and 2005 monsoons in Bangladesh. Based on daily river survey data from the Bangladesh Water Development Board (BWDB), sediment flux during the monsoon is 3 orders of magnitude higher than during the dry season (RSP, 1996). As a consequence, ca. 95 % of the sediment flux is transported during the monsoon and suspended sediments sampled during the monsoon are therefore representative of the total sediment flux. Suspended sediments were taken at different depths in the river channel and bedload was dredged from the bottom of the river. The sampling was systematically performed in the main channel where the velocities are the highest. In 2005, we also performed a depth sampling in a low velocity zone close to the bank to improve the description of the whole river section. Sediments were sampled using a 5 litre Nalgene bottle, ballasted and equipped with a depth probe. At a given depth the bottle was opened, then lifted on board after filling. During filling, the depth slightly increases by about one meter; the average depth was recorded as the reference depth. The total contents of the bottle were carefully transferred into opaque plastic containers and sealed free of air. Samples were then filtered at 0.2 μm through a 90 mm nitrile membrane. Special care was taken to recover particles adsorbed at the surface of the container. Suspended sediment concentrations were weighed for each sample. Major and trace element concentrations were measured by ICP-AES and ICP-MS at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (CRPG-Nancy) on bulk sediment after lithium metaborate fusion.

Marine sediments were taken from short cores drilled in the Bengal Fan by the RV Sonne in 1994 (cruise SO 93) (Kudrass, 1996; Ittekkot et al., 2003). For cores from the channel-levee system, deposition ages have been estimated on the basis of foraminifer ^{14}C ages and stable isotopes; sediments used in this study were deposited during the last glacial-interglacial cycle. Sediments from the Bengal Shelf were dated using gamma spectrometric and radiocarbon methods (Suckow et al., 2001). We used a sample set that covers the last 500 years of sedimentation, including modern samples.

Organic carbon analyses

G-B river sediments as well as Bengal Fan sediments contain significant amounts of detrital carbonates including dolomite (Cochran et al., 1989; Galy et al., 1999). C_{org} concentration and isotopic measurements must therefore be performed on decarbonated sediments. Efficient dolomite dissolution was achieved through 1h leaching with 4 wt% HCl at 80°C. After 50°C oven drying the C_{org} content was determined either by elemental analysis on a EuroVector EuroEA3028-HT or by conventional CuO combustion (France-Lanord and Derry, 1994). The problem with aqueous acid leaching is that an unknown proportion of C_{org} is solubilized by acid hydrolysis. For a representative set of river and marine sediments, the amount of C_{org} solubilized during the decarbonation was measured in order to obtain the real TOC. C_{org} content measured after decarbonation and TOC define a very good linear correlation (Fig. 4.10). We used this relationship to calculate TOC for each sample from C_{org} content measured after decarbonation. The overall 2 sd uncertainty associated with the TOC determination is 0.03%.

$\Delta^{14}C$ were also determined on decarbonated fractions. Acid-insoluble C_{org} was converted into pure CO_2 at CRPG (Nancy) following the conventional CuO combustion method (France-Lanord and Derry, 1994). ^{14}C measurements were performed on the LMC14 (Gif sur Yvette) AMS National facility. Maximum overall uncertainty on $\Delta^{14}C$ calculations was estimated to be 5‰.

Soluble C_{org} was extracted from bulk sediments with dichloromethane using an Accelerated Solvent Extractor (ASE 200). N-alkane relative abundances were determined on a HP 5890 GC-MS and compound specific $\delta^{13}C$ was measured on a GV-Isoprime GC-IRMS.

Raman spectroscopy and High-Resolution Transmission Electron Microscopy

Raman spectra were obtained with a Renishaw INVIA Reflex Raman microspectrometer at the Laboratoire de Géologie of the Ecole Normale Supérieure, Paris, France. Spectra were excited at room temperature with the 514.5 nm line of a 20 mW Ar Spectra

Physics laser through a LEICA 50X long-working distance objective (NA 0.50). The laser spot at the sample surface had a diameter of approximately 3 μm and a power of 1 mW, which should be low enough to avoid any spectral change or sample destruction due to light absorption and local temperature increase (Beysac et al., 2003). Light was dispersed by a holographic grating with 1800 grooves/mm. The spectral resolution of about 1.4 cm^{-1} was determined by measuring a Neon lamp emission. The spectrometer is calibrated for every session by measuring the position of the neon lamp emission and/or a silicon wafer. The dispersed light was collected by a RENCAM CCD detector. The synchroscan mode from 100 to 2000 cm^{-1} was selected in order to retrieve Raman modes from both CM (1300-1600 cm^{-1} region) and silicates / carbonates (100-1100 cm^{-1}). Raman investigations were directly performed on the raw samples, without any preparation. The first-order Raman spectrum of disordered carbonaceous matter (CM) exhibits a graphite G band at 1580 cm^{-1} corresponding to in-plane vibration of aromatic carbons, and several defect bands (including the most important at 1350 cm^{-1}), corresponding to physico-chemical defects (Beysac et al., 2002b).

High-Resolution Transmission Electron Microscopy was performed on a JEOL 2010 microscope with an acceleration voltage of 200 kV. Low and high-magnification observations as well as electron diffraction were conducted on river and sediment samples. In particular, the high-magnification 002 lattice fringes mode was used to image directly the aromatic skeleton of CM together with selected area electron diffraction to detect the presence of triperiodic graphite. For HRTEM investigations, CM was concentrated from river and marine sediments using HCl/HF acid attacks at low temperature (always below 70°C). More details regarding the sample preparation and TEM analysis of natural solid CM may be found in Beysac et al. (2002b) and references therein.

Supplementary discussion

Detection of fossil Organic Carbon

Fossil organic carbon has been identified and characterized by Raman microspectroscopy and High-Resolution Transmission Electron Microscopy (HRTEM) in all suspended and bed loads river sediments as well as in oceanic sediment samples, even in samples with high $\Delta^{14}\text{C}$. On Figure S3, representative Raman spectra of metamorphic Carbonaceous Material (CM) from river and oceanic sediments are depicted; these spectra were obtained on CM particles with at least micrometric dimensions. The general shape of these Raman spectra, in particular the intensity of defect bands relatively to the graphite band, shows some heterogeneity, but is systematically representative of graphitic CM with various degrees of structural organization (graphitization). In most cases, these spectra are highly similar to those observed by Beyssac et al. (2004) in CM contained in metasedimentary rocks collected in the Lesser Himalaya of Nepal. Such CM were observed as isolated particles (no bands in the range 100-1100 cm^{-1}) or as inclusions within minerals (additional bands in the range 100-1100 cm^{-1}). HRTEM investigations were conducted to detail at the sub-nanometric scale the structural organization of such refractory CM in both river and marine sediments; some representative photomicrographs are presented in Figure 4.7b. In all samples, refractory CM is observed spanning the range from disordered graphitic CM to perfectly crystallized graphite. Microtexture of this CM is heterogeneous, from porous to lamellar CM, but is highly similar to the variety of microtexture observed in CM extracted from metamorphic rocks (Buseck and Huang, 1985; Beyssac et al., 2002b).

Source of C_{org} in Bengal Fan sediments

The relative proportions of terrestrial and marine C_{org} in Bengal Fan sediments have already been evaluated in several studies following different approaches (Cochran et al., 1989; Poynter and Eglinton, 1990; Meyers and Dickens, 1992; France-Lanord and Derry, 1994; Freeman and Colarusso, 2001). All concluded that C_{org} stored in Bengal Fan sediments is by far dominated by terrestrial inputs. The most recent and precise work used both n-alkanes relative abundance and isotopic composition in sediments from the distal Bengal Fan (Freeman and Colarusso, 2001). Here we use a similar approach for selected Channel-levee and Shelf sediments in order to confirm the terrestrial origin of the C_{org} in the studied sediments.

Odd C-numbered high molecular weight (HMW) n-alkanes (mainly C₂₇ to C₃₃) are produced in the leaves of vascular higher plants and are therefore univocal tracers of terrestrial C_{org} (Peters and Moldowan, 1993). Marine algae and phytoplankton do not significantly produce HMW n-alkanes and their n-alkanes distribution is dominated by low molecular weight odd C-numbered n-alkanes (C₁₅, C₁₇ and C₁₉) (Peters and Moldowan, 1993). We analysed n-alkane abundance in river and Bengal Fan sediments. HMW n-alkanes are dominant in both types of sediments with a strong predominance of odd over even compounds. This is illustrated by elevated values of the Carbon Preference Index (CPI) (Eglinton and Hamilton, 1967). CPI ranges from 1.8 to 5.0 in river sediments and from 2.5 to 5.2 in oceanic sediments (Table 4.3). CPI above 2 is typical of terrestrial higher plants. The comparatively low CPI value (1.8) of the bed sediment MO 217 associated with relatively high proportions of LMW n-alkanes indicates a significant proportion of fossil C_{org}, which is consistent with its low TOC and $\Delta^{14}\text{C}$ values.

Another line of evidence is provided by the comparison of carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$) of bulk C_{org} and individual n-alkanes. Bulk C_{org} $\delta^{13}\text{C}$ in Bengal fan sediments is highly variable between -25 and -15 ‰ (France-Lanord and Derry, 1994). Such large range has been attributed to variations in the proportion of C3 and C4 plants in the continental basin (France-Lanord and Derry, 1994; Quade et al., 1995). Freeman and Colarusso (2001) showed that $\delta^{13}\text{C}$ of odd C-numbered HMW n-alkanes co-vary with that of bulk C_{org}. This linear correlation implies a strong influence of vascular plants on bulk C_{org} $\delta^{13}\text{C}$ and minor contributions from bacteria or phytoplankton. Our river and marine samples reinforce this relationship (figure 4.8). The 5 ‰ variability in bulk $\delta^{13}\text{C}$ of our samples results from differences in C3-C4 vegetation between Ganga and Brahmaputra basins for river

sediments, and over time for marine sediments (Galy et al., Submitted-b). Finally, the $\delta^{13}\text{C}$ offset between TOC and higher plants biomarker n-alkane is between 7 and 10 ‰ (table 4.3). This is consistent with the range reported by Collister et al. (1994) for vascular plants. The offset is also constant from river to marine sediments, which is consistent with no significant addition of marine C_{org} .

The high CPI of marine sediments, the low abundance of C_{15} , C_{17} and C_{19} , the similarity of the n-alkane distribution between river and marine sediments, and stable $\delta^{13}\text{C}$ offset between TOC and higher plants biomarker n-alkanes, all support that only negligible proportion of marine C_{org} is incorporated during sedimentation in the Bay of Bengal.

Supplementary Figures

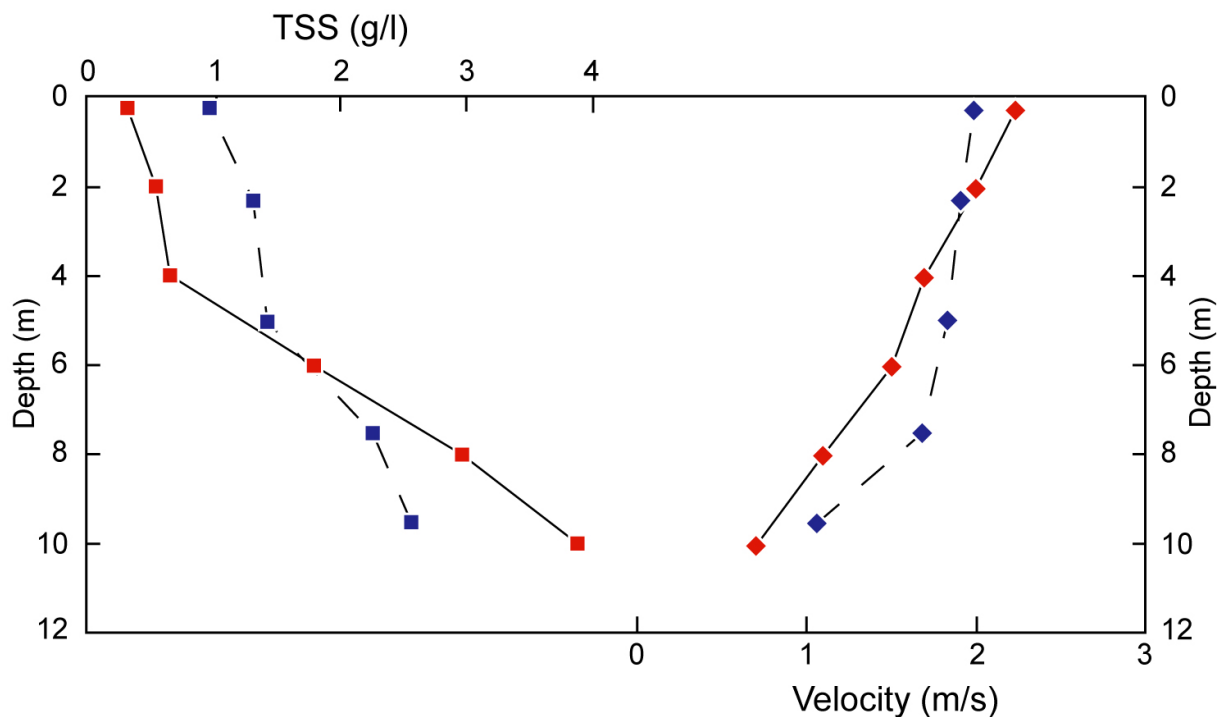


Figure 4.5: Flow velocity (diamonds) and total suspended sediment concentration (squares) of the Lower Meghna main channel during the 2004 (red) and 2005 (blue) monsoon. 2 sd. uncertainties on TSS and flow velocity are respectively 0.05 g/l and 0.1 m/s. Velocity and TSS gradients are opposed and characterise the strong heterogeneity of the river section. Average suspended sediment transported by the river corresponds to the integration of velocity, TSS, and composition gradients on the whole river depth.

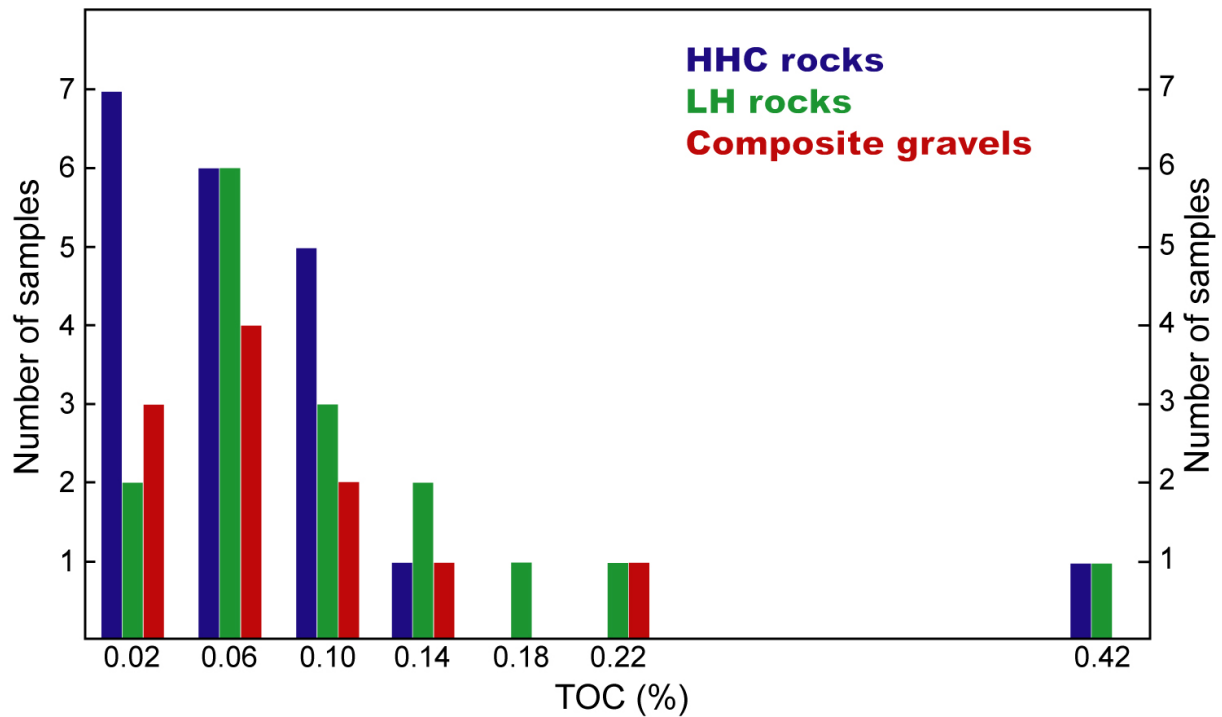


Figure 4.6: Total organic carbon content of Himalayan source rocks and river gravels. Rocks from the High Himalaya Crystalline (HHC) and the Lesser Himalaya (LH) have an average TOC of 0.06 and 0.10 % respectively. Mean TOC of the eroding source rock was calculated on the basis of relative contributions of HHC and LH formations (respectively 80 and 20 %) estimated using Sr and Nd isotopes (Galy and France-Lanord, 2001). River gravels are bed sediments of Himalayan rivers sieved to eliminate the <2 mm fraction and cleaned with H₂O₂. Each sample corresponds to the integration of the TOC variability over the different lithologies eroded by the river (more than 500 gravels). Average TOC estimated from individual source rock and composite gravels are consistently between 0.05 and 0.08 %.

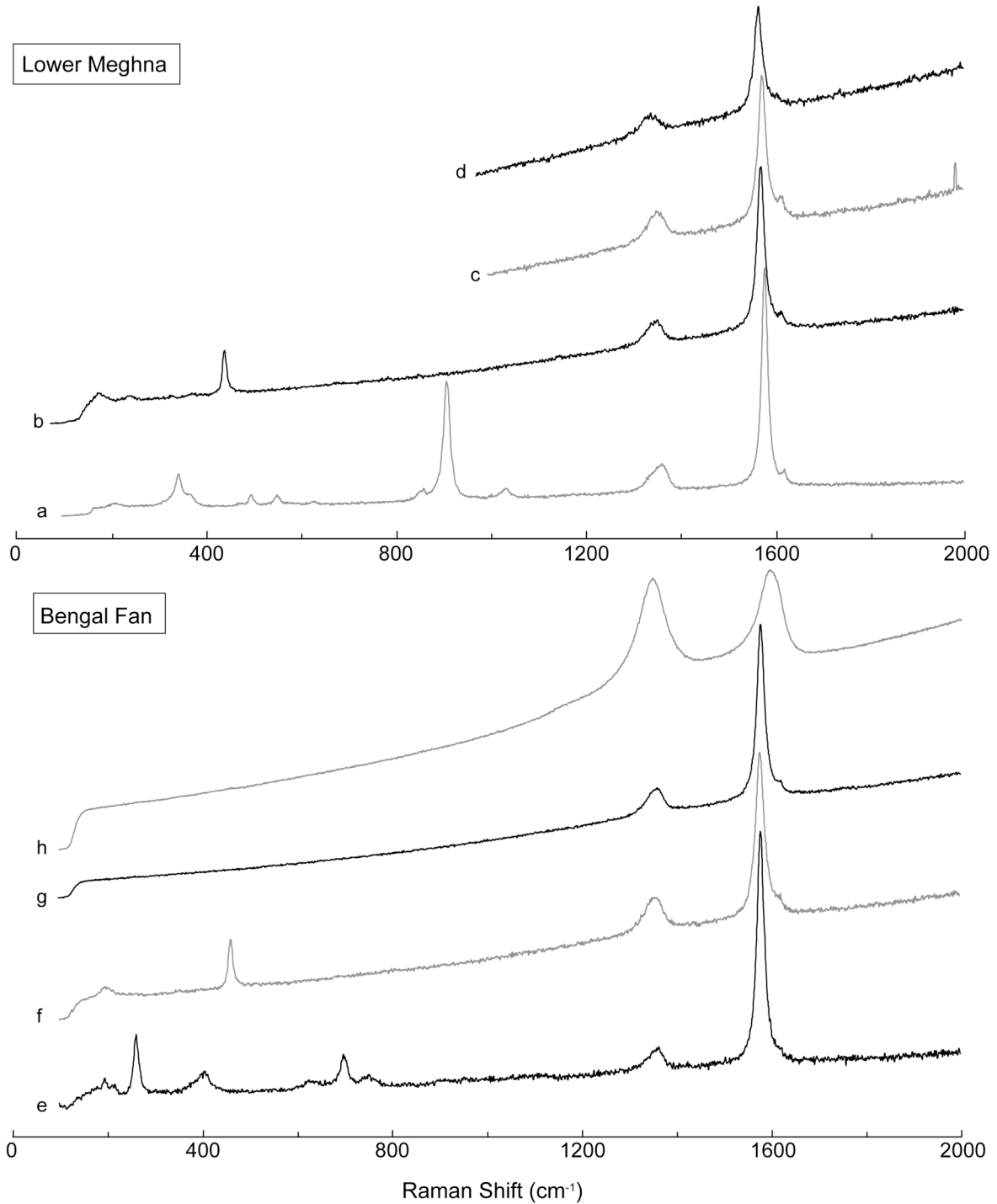


Figure 4.7a: Representative Raman spectra of carbonaceous material (CM) observed in bed and suspended sediments of the Lower Meghna (top) and in marine sediments from the Bengal Shelf and Channel-levee system (bottom). a: Polycrystalline graphite inclusion in garnet. b,f: Polycrystalline graphite inclusion in quartz (Si-O stretching mode at ca. 464 cm^{-1}). c,d: Polycrystalline graphite. e: Polycrystalline graphite inclusion in mica. g: Polycrystalline graphite, isolated particle. h: Poorly ordered CM, isolated particle.

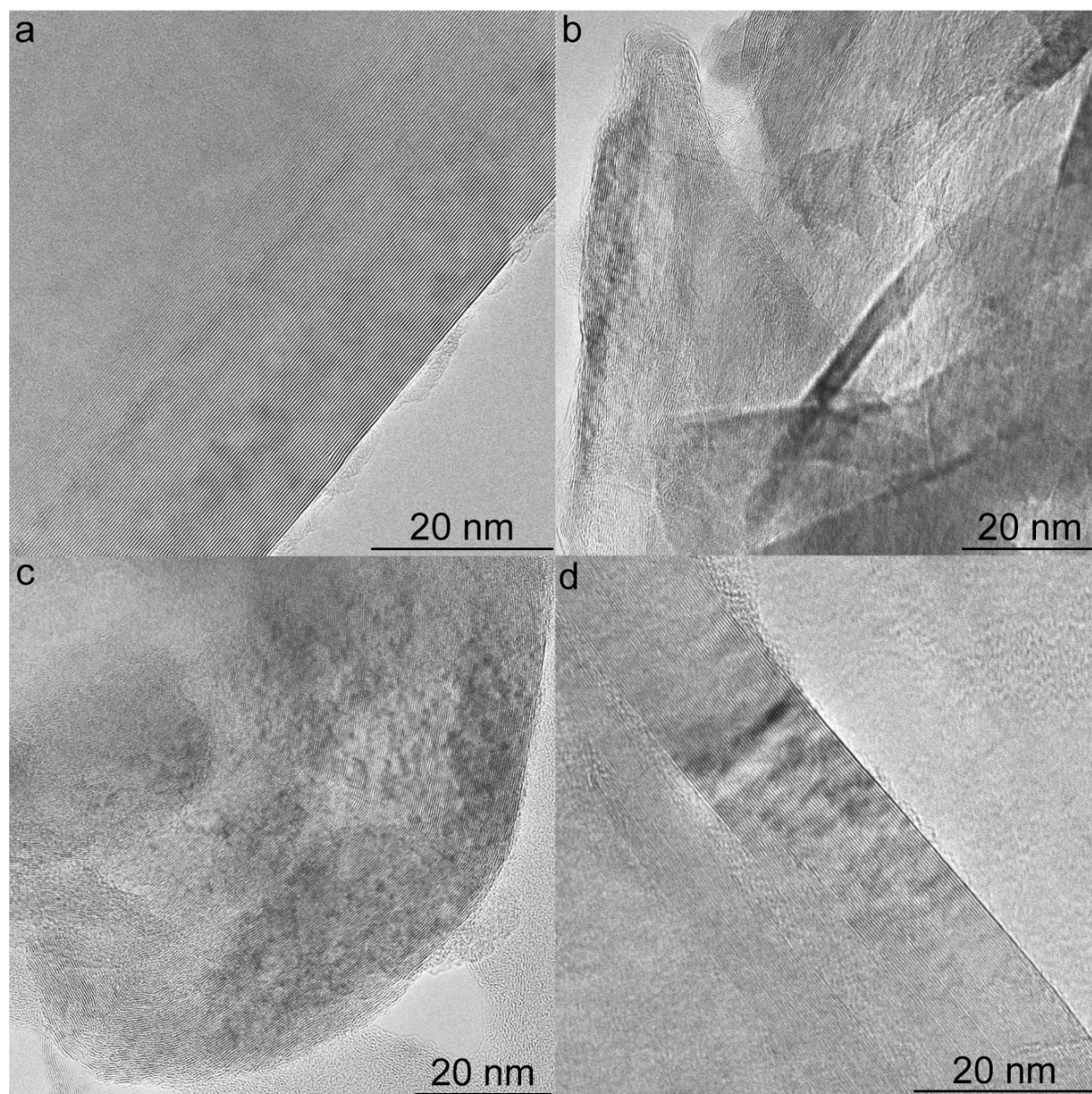


Figure 4.7b: Transmission Electron Microscopy photomicrograph of graphitized C_{org} observed in surface suspended sediments of the Brahmaputra (a), Ganga (b) and Lower Meghna (c-d). These 002 lattice fringes images directly represent the profile of the aromatic layers in such carbonaceous materials.

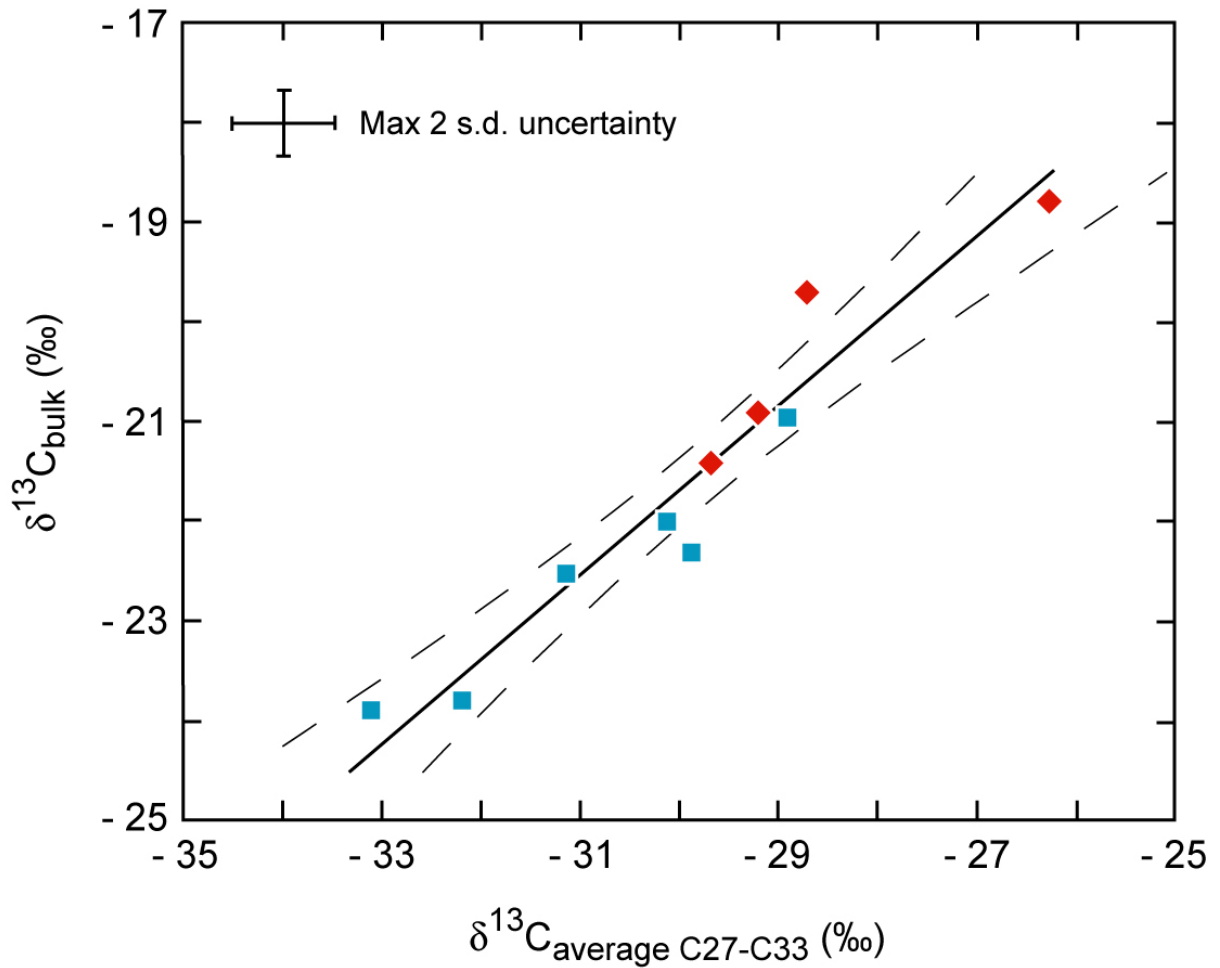


Figure 4.8: $\delta^{13}\text{C}$ of higher plant biomarkers as a function of bulk C_{org} isotopic composition. Odd C-numbered high molecular weight n-alkanes (C_{27} - C_{29} - C_{31} - C_{33}) are univocal tracers of terrestrial higher plants. Their weighted average isotopic composition is positively correlated with bulk C_{org} isotopic composition. The black line represents the best fit of the whole dataset and the dashed curves define the 95 % confidence interval. G-B river (blue squares) and Bengal Fan (red diamonds) sediments define a unique trend showing that marine C_{org} contribution is minor in the later.

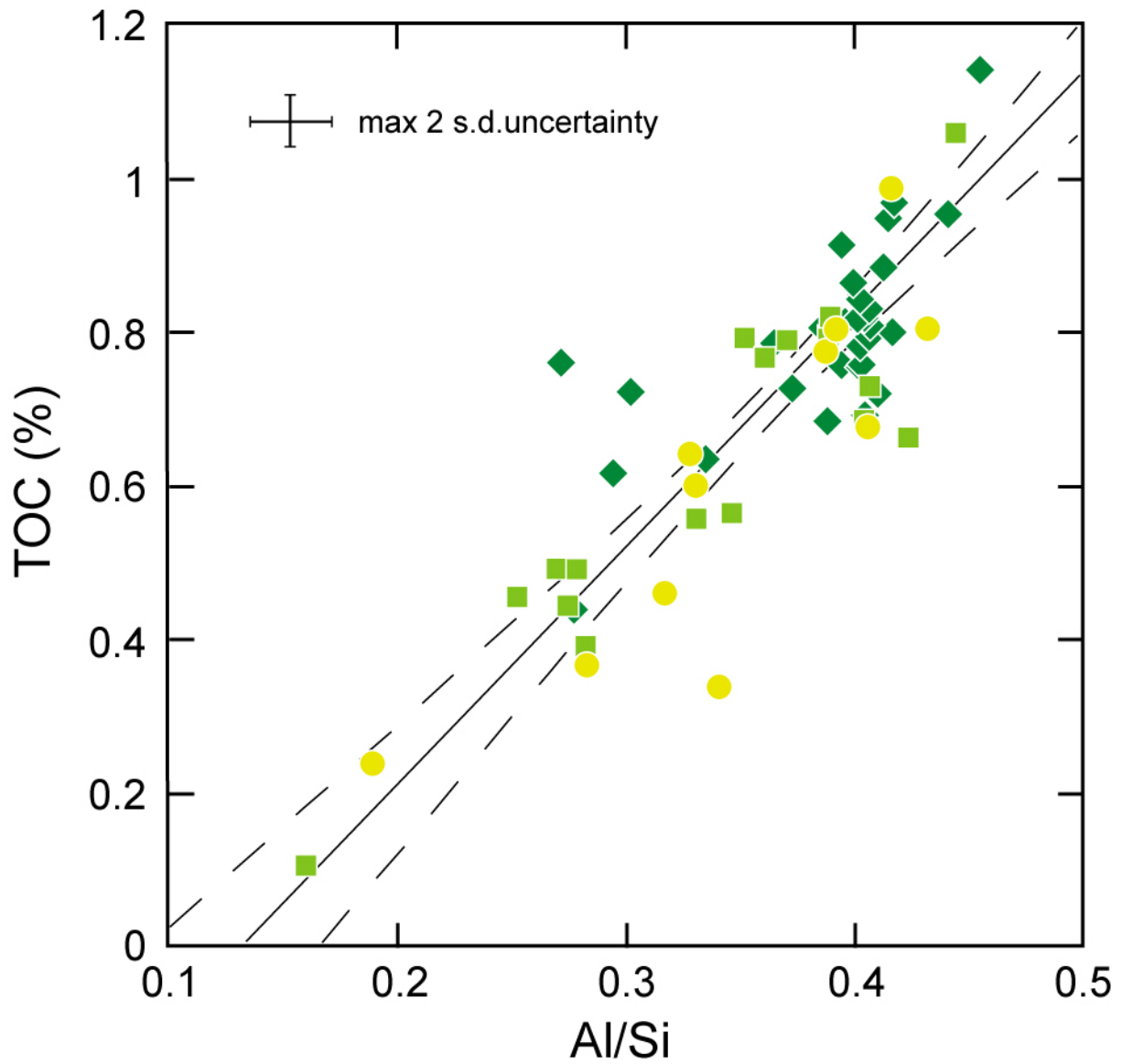


Figure 4.9: Total C_{org} content of sediments from the Bengal shelf (yellow dots), Channel-levee system (green diamonds) and deep Fan (green squares) as a function of their Al/Si ratio. Best fit and 95% confidence interval are shown for the whole data set. Sediments from the different parts of the Bengal Fan define similar positive trends, indicating comparable C_{org} loading in every parts of the Fan. This implies that C_{org} oxidation is minor during the sediment transfer from the shelf to the channel-levee and to the deep Fan.

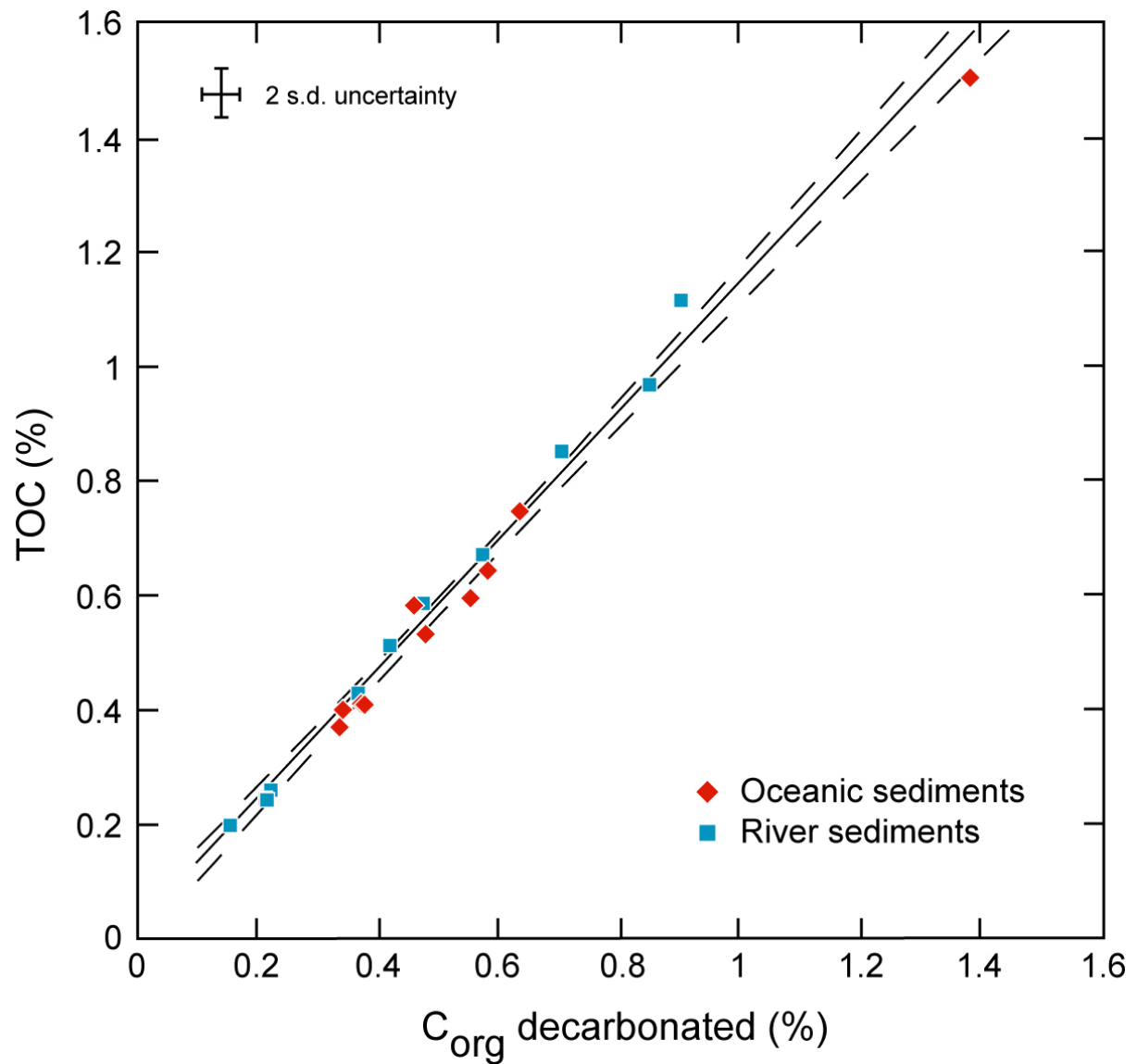


Figure 4.10: C_{org} content determined on decarbonated fractions as a function of total organic carbon content (TOC). River and oceanic sediments define a unique trend showing that the proportion of C_{org} solubilized during the decarbonation is quite constant and comparable in these 2 types of sediment

Table 4.1: TSS, Al/Si, TOC and $\Delta^{14}\text{C}$ of river sediments and gravels

Sample	River	Location	Type	Date	TSS g/l	Al/Si at	TOC %	acid-insoluble C _{org} ‰	$\Delta^{14}\text{C}$
BR 212			SL 1m		0.57	0.38	0.66		
BR 211			SL 3.5m		0.75	0.34	0.62		
BR 209			SL 5m	16/07/02	0.71	0.35	0.67		
BR 208			SL 10m		0.74	0.34	0.62		-311
BR 210			SL 17m		1.25	0.28	0.47		-363
BR 214			BL			0.14	0.10		-434
BR 417			SL surf			0.38	0.53		
BR 415			SL surf		0.77	0.38	0.53		-259
BR 414			SL 2m		1.02	0.33	0.46		-254
BR 413			SL 4m		1.31	0.29	0.42		-284
BR 412			SL 6.5m		1.48	0.28	0.38		
BR 411			SL 9m	13/07/04	2.93	0.21	0.22		-294
BR 418			BL			0.13	0.03		-814
BR 419	Ganga	Harding bridge	Bank			0.19	0.15		
BR 420			Bank			0.26	0.33		
BR 421			Bank			0.22	0.28		
BR 422			Bank			0.21	0.33		
BR 515			SL surf		0.94	0.37	0.71		
BR 514			SL 2.5m		1.42	0.32	0.57		
BR 513			SL 5m		1.71	0.28	0.45		
BR 512			SL 7m		1.81	0.27	0.42		
BR 511			SL 10m		2.44	0.24	0.32		
BR 516			BL	23/07/05		0.13	0.05		-712
BR 519			SL surf		0.66	0.41	0.82		
BR 518			SL 5m		1.53	0.31	0.53		
BR 517			SL 9.8m		1.81	0.28	0.47		
BR 520			BL			0.17	0.14		
BR 522			SL surf			0.40	0.71		-215
BR 205			SL 0.5m		1.18	0.31	0.57		
BR 204			SL 2m			0.27	0.53		
BR 201			SL 6m			0.26	0.52		
BR 202			SL 9.5m	15/07/02	1.44	0.21	0.29		
BR 203			SL 11.5m		5.89	0.19	0.14		
BR 206			BL			0.20	0.06		
BR 207			SL 1m			0.23	0.25		
BR 401			SL 6.5m	11/07/04	4.34	0.23	0.26		
BR 405			SL 5m		6.00	0.22	0.22		
BR 406			SL 3m		3.13	0.24	0.32		
BR 407			SL 11m		6.39	0.22	0.26		
BR 408			SL 1.5m	12/07/04	1.82	0.29	0.44		
BR 409			SL surf		1.32	0.32	0.54		
BR 402			SL surf			0.32	0.50		
BR 459			SL surf			0.37	0.64		
BR 457	Brhamaputra	Sirajganj	SL surf		1.34	0.36	0.69		-340
BR 456			SL 3m		2.94	0.28	0.45		-395
BR 455			SL 6m		2.45	0.29	0.50		
BR 454			SL 9m	23/07/04	6.20	0.22	0.29		-421
BR 460			BL			0.17	0.04		-769
BR 450			BL			0.31	0.68		
BR 453			BL			0.22	0.19		
BR 500			SL surf	21/07/05		0.31	0.62		-474
BR 501			SL 6.5m		1.99	0.29	0.51		
BR 502			SL 2.5m		0.77	0.33	0.59		
BR 503			BL			0.18	0.11		
BR 504			SL 9.8m		2.29	0.25	0.37		
BR 505			SL 7m	22/07/05	2.13	0.27	0.40		
BR 506			SL 5m		1.57	0.29	0.49		
BR 507			SL 2.75m		1.38	0.32	0.53		
BR 508			SL surf		0.77	0.36	0.64		
BR 509			BL			0.15	0.05		

TSS: total suspended sediment, SL: suspended load with depth of sampling, BL: bedload

Table 4.1 (continued from previous page)

Sample	River	Location	Type	Date	TSS g/l	Al/Si at	TOC %	acid-insoluble C _{org} Δ ¹⁴ C ‰
BR 528			SL surf		0.99	0.35	0.67	
BR 527			SL 2.3m		1.31	0.31	0.56	
BR 526			SL 5m		1.43	0.29	0.48	
BR 524		Mawa	SL 7.5m	24/7/05	2.25	0.24	0.38	
BR 525			SL 9.5m		2.56	0.24	0.33	
BR 529			BL			0.15	0.06	
BR 218			SL 1.5m		0.36	0.36	0.71	
BR 220			SL 3m		0.84	0.28	0.59	
BR 217	Lower Meghna		SL 5m	18/07/02	0.50	0.30	0.50	
BR 216			SL 10m		1.67	0.21	0.27	
BR 219			BL			0.20	0.04	
BR 448			SL surf			0.34	0.59	
BR 441		Bhola	SL surf		0.33	0.39	0.80	-421
BR 444			SL 2m		0.55	0.34	0.63	
BR 442			SL 4m	18/07/04	0.67	0.33	0.58	
BR 440			SL 6m		1.79	0.26	0.42	
BR 439			SL 8m		2.97	0.23	0.40	-370
BR 445			SL 10m		3.88	0.26	0.57	
BR 446			BL			0.16	0.05	-710
PB 5	Kali Gandaki	Jomsom				0.11	0.20	
PB 19	Lete Kola	confluence				0.20	0.01	
PB 22	Rukse Kola	confluence				0.18	0.08	
PB 28	Miristi Kola	confluence				0.20	0.02	
MO 94	Jarang	Muchchok				0.08	0.02	
MO 102	Marsel Kola	confluence	gravels			0.14	0.02	
MO 112	Isul kola	confluence				0.08	0.07	
MAR 3	Marsyandi	Krishnebhir				0.30	0.10	
AR 25	Tenga tributary					0.15	0.02	
AR 32	Tenga tributary					0.15	0.04	
AR 67	Manas tributary					0.17	0.05	

TSS: total suspended sediment, SL: suspended load with depth of sampling, BL: bedload

Table 4.2: Al/Si and TOC of Bengal Fan sediments

Core	Depth cm	Location	Dep. Age yrs	Al/Si at	TOC %
19KL	73			0.16	0.10
	154			0.44	1.06
27KL	631		9085	0.42	0.66
	711		10236	0.39	0.80
	726		10452	0.37	0.79
	172			0.40	0.69
40KL	196			0.41	0.73
	216			0.35	0.56
	229	Deep fan		0.28	0.39
	243		0.27	0.44	
	381		0.33	0.56	
	394		0.27	0.49	
622	0.25		0.45		
728	0.28		0.49		
47KL	207			0.36	0.77
	304			0.35	0.79
51KL	482			0.39	0.82
	40		11	0.33	0.64
86KL	819		234	0.42	0.99
	79		2	0.28	0.37
96KL	1109		29	0.43	0.80
	81		45	0.34	0.34
	282	Shelf	157	0.41	0.68
568	316		0.33	0.60	
669	371		0.39	0.80	
105KL	682		379	0.32	0.46
	688		382	0.19	0.24
	762		423	0.39	0.77
	725		11524	0.40	0.81
117KL	774		11829	0.39	0.76
	822		12128	0.41	0.72
	925		12769	0.39	0.91
	932		12812	0.42	0.95
	972		13061	0.39	0.81
	1029		13416	0.40	0.84
	1109		13914	0.40	0.78
	29		291	0.40	0.86
118KL	580		5742	0.39	0.69
	657		5907	0.40	0.82
	920		6474	0.29	0.62
120KL	1144		6956	0.34	0.64
	54		1144	0.44	0.95
	84		1779	0.41	0.83
	141	Channel-levee	2987	0.37	0.73
	348		6924	0.45	1.14
	412		8133	0.42	0.80
	556		9593	0.41	0.81
	579		9607	0.30	0.72
	593		9615	0.27	0.76
	702		9683	0.41	0.88
763	10001		0.40	0.82	
849	10785		0.36	0.79	
864	10926		0.42	0.97	
120KL	960		11844	0.41	0.80
	966		11901	0.40	0.76
	1031		12523	0.40	0.76
	1071		13470	0.29	0.77
	1107		15661	0.40	0.69
	1114		16088	0.28	0.44

Deposition age were estimated from Kudrass et al. (1996), Weber et al. (1997) and Suckow et al. (2001)

4.2 Teneur, composition et devenir du carbone organique dans le système Himalayen

Nous avons montré que l'érosion de l'Himalaya se traduit par une séquestration de carbone organique terrigène particulièrement efficace. Le transport du carbone organique par les rivières du système Gange-Brahmapoutre ainsi qu'au sein du système turbiditique du Cône du Bengale constitue un maillon essentiel de l'enchaînement de processus qui conduit à cette séquestration. Afin d'en préciser les modalités, nous avons réalisé une étude détaillée du transport de la matière organique dans le système Himalayen. Celle-ci est principalement basée sur la détermination des caractéristiques de la matière organique et sur leur évolution au cours du transport. Ainsi, le devenir des différentes sources de matière organique a également été évalué.

4.2.1 Charge et devenir du carbone organique particulaire au cours du transport fluvial de l'Himalaya au delta du Gange-Brahmapoutre

La caractérisation des particules minérales et organiques d'un échantillonnage détaillé de sédiments de rivières du bassin Himalayen nous permet (1) de tenir compte des hétérogénéités sédimentaires caractéristiques de ces grandes rivières et, (2) de suivre l'évolution des sédiments depuis l'Himalaya jusqu'au delta. Afin de préciser les mécanismes de contrôle de la charge en carbone organique, nous étudions les relations entre les caractéristiques sédimentaires (minéralogie, granulométrie, surface spécifique) et la teneur en carbone organique (TOC). A partir de la composition isotopique du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) nous estimons la contribution relative de carbone organique fossile, de plantes en C3 et de plantes en C4. L'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ depuis la chaîne Himalayenne jusqu'au delta est utilisée afin d'étudier le devenir du carbone organique au cours du transport dans la plaine.

Les sédiments du Gange et du Brahmapoutre définissent deux relations linéaires distinctes entre la teneur en carbone organique et la surface spécifique. En dépit de surfaces spécifiques 4 à 5 fois plus élevées, les sédiments du Gange ont des TOC, des granulométries et des minéralogies comparables à celles des sédiments du Brahmapoutre. Cela indique que la surface spécifique n'exerce pas un contrôle de premier ordre sur la charge en carbone

organique. En revanche, la co-variation générale de TOC et Al/Si indique que la charge en carbone organique est dictée par (1) la ségrégation des particules organiques dans la rivière, sous l'effet combiné de leur faible densité et des forces hydrodynamiques et, (2) la capacité des particules minérales à former des agrégats organo-minéraux avec la matière organique.

Les sédiments de fond et les matières en suspension ont des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ différents. La composition isotopique des sédiments de fond est compatible avec une contribution dominante de carbone organique fossile dérivé de l'érosion des roches himalayennes. Les matières en suspension des rivières himalayennes à la sortie de la chaîne ont des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ bas qui indiquent une contribution dominante de plantes en C3. Dans le bassin du Brahmapoutre, les matières en suspension ont des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ constant tout le long du cours de la rivière dans la plaine. Au contraire, les matières en suspension du Gange au Bangladesh ont des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ plus élevés, caractéristiques d'une contribution importante de plantes en C4 provenant de la plaine. Nos mesures indiquent qu'un minimum de 50 % de la matière organique récente en provenance de l'Himalaya est oxydé et remplacé par de la matière organique de plaine. Ce processus de remplacement se produit probablement au cours des cycles successifs de dépôt et d'érosion des sédiments ainsi que lors de l'avulsion du lit des rivières.

Loading and fate of particulate organic carbon from the Himalaya to the Ganga-Brahmaputra delta

Valier Galy^{1*}, Christian France-Lanord¹, Bruno Lartiges²

1 - Nancy Université, CRPG CNRS/INSU, BP 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

2 - Nancy Université, LEM CNRS/INSU, BP 40, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France

* Corresponding author, present address: Woods Hole Oceanographic Institution, Department of Marine Chemistry and Geochemistry, Woods Hole, MA 02543, USA.

e-mail: vgaly@whoi.edu

Manuscrit publié dans *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 72, pp 1767-1787, (2008)

ABSTRACT

We use the evolution of river sediment characteristics and sedimentary C_{org} from the Himalayan range to the delta to study the transport of C_{org} in the Ganga-Brahmaputra system and especially its fate during floodplain transit.

A detailed characterisation of both mineral and organic particles for a sampling set of river sediments allows taking into account the sediment heterogeneity characteristic of such large rivers. We study the relationships between sediment characteristics (mineralogy, grain size, specific area) and C_{org} content in order to evaluate the controls on C_{org} loading. Contributions of C3 and C4 plants are estimated from C_{org} stable isotopic composition ($\delta^{13}C_{org}$). We use the evolution of $\delta^{13}C_{org}$ values from the Himalayan range to the delta in order to study the fate of C_{org} during floodplain transit.

Ganga and Brahmaputra sediments define two distinct linear relations with specific area. In spite of 4 to 5 times higher specific area, Ganga sediments have similar C_{org} content, grain size and mineralogy as Brahmaputra sediments, indicating that specific area does not exert a primary control on C_{org} loading. The general correlation between the total C_{org} content and Al/Si ratio indicates that C_{org} loading is mainly related to: (1) segregation of organic

particles under hydrodynamic forces in the river and, (2) the ability of mineral particles to form organo-mineral aggregates.

Bed and suspended sediments have distinct $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values. In bed sediments, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values are compatible with a dominant proportion of fossil C_{org} derived from Himalayan rocks erosion. Suspended sediments from Himalayan tributaries at the outflow of the range have low $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (-24.8 ‰ average) indicating a dominant proportion of C3 plant inputs. In the Brahmaputra basin, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values of suspended sediments are constant along the river course in the plain. On the contrary, suspended sediments of the Ganga in Bangladesh have higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (-22.4 to -20.0 ‰), consistent with a significant contribution of C4 plant derived from the floodplain. Our data indicate that, during the plain transit, more than 50 % of the recent biogenic C_{org} coming from the Himalaya is oxidised and replaced by floodplain C_{org} . This renewal process likely occurs during successive deposition-erosion cycles and river course avulsions in the plain.

1.INTRODUCTION

Interactions between atmosphere, ocean and continent determine both the shape and climate of the Earth's surface through a sequence of complex processes. Rivers play an important role in this interplay since they are the main conveyors of elements from the continents to the ocean, carrying both mineral and organic species as dissolved and particulate phases. Their role in the long-term climate regulation has long been highlighted and debated, especially through the transport of dissolved cations derived from silicate weathering (Ruddiman, 1997 and ref. therein; Gaillardet et al., 1999). More recently, organic carbon (C_{org}) transport by rivers has also been receiving more and more attention. Indeed, rivers transport particulate C_{org} to the ocean that if buried represents a net sink of atmospheric CO_2 , and participates in the long-term climate regulation (e.g. LASAGA et al., 1985; SUNDQUIST, 1985). Nevertheless, rivers appear to export a minor proportion of the net primary production since ca. 99% is oxidised to CO_2 in soils and returns to the atmosphere (MACKENZIE, 1981). The fate of riverine C_{org} in the oceanic system was also extensively studied as the proportion of riverine C_{org} that is preserved determines the extent of the CO_2 sequestration (e.g. Hedges et al., 1997; Goni et al., 2006). Actually, C_{org} mineralization in the ocean considerably reduces the C_{org} burial flux and, at the global scale, ca. 70% of riverine C_{org} is oxidised prior to being buried in

sediments (Ludwig et al., 1996; Hedges et al., 1997; Schlünz and Schneider, 2000; Burdige, 2005). The role of rivers in terrestrial C_{org} export and burial appears to be more complex than a simple conveyor as it also has a great impact on both the flux and the composition of terrestrial C_{org} and thus on its behaviour. This is highlighted by the contrast between different river systems in terms of terrestrial C_{org} flux, composition and preservation in the ocean. For instance, a large river system with well-developed floodplain such as the Amazon appears to have a C_{org} transport dynamic that is completely different from that of small mountainous rivers such as New Zealand rivers, Taiwanese rivers and the Eel river where the transport is very direct from the continent to the ocean (e.g. Blair et al., 2004; Scott et al., 2006; Aufdenkampe et al., 2007; Hilton et al., in press). Understanding the controls of C_{org} loading, composition and fate during the fluvial transport is therefore crucial to address the role of continental erosion in the global carbon cycle.

Himalayan erosion generates the largest sediment flux from a single continental drainage basin to the ocean. Each year 1 to 2 billion tons of particles are transported by the Ganga-Brahmaputra (G-B) fluvial system from the Himalayan range to the Bay of Bengal and deposited in the Bengal Fan turbiditic system. The global importance of C_{org} flux associated with sediment transport in the G-B fluvial system has been highlighted in previous studies on the basis of the modern river or the sedimentary record characterisations (Subramanian and Ittekkot, 1991; France-Lanord and Derry, 1997; Aucour et al., 2006). Recently, we realised a comprehensive budget of C_{org} from Himalayan rocks to the Bengal Fan showing that modern burial flux of recent C_{org} generated by Himalayan erosion is $3.1 \pm 0.3 \times 10^{11}$ mol/yr and represents ca. 15 % of the global flux (GALY et al., 2007b). In addition, we discovered that the Himalayan system is characterised by an extreme C_{org} burial efficiency, since almost 100 % of C_{org} exported by G-B fluvial system is effectively buried in Bengal Fan sediments. This gives the G-B fluvial system a determinant role in terms of terrestrial C_{org} exportation and burial, and therefore in terms of atmospheric CO_2 sequestration.

In this paper we present a detailed characterisation of both C_{org} and mineral particles transported by rivers from the base of the Himalayan range to the G-B delta. We developed and used a depth profile sampling procedure which allowed the large sediment heterogeneity occurring in such rivers to be taken into account (Singh and France-Lanord, 2002; Galy et al., 2007b). Total C_{org} content (TOC^+) and stable isotopic composition ($\delta^{13}C_{org}$) as well as major

element compositions (Al and Si), grain size and specific area are reported for the set of river sediments. Thanks to the wide range of sediment properties, the comparison between C_{org} content and bulk sediment physical properties allows study of their respective control on C_{org} loading. The role of specific area, mineralogy and grain size, three significant parameters (e.g. SOLLINS et al., 1996), is especially discussed. To define average C_{org} loading in these sediments, we use the normalisation to a chemical parameter (Al/Si) integrating several sorting processes such as grain size and mineralogy. $\delta^{13}C$ of bulk organic matter is used to evaluate the source and nature of C_{org} , especially the relative contributions of C3 and C4 plants. Following the evolution of both C_{org} loading and composition from the base of the range to the delta allows study of the fate of C_{org} during its transport throughout the fluvial system and especially highlights the role of the floodplain. Detailed study of the Himalayan system therefore provides insights on two critical issues: (1) what controls C_{org} loading in river sediments? and, (2) what is the fate of particulate C_{org} during fluvial transport, i.e. does a river act as a simple conveyor or as a reactor?

2. MATERIAL AND METHODS

2.1 Sampling strategy

The Ganga-Brahmaputra (G-B) basin can be divided in two distinct geomorphic parts: (1) the Himalayan range characterised by steep slopes and high incision, and (2) the floodplain characterised by flat topography and drained by very large rivers. The transition between the two sub-units is abrupt as the slope of the rivers decrease by several orders of magnitude within a few kilometres. The Himalayan range is drained southward by a dozen Trans-Himalayan rivers originating in southern Tibet, which collects most of the Himalayan runoff and supply G-B in the East-West Indo-Gangetic floodplain. The G-B basin is composed of two sub-basins: the Ganga basin to the West and the Brahmaputra basin to the East. The Himalayan part of these two sub-basins are quite comparable but their floodplains are very different. The Ganga floodplain is 200 to 300 km wide and very flat with the Ganga meandering far south of the Himalayan front. On the other hand, the Brahmaputra floodplain is only 50 to 100 km wide due to the presence of the Shillong plateau and Burmese range to the South. The Brahmaputra is steeper, more channelled and remains a braided river until its

confluence with the Ganga. Ganga and Brahmaputra merge in Bangladesh to form the Lower Meghna that finally supplies the Indian Ocean in the Bay of Bengal.

Geologically, the Himalayan range is divided in four superimposed units (e.g. LE FORT, 1989). From North to South: the Tethyan Sedimentary Series consists of variably metamorphosed clastic sediments and carbonates, the High Himalaya Crystalline formations (HHC) are composed of orthogneisses, highly metamorphosed paragneisses and some marbles, the Lesser Himalaya (LH) is composed of metamorphosed metasediments, including minor black shales and limestones, finally, the Siwaliks forms the frontal range and is composed of sandstones and conglomerate that are uplifted Mio-Pliocene sediments deposited in the paleo-floodplain. To the south of the range, the floodplain is entirely composed of Quaternary fluvial sediment. Fluvial migration being intense most deposits are Holocene.

The G-B basin is one of the most densely populated of the world and the vegetation is consequently largely controlled by human activities (i.e. deforestation and farming). In the Himalayan range, the forest is still dominant although it has been severely affected by deforestation during the last decades. The vegetation distribution is however largely controlled by altitude and alpine scrub grassland dominate above 3000 to 3500 m (DOBREMEZ, 1976). In the floodplain, the vegetation is composed of a mixture of crops and tropical grasslands. The main crops are rice, wheat, millet, maize and sugar cane. The contribution of C4 crops to the total production is variable but significant, reaching 80 % in the Uttar Pradesh state (AUCOUR et al., 2006).

To describe the G-B fluvial system, we sampled both Himalayan rivers at or near the outflow of the range and rivers in the floodplain (fig. 4.11). Most sampling was performed during the peak monsoon period (July-August, see Electronic Annex fig. 4.22). While there is seasonal variation in the sediment composition (e.g. AUCOUR et al., 2006), monsoon sampling is representative as 95% of the sediment transport occurs during this period (ISLAM and JAMAN, 2006). Suspended sediments were sampled at different depths in the river, from surface to bottom, in order to take into account sediment sorting. Bed sediments were dredged at the bottom of the rivers. This procedure was coupled with current velocity measurements with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) allowing the integration of the sediment variability over the whole river section. A few suspended and bank sediments were also collected either before or after the monsoon season.

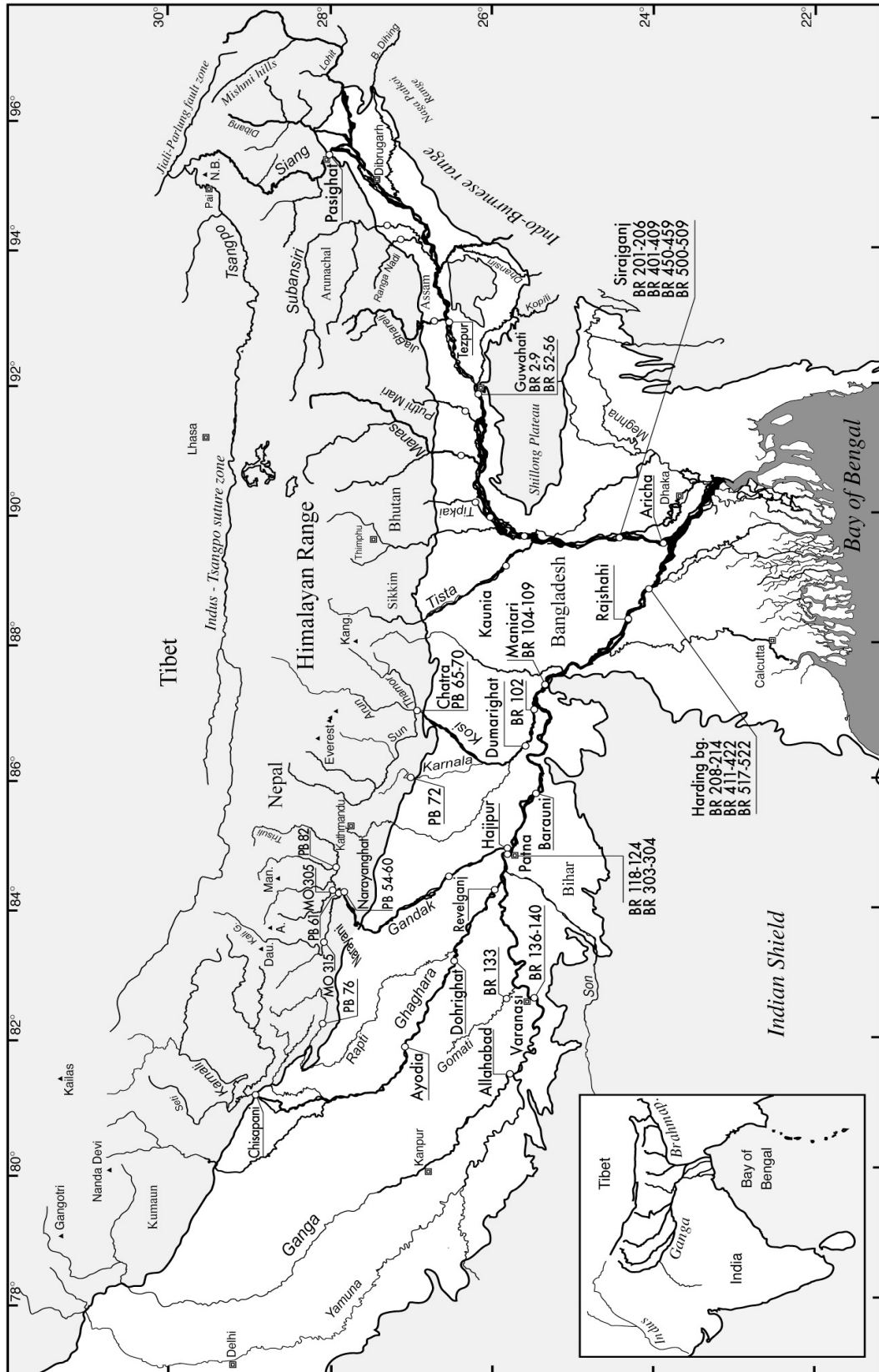


Figure 4.11: Map of the Himalayan basin showing the main rivers of the Ganga-Brahmaputra fluvial system and the location of sampling sites described in this study, identified either by sample number or locality name. Complete sample list and precise localization are reported in table 4.4. The Himalayan range, Tibetan plateau, Indian shield and Indo-Gangetic floodplain (white) are also shown.

In the Ganga basin, we sampled three of the major Trans-Himalayan tributaries of the Ganga at their outlet of the Himalaya in Nepal: the Karnali, the Kosi and the Narayani. The Kosi and the Narayani have also been thoroughly sampled before their confluence with the mainstream of the Ganga. In Nepal, we sampled large mountainous rivers of the Narayani basin (Kali Gandaki, Trisuli, Seti Kola) as well as secondary tributaries (Karnala, Rapti). The Gomati river, a pure plain river isolated from direct Himalayan supply (SINGH et al., 2005a), was used as an approach of the floodplain input. The mainstream of the Ganga was sampled in India at several stations along its course in the floodplain and finally sampling has been carried out in triplicate at Harding Bridge (Bangladesh) just before its confluence with the Brahmaputra. In 2005, the Narayani and Kosi in Nepal were also sampled using a depth profile but were not combined with ADCP.

A similar approach was applied for the Brahmaputra basin. We sampled major Trans-Himalayan tributaries (Siang, Subansiri, Manas and Tista) at the outlet of the Himalayan range or in the floodplain before their confluence with the Brahmaputra and the mainstream along its course in the floodplain (SINGH and FRANCE-LANORD, 2002). Finally, the sampling has been repeated over three monsoon seasons at Sirajganj (Bangladesh) before its confluence with the Ganga.

In order to estimate the contribution of fossil C_{org} derived from bedrock erosion, we analysed gravels extracted from bed sediments of several mountainous Himalayan rivers collected in Nepal and Arunachal Pradesh. These coarse sediments were sieved to eliminate the < 2mm and > 4mm fractions and the remaining gravels were rinsed with H_2O_2 (30% v) to eliminate any trace of C_{org} adsorbed to the surface of the gravels. Special care was also taken to eliminate any large debris of C_{org} . For each sample approximately 500 gravel particles corresponding to small fragments of bedrocks (see Electronic Annex fig. 4.23) are mixed together. Each gravel sample therefore represents an average sampling of the bedrock of the basin. The average TOC and Al/Si ratio obtained from the gravel samples are comparable to that calculated using a data base of individual rock samples (GALY et al., 2007b), showing that gravel samples are representative of source rock composition.

2.2 Organic carbon content and stable isotopic composition

The determination of total C_{org} content and stable isotopic composition in Himalayan river sediments is not straightforward as they contain significant amounts of detrital carbonates, including dolomite grains. Indeed, this requires the use of a liquid acid leaching decarbonation that solubilizes significant amounts of C_{org} . Detailed description of this method as well as calibration data allowing the taking into account C_{org} solubilization during decarbonation are described in GALY et al. (2007a). Samples were crushed in an agate mortar and leached with 4 % HCl at 85 °C during 1 hour to remove any carbonate particles (including detrital dolomite). After careful rinsing and drying at 50 °C, samples were homogenised in an agate mortar. Elemental and isotopic compositions were then determined using a modified EuroEA3028-HT elemental analyser coupled to a GV Instruments IsoPrime continuous-flow isotope mass spectrometer. Total C_{org} concentrations (TOC^+) were then calculated from the C_{org} content determined on decarbonated sediments. The abbreviation TOC^+ indicates that total organic carbon measurements have been corrected for C_{org} loss during carbonate removal through liquid acidification, using the calibration presented in GALY et al. (2007a). EA-IRMS runs were calibrated using 2 lab standards with mineral matrix, C_{org} content and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ comparable to those of the samples. TOC^+ was expressed in weight per cent of bulk sediment and $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ was expressed versus V-PDB using the δ notation (COPLIN, 1996). On the basis of repeated internal standards analysis and samples replicates, estimated overall reproducibility for TOC^+ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ is 0.03 % and 0.25 ‰, respectively.

2.3 Sediment analyses

Major and trace element concentrations were measured by ICP-AES and ICP-MS at Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (CRPG-Nancy) on bulk sediment after lithium metaborate fusion. The typical analytical precision of major element concentration is better than 2%.

Grain size distributions were determined for selected samples using a laser diffraction analyser Malvern Mastersizer in the 1.2-600 μm size range. Representative aliquots were subsampled after bulk sediment drying at 50°C. Large aggregates formed during drying were gently broken in an agate mortar and further dispersed through controlled ultra-sonication.

For selected sediments, we also directly measured grain size distribution on untreated wet sediments. Grain size distributions determined from dried and wet sediments were highly similar, suggesting that preliminary dispersion treatments of samples do not generate any significant artefacts. Results are volume based and are expressed as particle volume versus sphere diameter of equivalent volume. Although the size distributions may be slightly biased by sample treatment, they are reproducible by different methods (wet, dry), appear to be representative, and provide a consistent basis for comparison.

Nitrogen adsorption-desorption isotherms at 77 K were recorded with a step-by-step automatic lab-made setup. Samples were initially degassed at 50°C and 10^{-5} Pa for 18 hours. Adsorption-desorption isotherms were then determined by subjecting samples to various partial pressures of N₂ at 77 K. The specific area (SA) was calculated following the Brunauer Emmet Teller (BET) method (BRUNAUER et al., 1938). The proportion of micropores (diameter lower than 2 nm) was estimated following the *t*-plot method (DE BOER et al., 1966). Organic matter was not removed prior to N₂ sorption analyses since limited amounts of C_{org} in studied sediments must have resulted in negligible artefacts (MAYER, 1994). Maximum 2 s.d. uncertainty on specific area measurements is $\pm 0.25 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$.

3. RESULTS

In large rivers of the G-B fluvial system sediment characteristics are highly variable with water depth (Galy et al., 2007b). This variation results from mineral and grain size sorting under hydrodynamic forces during transport. At the base of the range and in the floodplain (fig. 4.11) we sampled suspended sediments along depth profiles in order to describe the whole sediment heterogeneity. The depth profile data are presented in Table 4.4.

The general G-B sediment characteristic is a relatively low C_{org} content (Subramanian and Ittekkot, 1991; Aucour et al., 2006; Galy et al., 2007b). In bulk sediments, C_{org} content is generally lower than 1 % and has an arithmetic average value of ca. 0.35 %. Bed sediments dredged from the bottom of the river have systematically lower C_{org} content than suspended sediments with an average value lower than 0.1 %. Direct observation shows that organic matter is different in bottom and upper suspended sediments (fig. 4.12).

Table 4.4: Chemical composition, organic carbon composition, specific area and grain size of river sediments from the Ganga-Brahmaputra basin.

Sample #	River	Locality	Latitude		Longitude		Type	Date	TSS	Al/Si	TOC ^a	δ ¹³ C _{org}	SA	External SA	< 25 μm
			°N	min	°E	min									
Ganga basin															
PB 76	Rapti	Bahubang	27	50.2	82	32.4	SL surf	14/07/05	2.6	0.22	0.27	-24.4			
MO 315	Kali		27	54.2	83	89.2	SL surf	08/07/98		0.24	0.27	-25.0			
PB 61	Kali	confluence	27	44.5	84	25.3	SL surf	11/07/05	4.4	0.24	0.33	-24.9			
MO 305	Seti		28	3.0	84	4.5	SL surf			0.29	0.20	-22.4			
MO 301	Trisuli	Benighat	27	48.6	84	46.8	SL surf			0.30	0.31	-24.7			
PB 82	Trisuli		27	48.6	84	50.2	SL surf	14/07/05	0.5	0.36	0.52	-24.4			
PB 72	Karnala Nadi	Highway bg.	26	52.7	86	8.5	SL surf	13/07/05	1.1	0.34	0.83	-25.5			
PB 73	Karnala Nadi	Highway bg.	26	52.7	86	8.3	SL surf	13/07/05	5.3	0.10	0.20	-25.6			
BR 133	Gomati		25	34.6	82	59.8	Bank	09/08/01		0.28	0.63	-21.9			
Trans-Himalayan rivers															
PB 79	Karnali	Chisapani	28	38.5	81	17.0	SL surf	15/07/05	1.3	0.21	0.41	-25.6			45.1
PB 80	Karnali	Chisapani	28	40.7	81	17.1	Bank	15/07/05		0.10	0.02	-23.6			
BR 356	Ghaghara	Ayodia	26	48.8	82	12.2	Bank	15/05/04		0.30	0.29	-23.0			
BR 372	Ghaghara	Dohrighat	26	16.5	83	30.8	Bank	16/05/04		0.24	0.24	-23.2			
BR 344	Ghaghara	Revelganj	25	49.2	84	35.1	Bank	12/05/04		0.27	0.26	-23.0			
MO 331	Narayani	Narayanghat	27	41.4	84	23.7	SL surf			0.24	0.22	-24.4			
MO 217	Narayani	Narayanghat	27	41.4	84	23.7	BL	20/05/97		0.15	0.08	-23.8			
NAG 48 †	Narayani	Narayanghat	27	41.4	84	23.7	Bank			0.15	0.11	-24.0			
PB 60	Narayani	Narayanghat	27	42.2	84	25.6	SL surf*	11/07/05		0.27	0.34	-24.5			
PB 58	Narayani	Narayanghat	27	42.2	84	25.6	SL surf	11/07/05	2.9	0.27	0.33	-24.7			53.9
PB 57	Narayani	Narayanghat	27	42.2	84	25.6	SL 2 m	11/07/05	4.8	0.23	0.24	-24.3			37.2
PB 56	Narayani	Narayanghat	27	42.2	84	25.6	SL 4 m	11/07/05	5.6	0.22	0.21	-24.3			25.1
PB 55	Narayani	Narayanghat	27	42.2	84	25.6	SL 6 m	11/07/05	9.1	0.21	0.20	-24.3			26.1
PB 54	Narayani	Narayanghat	27	42.2	84	25.6	SL 8 m	11/07/05	10.2	0.19	0.18	-24.2			19.4
BR 335	Gandak	Barauli	26	21.6	84	44.7	Bank	11/05/04		0.22	0.26	-23.3			
BR 113	Gandak	Hajipur	25	41.3	85	11.3	SL surf	05/08/01	1.2	0.31	0.59	-23.9			
BR 114	Gandak	Hajipur	25	41.3	85	11.3	SL 1.5 m	05/08/01		0.27	0.32	-23.8			
BR 117	Gandak	Hajipur	25	41.3	85	11.3	Bank	05/08/01		0.16	0.11	-22.6			
PB 65	Kosi	Chatra	26	50.8	87	9.1	SL 3.8 m	13/07/05	5.7	0.30	0.32	-25.2			36.3
PB 66	Kosi	Chatra	26	50.8	87	9.1	SL 2.8 m	13/07/05	3.4	0.30	0.35	-25.4			44.3
PB 67	Kosi	Chatra	26	50.8	87	9.1	SL 1 m	13/07/05	2.8	0.33	0.40	-25.4			48.2
PB 68	Kosi	Chatra	26	50.8	87	9.1	SL surf	13/07/05	2.6	0.32	0.42	-25.5			48.7
PB 70	Kosi	Chatra	26	50.8	87	9.1	Bank	13/07/05		0.14	0.05	-23.6			
BR 331	Kosi	Dumarighat	25	32.4	86	43.3	Bank	10/05/04		0.31	0.33	-21.8			
BR 102	Kosi	confluence	25	25.1	87	13.7	SL 6.5 m	05/08/01		0.22	0.14	-23.5			
BR 103	Kosi	confluence	25	25.1	87	13.7	BL	05/08/01		0.16	0.04	-23.3			
Mainstream															
BR 351	Ganga	Allahabad	25	26.0	81	53.0	Bank	14/05/04		0.29	0.32	-21.6			
BR 140	Ganga	Varanasi	25	18.4	83	0.6	SL 1.5 m	10/08/01	0.4	0.32	0.73	-21.2			
BR 139	Ganga	Varanasi	25	18.1	83	0.5	SL 3 m	10/08/01	0.7	0.31	0.72	-21.2			
BR 138	Ganga	Varanasi	25	18.3	83	0.6	SL 6 m	10/08/01	1.1	0.25	0.54	-21.3			
BR 137	Ganga	Varanasi	25	18.1	83	0.5	SL 8 m	10/08/01	1.5	0.19	0.36	-21.3			
BR 136	Ganga	Varanasi	25	17.9	83	0.6	BL 4.5 m	10/08/01		0.09	0.02	-25.0			
BR 144	Ganga	Varanasi	25	19.1	83	1.5	BL 15 m	10/08/01		0.15	0.05	-23.9			
BR 122	Ganga	Patna	25	37.4	85	9.2	SL 1.5 m	08/08/01	1.0	0.28	0.56	-22.1			64.9
BR 120	Ganga	Patna	25	37.5	85	9.1	SL 3.5 m	08/08/01	1.2	0.25	0.56	-22.2			55.9
BR 119	Ganga	Patna	25	37.5	85	9.0	SL 5.2 m	08/08/01	1.1	0.27	0.53	-21.9			59.1
BR 121	Ganga	Patna	25	37.4	85	9.1	SL 6.1 m	08/08/01	1.1	0.27	0.54	-22.0			62.5
BR 125	Ganga	Patna	25	37.4	85	8.8	SL 6.2 m	08/08/01	0.5	0.40	0.96	-22.0			80.9
BR 118	Ganga	Patna	25	37.5	85	9.1	SL 7.8 m	08/08/01	3.1	0.15	0.21	-22.6			14.6
BR 124	Ganga	Patna	25	37.4	85	8.8	BL 7 m	08/08/01		0.11	0.03	-24.3			1.4
BR 303	Ganga	Patna	25	37.4	85	9.1	SL 6.7 m	07/05/04	0.2	0.12	0.20	-26.4			
BR 304	Ganga	Patna	25	37.4	85	9.1	SL 3.4 m	07/05/04	0.2	0.12	0.21	-26.2			
BR 306	Ganga	Patna	25	37.4	85	9.1	Bank	07/05/04		0.10	0.03	-24.3			
BR 314	Ganga	Barauni	25	22.8	85	59.9	Bank	08/05/04		0.29	0.42	-22.5			
BR 109	Ganga	Manihari	25	18.5	87	36.0	SL 1.5 m	06/08/01	1.1	0.30	0.57	-21.8			
BR 108	Ganga	Manihari	25	18.5	87	36.0	SL 5.2 m	06/08/01	1.2	0.29	0.61	-22.4			
BR 107	Ganga	Manihari	25	18.2	87	36.2	SL 10.8 m	06/08/01	2.3	0.25	0.53	-22.7			
BR 106	Ganga	Manihari	25	18.1	87	36.3	Bank	06/08/01		0.13	0.07	-23.3			
BR 104	Ganga	Manihari	25	19.0	87	36.2	SL 4.3 m	06/08/01	3.1	0.22	0.42	-22.3			
BR 105	Ganga	Manihari					SL 5.6 m	06/08/01		0.17	0.26	-22.7			
BGP 7 †	Ganga	Rajshahi	24	21.5	88	36.5	SL surf	02/08/93	1.1	0.37	0.71	-21.7			
BGP 5 †	Ganga	Rajshahi	24	21.5	88	36.5	BL	02/08/93		0.21	0.19	-22.3			
BGP 6 †	Ganga	Rajshahi	24	21.5	88	36.5	BL	02/08/93		0.12	0.05	-24.5			
BGP 68	Ganga	Rajshahi	24	21.5	88	36.5	BL	02/08/93		0.11	0.05	-23.5			
BR 212	Ganga	Harding bridge	24	3.7	89	1.6	SL 1 m	16/07/02	0.6	0.38	0.66	-22.0			81.9
BR 211	Ganga	Harding bridge	24	3.6	89	1.7	SL 3.5 m	16/07/02	0.8	0.34	0.62	-22.4			74.9
BR 209	Ganga	Harding bridge	24	3.8	89	1.6	SL 5 m	16/07/02	0.7	0.35	0.67	-22.3			75.5
BR 208	Ganga	Harding bridge	24	3.8	89	1.6	SL 10 m	16/07/02	0.7	0.34	0.62	-22.1			71.9
BR 210	Ganga	Harding bridge	24	3.8	89	1.6	SL 17 m	16/07/02	1.2	0.28	0.47	-22.4			52.8
BR 214	Ganga	Harding bridge	24	3.6	89	1.7	BL 22 m	16/07/02		0.14	0.10	-22.8			12.4
BR 417	Ganga	Harding bridge	24	1.4	89	2.0	SL surf*	13/07/04		0.38	0.53	-21.0			80.5
BR 415	Ganga	Harding bridge	24	1.4	89	2.0	SL surf	13/07/04	0.8	0.38	0.53	-21.1			77.8
BR 414	Ganga	Harding bridge	24	1.3	89	2.1	SL 2 m	13/07/04	1.0	0.33	0.46	-20.9			69.4
BR 413	Ganga	Harding bridge	24	1.3	89	2.3	SL 4 m	13/07/04	1.3	0.29	0.42	-20.6			62.0
BR 412	Ganga	Harding bridge	24	1.4	89	2.4	SL 6.5 m	13/07/04	1.5	0.28	0.38	-21.2			55.1
BR 411	Ganga	Harding bridge	24	1.5	89	2.3	SL 9 m	13/07/04	2.9	0.21	0.22	-21.4			31.8
BR 418	Ganga	Harding bridge	24	1.4	89	2.0	BL 10 m	13/07/04		0.13	0.03	-22.7			1.2
BR 515	Ganga	Harding bridge	24	2.3	89	2.0	SL surf	23/07/05	0.9	0.37	0.71	-20.7	34.8	26.0	86.5
BR 514	Ganga	Harding bridge	24	2.3	89	2.0	SL 2.5 m	23/07/05	1.4	0.32	0.57	-20.6			
BR 513	Ganga	Harding bridge	24	2.3	89	2.0	SL 5 m	23/07/05	1.7	0.28	0.45	-21.0	21.3	16.7	65.8
BR 512	Ganga	Harding bridge	24	2.3	89	2.0	SL 7 m	23/07/05	1.8	0.27	0.42	-21.0			
BR 511	Ganga	Harding bridge	24	2.3	89	2.0	SL 10 m	23/07/05	2.4	0.24	0.32	-21.4	17.4		

Table 4.4 (continued)

Sample #	River	Locality	Latitude		Longitude		Type	Date	TSS	Al/Si	TOC*	$\delta^{13}C_{org}$	SA	External SA	< 25 μm
			°N	min	°E	min									
Brahmaputra basin															
Secondary tributaries															
BR 25	Ranga Nadi		27	12.2	94	3.5	Bank	29/10/99		0.12	0.31	-24.1			
BR 58	Ranga Nadi		27	12.3	94	3.6	Bank	27/07/01		0.10	0.15	-23.6			
BR 35	Puthimari		26	22.0	91	39.2	Bank	30/10/99		0.15	1.26	-22.8			
BR 69	Puthimari		26	22.0	91	39.2	SL surf	30/07/01		0.28	1.50	-23.6			
BR 70	Puthimari		26	22.0	91	39.2	Bank	30/07/01		0.15	0.88	-23.3			
BR 76	Tipkai		26	13.1	90	8.3	Bank	30/07/01		0.09	0.02	-21.1			
BR 27	Jia Bhareli		26	48.6	92	52.6	Bank	29/10/99		0.15	0.34	-22.5			
BR 63	Jia Bhareli		26	48.6	92	52.8	SL surf	29/07/01		0.22	1.16	-24.5			
BR 64	Jia Bhareli		26	48.6	92	52.8	Bank	29/07/01		0.12	0.60	-23.2			
Trans-Himalayan rivers															
BR 59	Siang		28	4.7	95	20.2	SL surf	28/07/01		0.26	0.33	-23.7			
BR 60	Siang		28	4.7	95	20.2	Bank	28/07/02		0.18	0.05	-19.9			
BR 21	Subansiri		27	26.9	94	15.1	Bank	28/10/99		0.12	0.15	-22.5			
BR 61	Subansiri		27	26.7	94	15.4	SL surf	28/07/01		0.28	0.77	-26.3			
BR 62	Subansiri		27	26.7	94	15.4	Bank	28/07/01		0.14	0.17	-22.6			
BR 33	Manas		26	29.7	90	55.0	Bank	30/10/99		0.14	0.15	-23.8			
BR 71	Manas		26	29.7	90	55.2	SL surf	30/07/01		0.25	0.45	-24.5			
BR 72	Manas		26	29.7	90	55.2	Bank	30/07/01		0.13	0.09	-22.6			
BGP 11 †	Tista	Kaunia	25	47.5	89	26.2	Bank	04/08/93		0.20	0.10	-23.7			
BGP 76	Tista	Kaunia	25	47.5	89	26.2	Bank	07/03/94		0.24	0.15	-23.7			
Mainstream															
BR 29	Brahmaputra	Tezpur bg.	26	36.7	92	51.2	Bank	29/10/03		0.16	0.13	-22.9			
BR 65	Brahmaputra	Tezpur bg.	26	36.7	92	51.2	SL surf	29/07/01		0.30	0.82	-24.3			
BR 66	Brahmaputra	Tezpur bg.	26	36.7	92	51.2	BL	29/07/01		0.18	0.13	-22.4			
BR 8	Brahmaputra	Guwahati	26	11.2	91	44.3	SL 5 m	25/10/99	1.2	0.26	0.46	-25.5			
BR 7	Brahmaputra	Guwahati	26	11.2	91	44.3	SL 5 m	25/10/99	2.5	0.22	0.21	-25.3			
BR 6	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	44.2	SL surf	25/10/99	0.8	0.32	0.74	-24.7			
BR 2	Brahmaputra	Guwahati	26	11.5	91	44.4	SL 5 m	25/10/99		0.25	0.46	-24.9			
BR 4	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	44.2	SL 10.5 m	25/10/99	1.8	0.24	0.30	-24.7			
BR 3	Brahmaputra	Guwahati	26	11.5	91	44.4	SL 11 m	25/10/99	0.8	0.28	0.49	-24.5			
BR 9	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	45.0	Bank	25/10/99		0.18	0.08	-23.1			
BR 55	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	44.2	SL surf	26/07/01		0.32	0.62	-23.9			
BR 54	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	44.2	SL 5 m	26/07/01		0.32	0.67	-23.9			
BR 53	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	44.2	SL 10 m	26/07/01		0.22	0.37	-23.8			
BR 52	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	44.2	SL 15 m	26/07/01		0.22	0.29	-23.7			
BR 56	Brahmaputra	Guwahati	26	11.6	91	44.2	BL	26/07/01		0.19	0.09	-23.4			
BR 73	Brahmaputra	Dhubri	26	1.1	89	59.8	SL surf	30/07/01		0.33	0.68	-23.5			
BR 74	Brahmaputra	Dhubri	26	1.1	89	59.8	BL	30/07/01		0.16	0.05	-22.3			
BGP 18 †	Brahmaputra	Chilmari	25	33.0	89	43.2	SL surf	05/08/96	0.4	0.33	0.59	-23.0			
BGP 82 †	Brahmaputra	Chilmari	25	33.0	89	43.2	BL	07/03/94		0.16	0.05	-22.2			
BGP 14 †	Brahmaputra	Chilmari	25	33.0	89	43.2	BL	05/08/93		0.19	0.22	-22.9			
BR 401	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.4	89	43.6	SL 6.5 m	11/07/04	4.3	0.23	0.26	-23.3			25.2
BR 405	Brahmaputra	Sirajganj	24	27.5	89	43.7	SL 5 m	12/07/04	6.0	0.22	0.22	-23.2			17.8
BR 406	Brahmaputra	Sirajganj	24	27.6	89	43.7	SL 3 m	12/07/04	3.1	0.24	0.32	-22.0			36.1
BR 407	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.0	89	43.5	11 m	12/07/04	6.4	0.22	0.26	-23.0	3.6	3.6	19.0
BR 408	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.1	89	43.5	SL 1.5 m	12/07/04	1.8	0.29	0.44	-23.0			51.8
BR 409	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.1	89	43.5	SL surf	12/07/04	1.3	0.32	0.54	-23.1	7.6	7.6	65.8
BR 402	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.4	89	43.6	SL surf*	11/07/04		0.32	0.50	-22.5			65.4
BR 459	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.2	89	43.9	SL surf*	23/07/04		0.37	0.64	-23.9			87.2
BR 457	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.5	89	43.7	SL surf	23/07/04	1.3	0.36	0.69	-23.9			81.4
BR 456	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.4	89	43.6	SL 3 m	23/07/04	2.9	0.28	0.45	-23.5			50.6
BR 455	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.0	89	43.8	SL 6 m	23/07/04	2.4	0.29	0.50	-23.9			54.7
BR 454	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.3	89	43.5	SL 9 m	23/07/04	6.2	0.22	0.29	-23.6			23.6
BR 460	Brahmaputra	Sirajganj	24	28.4	89	43.7	BL 10 m	23/07/04		0.17	0.04	-22.1			1.7
BR 450	Brahmaputra	Sirajganj	24	30.9	89	44.1	BL	23/07/04		0.31	0.68	-24.1			66.2
BR 453	Brahmaputra	Sirajganj	24	27.4	89	43.7	BL	23/07/04		0.22	0.19	-23.1			
BR 500	Brahmaputra	Sirajganj	89	44.6	24	28.6	SL surf*	21/07/05		0.31	0.58	-23.5			
BR 501	Brahmaputra	Sirajganj	89	44.6	24	28.6	SL 6.5 m	22/07/05	2.0	0.29	0.51	-23.7			44.2
BR 502	Brahmaputra	Sirajganj	89	44.6	24	28.6	SL 2.5 m	22/07/05	0.8	0.33	0.59	-23.9			
BR 503	Brahmaputra	Sirajganj	89	44.6	24	28.7	BL 7.5 m	22/07/05		0.18	0.11	-23.2	1.8	1.3	
BR 504	Brahmaputra	Sirajganj	89	43.9	24	28.4	SL 9.8 m	22/07/05	2.3	0.25	0.37	-24.3	5.2	5.2	39.8
BR 505	Brahmaputra	Sirajganj	89	43.7	24	28.4	SL 7 m	22/07/05	2.1	0.27	0.40	-23.9			55.4
BR 506	Brahmaputra	Sirajganj	89	43.8	24	28.4	SL 5 m	22/07/05	1.6	0.29	0.49	-23.4	6.5	6.5	
BR 507	Brahmaputra	Sirajganj	89	43.8	24	28.4	SL 2.8 m	22/07/05	1.4	0.32	0.53	-23.6			
BR 508	Brahmaputra	Sirajganj	89	43.8	24	28.4	SL surf	22/07/05	0.8	0.36	0.64	-24.1	8.9	8.9	78.1
BR 509	Brahmaputra	Sirajganj	89	43.8	24	28.4	BL 10 m	22/07/05		0.15	0.05	-21.8			1.4
BR 205	Brahmaputra	Sirajganj	24	23.9	89	47.8	SL surf	15/07/02	1.2	0.31	0.57	-23.0			64.3
BR 204	Brahmaputra	Sirajganj	24	24.2	89	47.8	SL 2 m	15/07/02		0.27	0.53	-23.4			50.0
BR 201	Brahmaputra	Sirajganj	24	23.4	89	47.8	SL 6 m	15/07/02		0.26	0.52	-23.6			44.3
BR 202	Brahmaputra	Sirajganj	24	23.1	89	47.9	SL 9.5 m	15/07/02	1.4	0.21	0.29	-23.0			16.4
BR 203	Brahmaputra	Sirajganj	24	23.0	89	47.9	SL 11.5 m	15/07/02	5.9	0.19	0.14	-23.3			
BR 206	Brahmaputra	Sirajganj	24	23.1	89	47.8	BL 12 m	15/07/02		0.20	0.06	-22.7			2.5
BR 207	Brahmaputra	Sirajganj					SL 1 m	15/07/02		0.23	0.25	-23.6			
BGP 3 †	Brahmaputra	Aricha Ghat	23	50.0	89	46.1	SL surf	01/08/96	0.3	0.37	0.72	-22.9			

SL = suspended sediment with depth of sampling, surf = surface sediment, * = sediment obtained by settling + filtration, BL = bed sediment.

SA = specific area, External SA = specific area corrected for the microporosity (see text)

TOC* and Al/Si of Bangladesh river sediments presented in this study are from Galy et al. (2007). Samples marked with a † are from Aucour et al (2006).

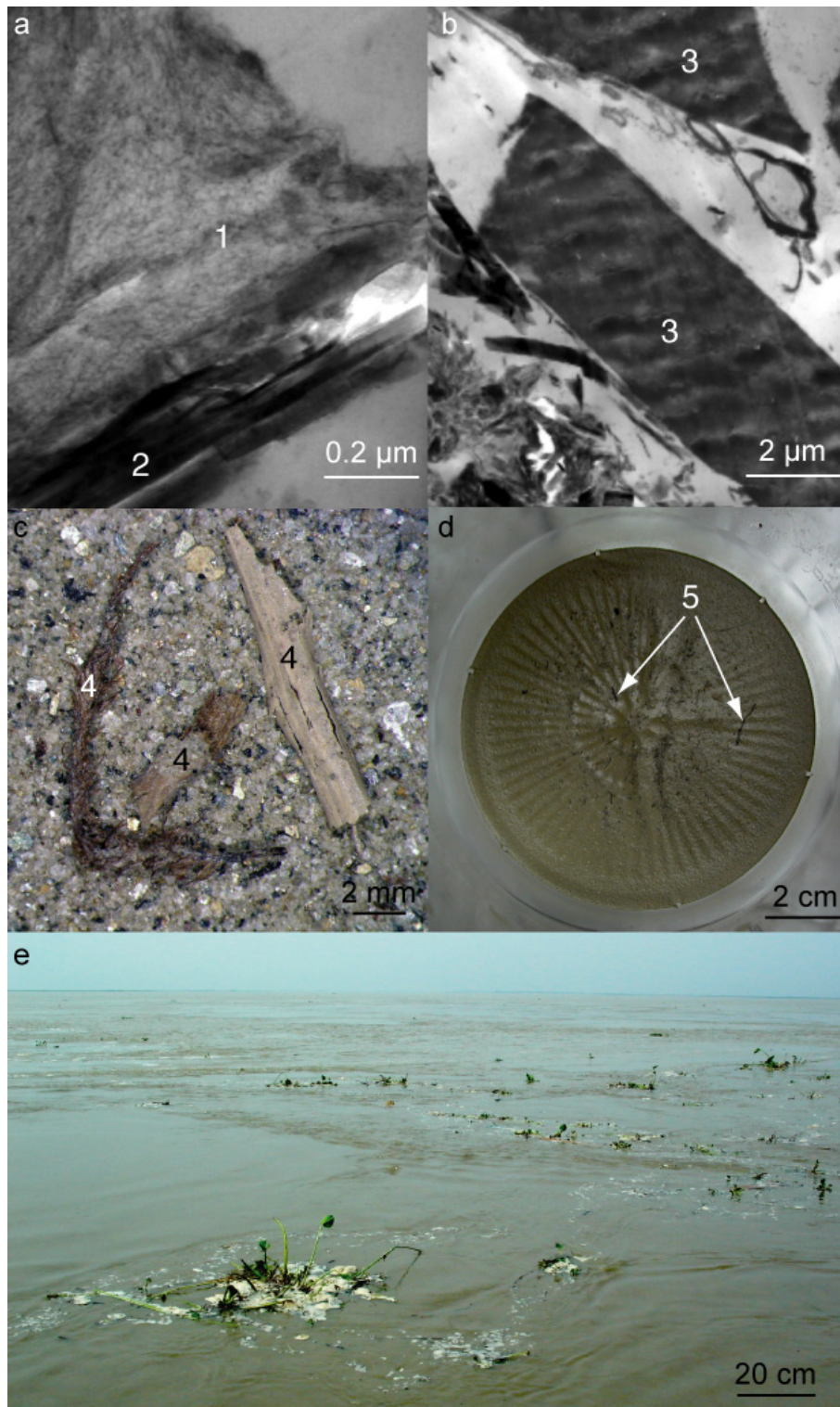


Figure 4.12: Typical Transmitted Electron Microscope (a,b), binocular (c) and natural (d,e) photographs illustrating different forms and size of organic matter found in G-B river sediments. a: organo-mineral aggregate composed of granular organic matter (1) and phyllosilicate sheets (2) observed in surface suspended sediment of the Ganga. b: Micrometric polyphenol (brown pigment, 3) present as an independent particle of organic matter in surface suspended sediment of the Ganga. c: Plant macro-debris (4) observed in coarse suspended sediment sampled near the bottom of the Brahmaputra. d: Photograph of filtered suspended sediment sampled near the bottom of the Lower Meghna showing plant macro-debris (5). e: Large plant rafts floating at the surface of the Brahmaputra (Sirajganj, Bangladesh) during the 2005 monsoon.

Bottom and coarse-grained sediment, almost systematically contain macroscopic vegetal debris that are more or less decomposed. Such debris is absent in upper (fine-grained) sediments in spite of the presence of plant raft floating at the surface. In upper sediments, transmitted electron microscope (TEM) observations on resin-embedded samples reveal that microscopic C_{org} fragments are present aggregated to mineral particles as well as independent particles.

3.1 Relation between Corg content and Al/Si

Details of the major relationships described in this study (best fit parameters and statistical relevance) are listed in the Electronic Annex Table 4.6.

The whole set of sediment samples from large rivers (mountainous and floodplain rivers) defines a clear positive correlation between TOC^+ and Al/Si (mol:mol), as previously observed for Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna sediments in Bangladesh (GALY et al., 2007b). This relationship allows comparison of the C_{org} loading (i.e. the TOC^+ for a constant Al/Si ratio) of different rivers or sampling sites.

3.1.1 Ganga basin

Reported in a TOC^+ versus Al/Si diagram, sediments from Himalayan rivers, floodplain rivers as well as Ganga define positive linear correlations (fig. 4.13). Each sampling site defines an individual trend but the overall variability in their slope is limited and they tend to converge towards similar TOC^+ value (< 0.05 %) for low Al/Si ratios. Among the Large Trans-Himalayan tributaries, Narayani and Kosi have very comparable C_{org} loading. The Karnali seems to have significantly higher loading (based on a single suspended sediment). Large tributaries of the Narayani sampled in the Himalayan range have comparable C_{org} loading to the Narayani at the outflow of the Himalaya. Detailed depth sampling on the Ganga river at different locations from Varanasi downstream to Harding Bridge also define distinct trends showing that C_{org} loading is not absolutely constant throughout the river course. Nevertheless, samples collected during three different monsoons at Harding Bridge define highly similar trends suggesting a rather constant C_{org} loading at the outflow of the basin.

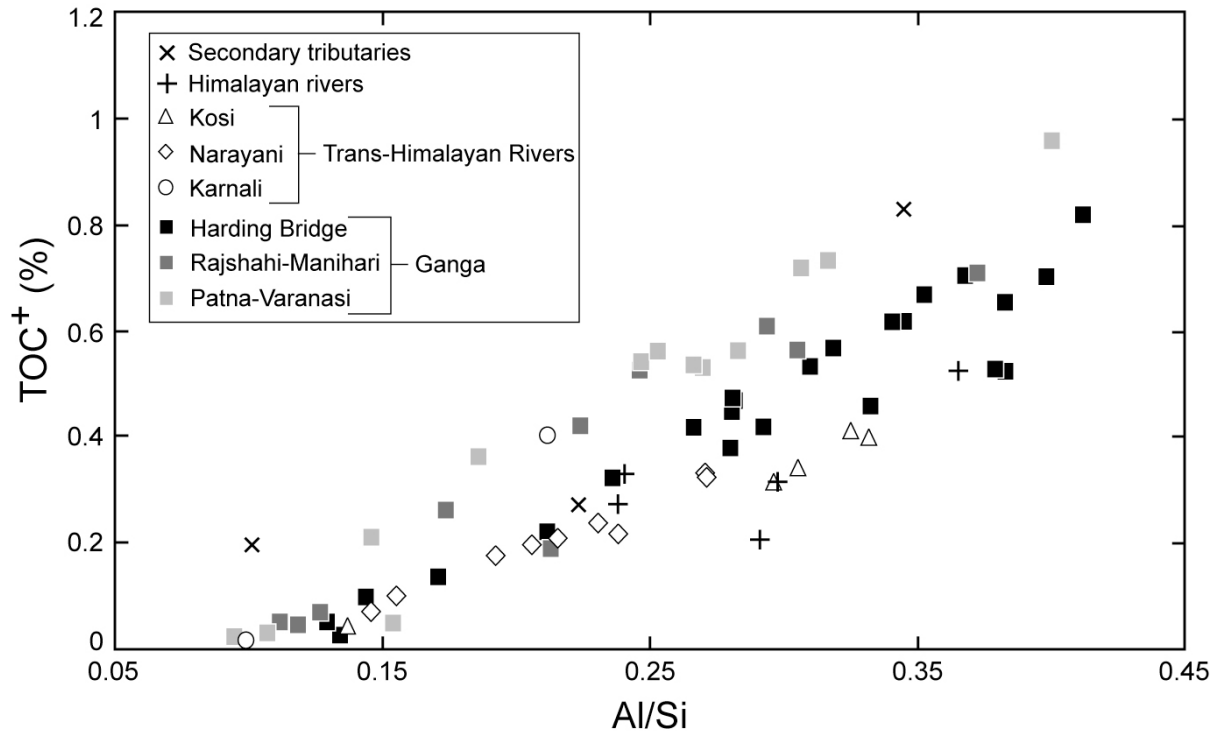


Figure 4.13: Total C_{org} content of river sediments from the Ganga basin as a function of their Al/Si ratio. Different samplings define comparable positive linear relation between TOC^+ and Al/Si indicating similar control of the C_{org} loading in the basin. The slope of these trends characterises the C_{org} loading which is defined as $TOC^+/(Al/Si)$ (see Electronic Annex Table 1). The Ganga in the Western floodplain (Varanasi and Patna), the Karnali river as well as secondary tributaries have the highest C_{org} loading.

3.1.2 Brahmaputra basin

The Brahmaputra at Sirajganj was sampled in detail four times during the 2002, 2004 and 2005 monsoons. The four sets of samples define a unique trend in the TOC^+ versus Al/Si diagram indicating constant C_{org} loading (fig. 4.14). Sediments from the Brahmaputra mainstream sampled along its course in the plain are consistent and have comparable or slightly higher C_{org} loading than the Brahmaputra at Sirajganj. Sediments of the four Trans-Himalayan tributaries of the Brahmaputra define distinct trends in the TOC^+ versus Al/Si diagram. The Siang and the Tista rivers have comparable C_{org} loading, slightly lower than that of the mainstream. Sediments from the Subansiri and the Manas have higher C_{org} loading than mainstream sediments. Secondary Himalayan tributaries are all very distinct from the Transhimalayan tributaries and the mainstream with C_{org} loading 4 to 5 times higher.

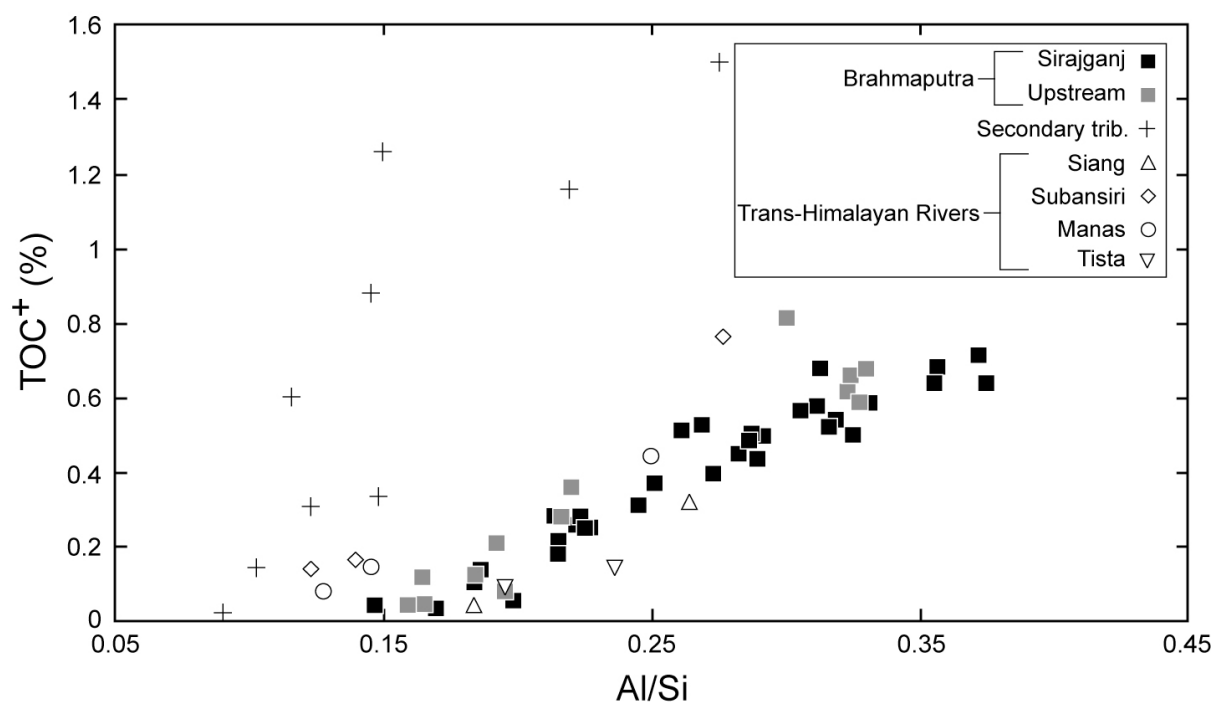


Figure 4.14: Total C_{org} content of river sediments from the Brahmaputra basin as a function of their Al/Si ratio. Different samplings define positive linear relation between TOC^+ and Al/Si ratio, the slope of these trends represents the C_{org} loading (see Electronic Annex Table 1). Brahmaputra and Trans-Himalayan rivers have comparable C_{org} loading while secondary tributaries clearly have higher C_{org} loading.

3.2 Grain size

In the Shepard's diagram (not shown), river sediments from the G-B system can be classified as silt, silty sand, sandy silt and sand. Bed sediments are coarser than suspended sediments and fall in the range of pure sand. Surface suspended sediments are the finest and fall in the range of pure silt. The proportion of clay ($< 2 \mu\text{m}$) is always limited and reaches a maximum of ca. 10 % in surface suspended sediments. Bed and surface suspended sediments generally have uni-modal grain size distribution whose respective mode is $> 100 \mu\text{m}$ and $< 50 \mu\text{m}$. Suspended sediments at intermediate depth have bi-modal distributions realising a continuum between the surface suspended sediment and the bed sediment (fig. 4.15).

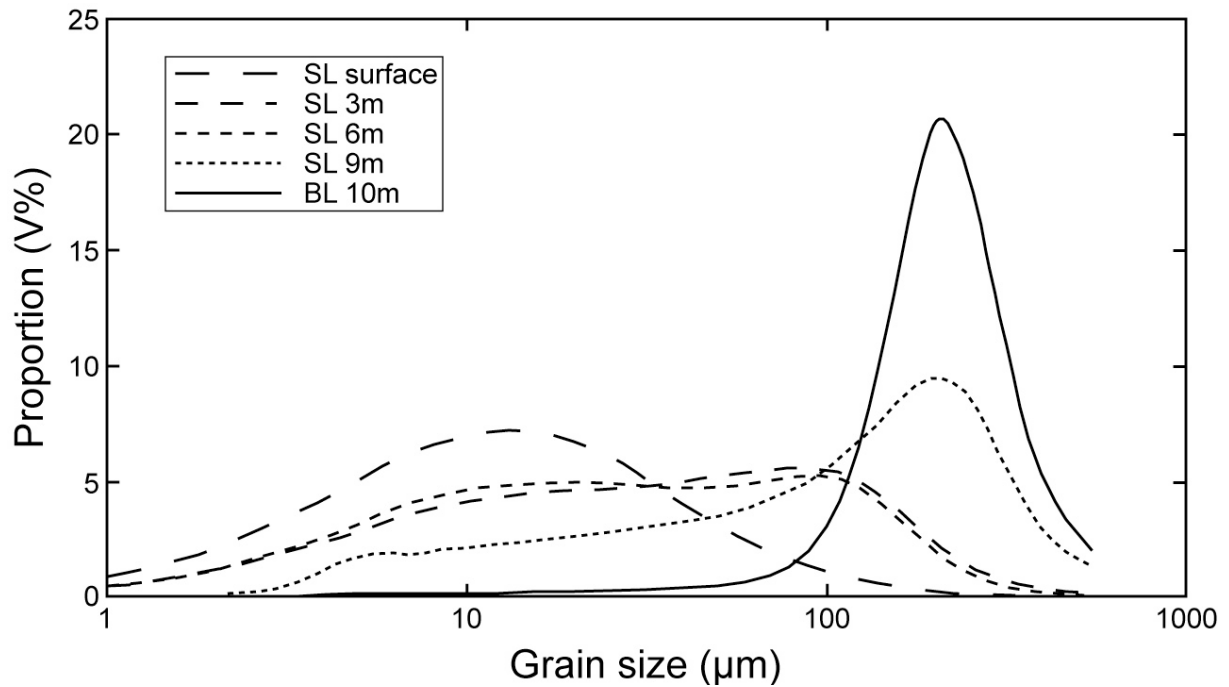


Figure 4.15: Evolution of grain size distribution with sampling depth for suspended (SL) and bed (BL) sediments of the Brahmaputra at Sirajganj (Bangladesh). Surface and bed sediments have unimodal distributions. Suspended sediments from intermediate depth have bimodal distributions forming a continuum between surface and bed sediment distributions.

For the whole set of sediment, TOC^+ is correlated with the proportion of fine particles. The data are best modelled by a power curve, although the deviation from linearity is small. The proportion of $< 25 \mu\text{m}$ particles gives the best correlation between TOC^+ and grain size (fig. 4.16). Sediments from the Brahmaputra and the Ganga in Bangladesh define distinct trends. For a given proportion of fine particles, Brahmaputra sediments have slightly higher TOC^+ than Ganga sediments. In such a diagram, suspended sediments from the Kosi and Narayani river are comparable with suspended sediments from the Ganga in Bangladesh. However, suspended sediment from the Karnali as well as Ganga sediments sampled in the Indian floodplain (Patna) have slightly higher relative C_{org} content and appear to be more comparable with sediments from the Brahmaputra.

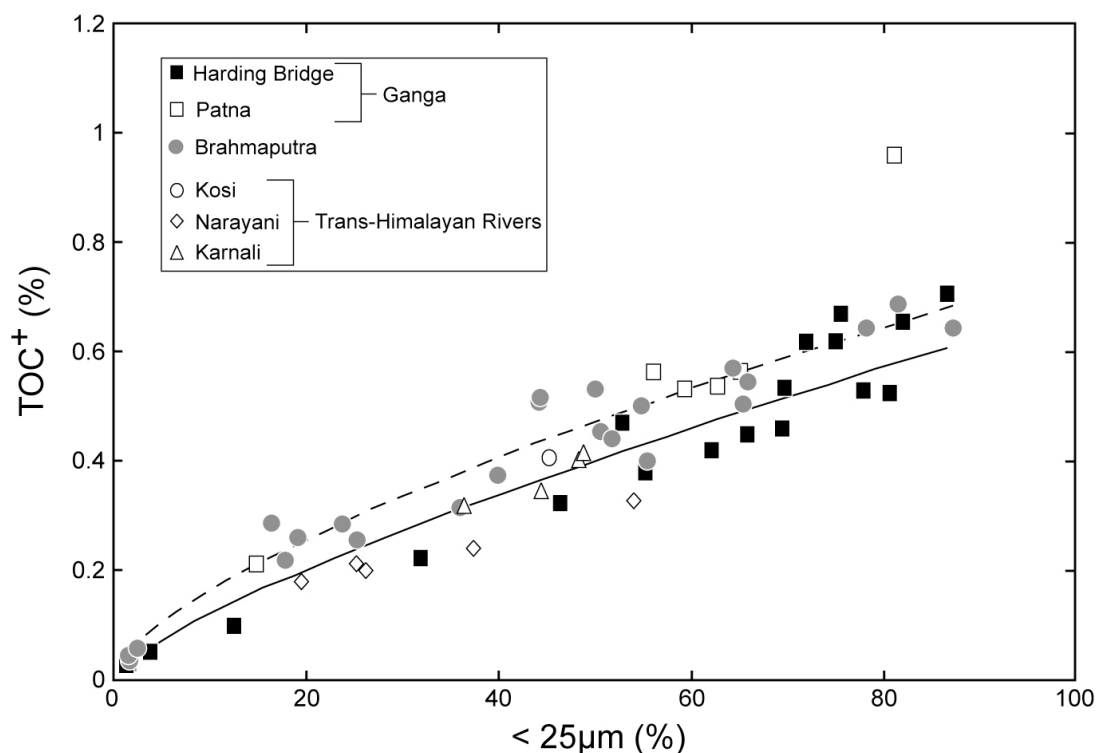


Figure 4.16: Total C_{org} content of river sediments from the G-B system as a function of the proportion of fine (< 25 μm) particles. Different samplings define positive relation between TOC^+ and the proportion of fine particles. Best fit defined by sediments of Ganga (black line) and Brahmaputra (dashed line) in Bangladesh indicate comparable grain size control of the C_{org} content.

3.3 Sediment load

During the monsoon, G-B rivers have high total suspended sediment concentration (TSS). There is however a large variability from 0.3 to 10.2 g/l. TSS are generally higher at the base of the range than in the floodplain, mostly related to more turbulent and powerful flow. Depth sampling profiles show a quasi-linear increase of TSS with depth ((Galy et al., 2007b), table 4.4), both at the base of the range and in the floodplain. For instance, in the Narayani at the base of the range, TSS increase from 2.9 g/l at the surface to 10.2 g/l near the bottom. This illustrates the large sorting process affecting the sediments during fluvial transport.

Corg content of suspended sediments generally decreases with increasing TSS. In a $1/\text{TOC}^+$ versus TSS diagram, sediments from the Ganga and Brahmaputra basins define similar positive trends characterized by higher scatter for high TSS values (Electronic Annex fig. 4.24). The intercept of these trends when TSS tends to 0 is greater than 0.01, indicating that these relationships are not attributable to pure dilution effects (see EA).

3.4 Specific area

BET specific area has been measured for selected samples of the Ganga and Brahmaputra in Bangladesh. Specific areas range between 1.3 and 34.8 m²g⁻¹. Bed sediments from the Ganga and the Brahmaputra have very low values, respectively 1.3 and 1.8 m²g⁻¹. Suspended sediments have higher specific area, ranging between 3.6 and 8.9 m²g⁻¹ for Brahmaputra suspended sediments and between 17.4 and 34.3 m²g⁻¹ for Ganga suspended sediments. This is consistent with the mineralogy of the clay fraction in these rivers since Ganga sediments carry more than 50 % of smectite whereas Brahmaputra sediments have clays dominated by illite with negligible proportion of smectite (HEROY et al., 2003). Ganga and Brahmaputra sediments present very different N₂ adsorption-desorption isotherms revealing contrasting pore size distributions (fig. 4.17). We determined the proportions of micropores (< 2 nm) using the *t*-plot method. Brahmaputra sediments have a negligible proportion of micropores, whereas they represent 19 to 25 % of the total surface area in Ganga sediments.

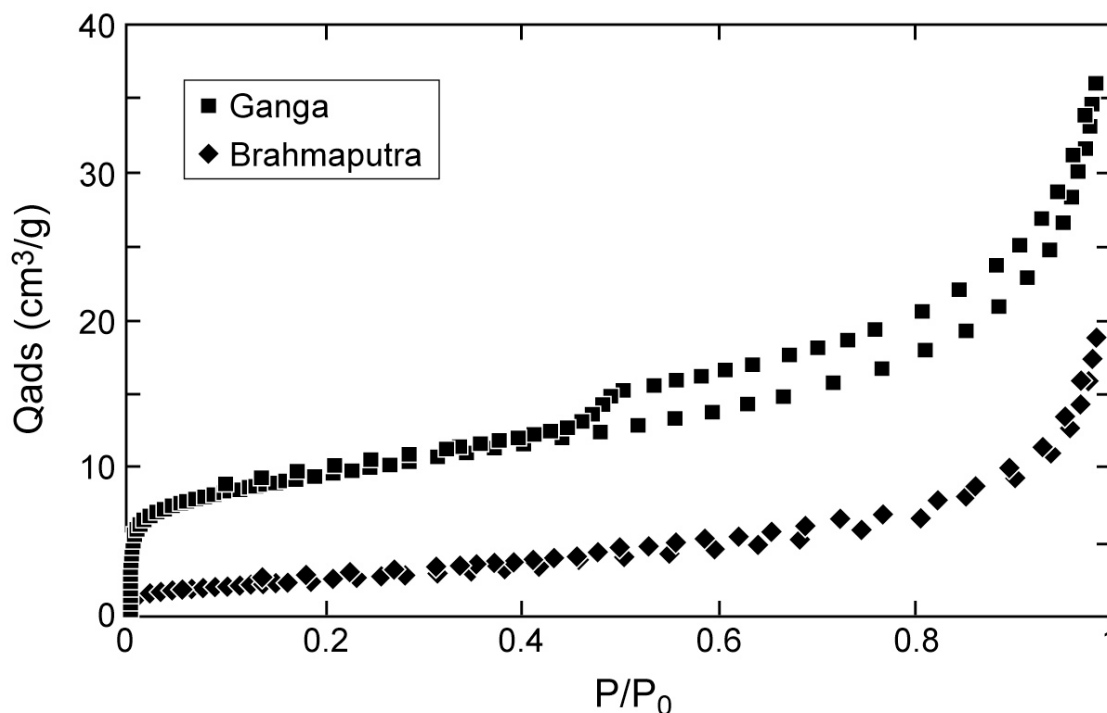


Figure 4.17: N₂ adsorption-desorption isotherms for surface suspended sediment of the Ganga and Brahmaputra in Bangladesh having similar Al/Si ratio. The shape of the isotherms for very low P/P_0 indicate different pore size repartition. Brahmaputra sediments have negligible proportion of micropores (< 2 nm) while they account for ca. 20 % of the total specific area in Ganga sediments.

Specific area corrected for the surface associated to micropores represents the external specific area. Ganga suspended sediments have external specific areas ranging from 13.7 to 26.0 m^2g^{-1} , i.e. still significantly higher than that of Brahmaputra suspended sediments. TOC^+ and specific area are well correlated but Ganga and Brahmaputra sediments define very distinct trends (fig. 4.18). Brahmaputra and Ganga suspended sediments have respective TOC^+/SA ratios of 0.73 ± 0.02 and $0.20 \pm 0.01 \text{ mgCg}^{-1}$. For Ganga suspended sediments this ratio increases to $0.23 \pm 0.02 \text{ mgCg}^{-1}$ when calculated using external specific area.

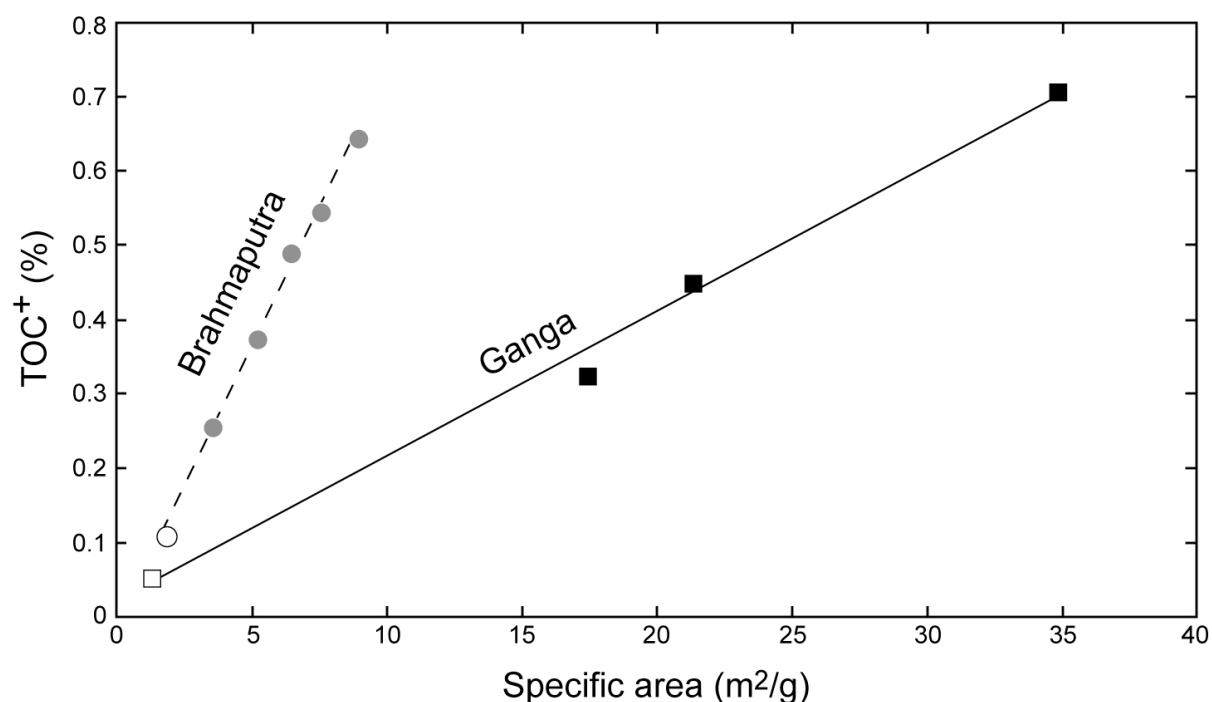


Figure 4.18: Total C_{org} content of Ganga and Brahmaputra bed (open symbol) and suspended (filled symbols) sediments in Bangladesh as a function of their total specific area. Suspended sediments of the Ganga (black line) and Brahmaputra (dashed line) define distinct trends corresponding to respective TOC^+/SA ratio of 0.73 ± 0.02 and $0.20 \pm 0.01 \text{ mgCg}^{-1}$.

3.5 Stable C isotopic composition

3.5.1 Ganga basin

Sediments from the Kosi, Narayani and Karnali rivers at the outlet of the Himalaya have $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values between - 23.6 and - 25.6 ‰. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of bed sediments is higher than that of suspended sediments which are comparatively enriched in C_{org} . In suspended sediments, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value decreases with C_{org} content and for the Kosi and the Narayani the surface suspended sediment is the most ^{13}C depleted (fig. 4.19). Suspended sediments of the Kosi and

Karnali rivers have $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values ca. 1 ‰ lower than suspended sediments of the Narayani river. Suspended sediments of large mountainous rivers of the Narayani basin have variable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value from -25.0 to -22.4 ‰. However, their average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value (-24.3 ‰) is comparable to that of the Narayani at the outflow of the Himalaya. Suspended sediments from the Kosi and the Gandak (name of the Narayani in India) sampled before their confluence with the mainstream of the Ganga have higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (ca. 2 ‰) than at the outlet of the Himalaya. Secondary Himalayan tributaries have $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values from -24.4 to -25.6 ‰, comparable to that of Trans-Himalayan rivers. Suspended sediments from Ganga mainstream have higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ than bed sediments. On the contrary to Himalayan tributaries, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of suspended sediments increases with TOC^+ .

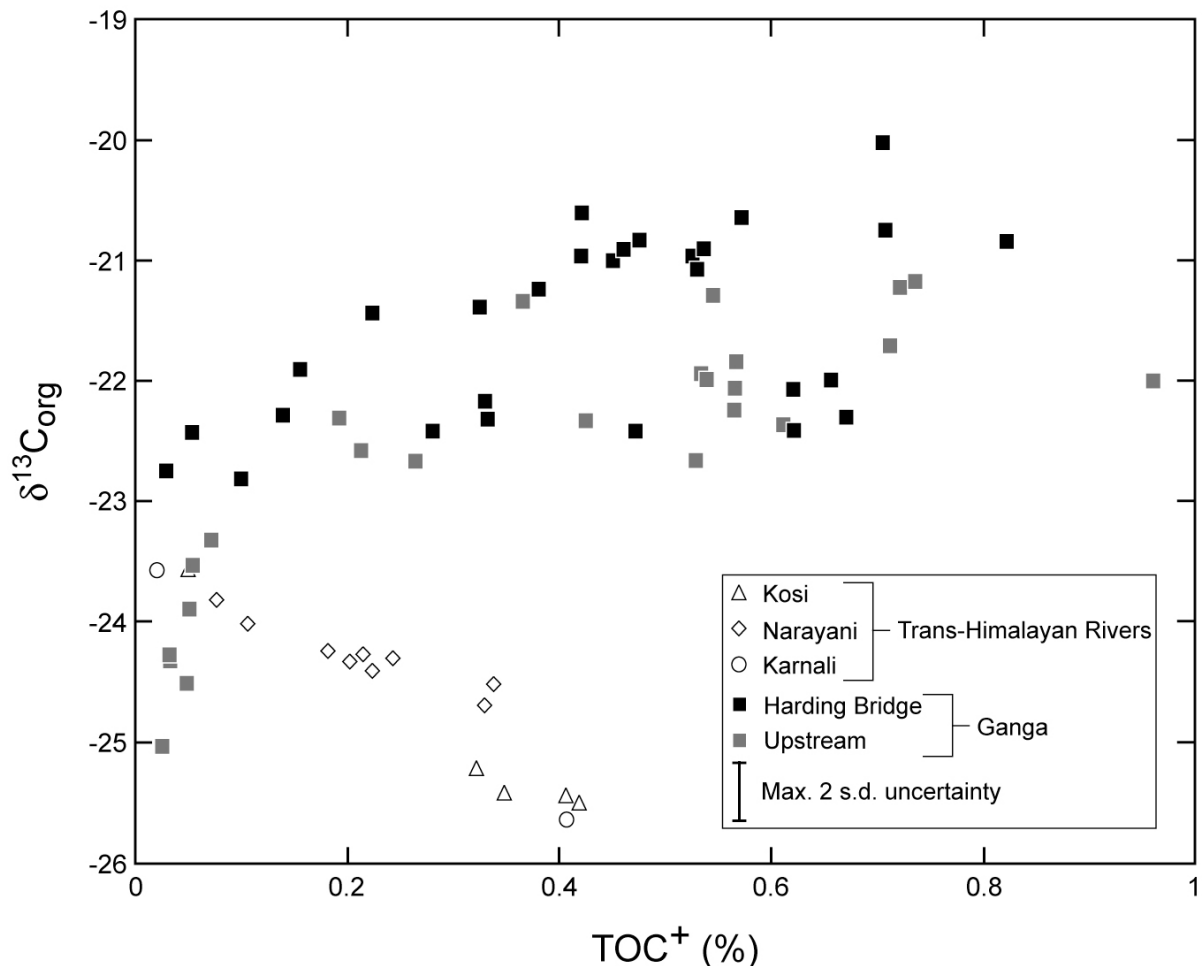


Figure 4.19: Organic carbon stable isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of river sediments from the Ganga basin as a function of their TOC^+ . Trans-Himalayan rivers at the outflow of the Himalayan range and Ganga in the floodplain define distinct trends. C_{org} depleted bed sediments have quite similar $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values while suspended sediments of the Ganga are 3 to 4 ‰ enriched in ^{13}C compared to that of Trans-Himalayan rivers.

Suspended sediments from different locations along the mainstream of the Ganga in the Indian floodplain have variable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ with average values ranging from -21.2 ‰ at Varanasi to -22.3 ‰ at Manihari. The three detailed depth samplings realised at Harding Bridge during the 2002, 2004 and 2005 monsoons show noticeable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ differences from one monsoon to another. The average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of suspended sediments varies from -22.2 ‰ in 2002 to -20.7 ‰ in 2005. Suspended sediments sampled at Harding Bridge therefore have systematically higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values than suspended sediments sampled at the outlet of the Himalaya. Bed sediments dredged at the bottom of the river at Harding Bridge have lower $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ than their corresponding suspended sediments with an average value of -22.5 ‰. Two suspended sediments sampled at Patna during the dry season (May) have very low $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value compared to Ganga suspended sediments sampled during the monsoon; their average value is -26.3 ‰. The total sediment concentration that was 5 to 10 times lower than during the monsoon, as well as the presence of abundant algae in the surface water, indicate that these low $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values derive from a greater contribution of autochthonous organic matter.

3.5.2 Brahmaputra basin

In every river of the Brahmaputra basin, bed sediments have higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values than suspended sediments. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of suspended sediments tends to decrease with increasing C_{org} content and surface suspended sediments generally have the lowest $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value (fig. 4.20). Bed sediments from Trans-Himalayan rivers have variable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values between -19.9 ‰ and -23.7 ‰ with an average value of -22.1 ‰. Suspended sediments from the same rivers also have variable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values between -23.7 ‰ and -26.3 ‰ with an average value of -24.8 ‰. Sediments from secondary Himalayan tributaries tend to have slightly higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, with an average value of -24.0 ‰ for suspended sediments. Suspended sediments from the Brahmaputra mainstream sampled during the monsoon at different locations in the Indian plain have quite comparable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ with an average value of -23.7 ‰. The four detailed depth sampling realised at Sirajganj during the 2002, 2004 and 2005 monsoons show minor $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ differences. The average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value of suspended sediments varies between -22.9 ‰ and -23.8 ‰. The 0.9 ‰ difference between the two detailed samplings performed in July 2004 shows that the composition of suspended sediments may be subject to rapid temporal variations within a week.

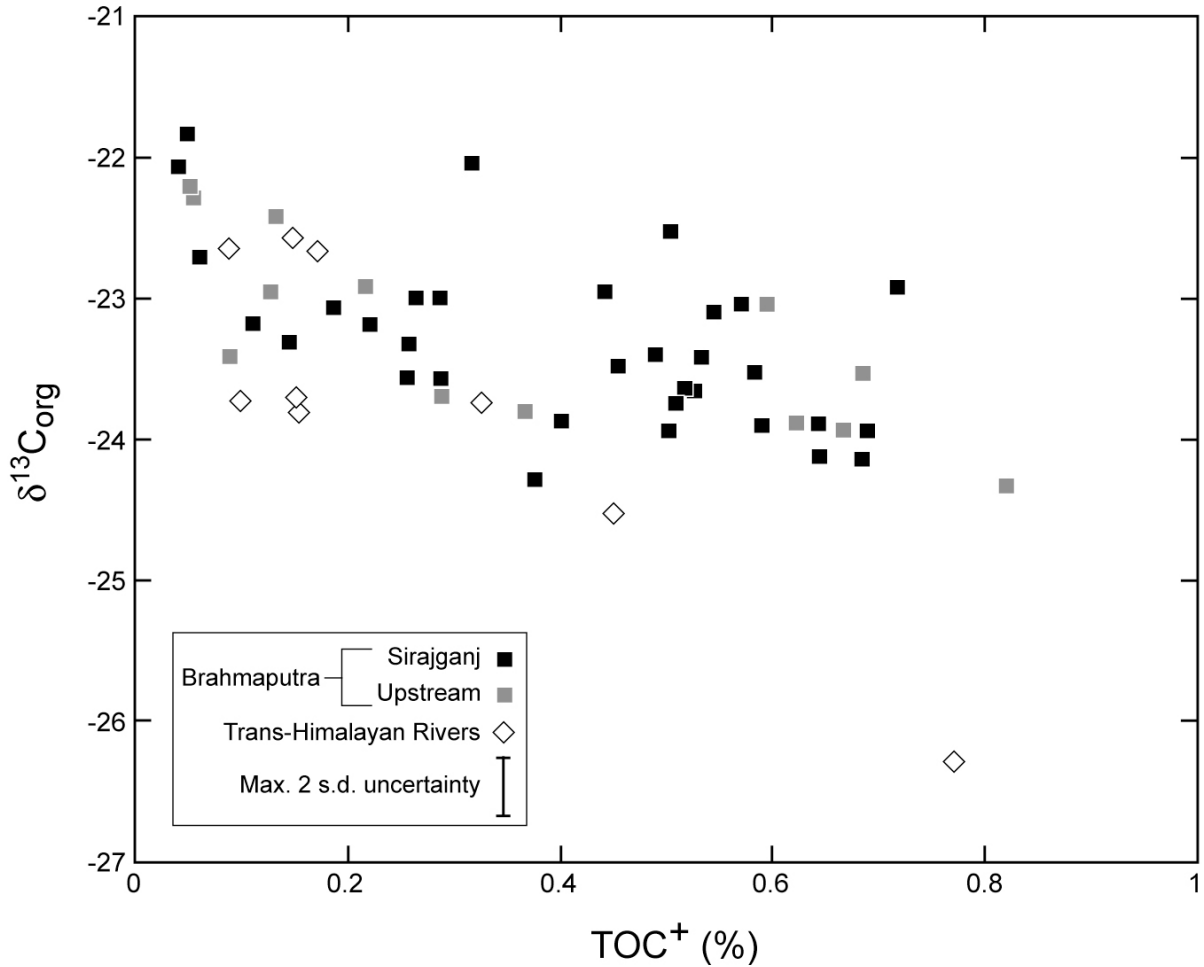


Figure 4.20: Organic carbon stable isotopic composition ($\delta^{13}C_{org}$) of river sediments from the Brahmaputra basin as a function of their TOC^+ . Trans-Himalayan rivers at the outflow of the Himalayan range and Brahmaputra in the floodplain define comparable trends. C_{org} enriched suspended sediments have $\delta^{13}C_{org}$ values 1 to 2 ‰ lower than C_{org} depleted bed sediments.

Suspended sediments from the Brahmaputra at Guwahati (India) sampled at the end of October, i.e. after the monsoon season, have significantly lower $\delta^{13}C_{org}$ than suspended sediments sampled during the monsoon, with an average value of -24.9 ‰. This likely derives from a greater contribution of autochthonous organic matter, as documented for the Ganga during the dry season before the monsoon.

3.5.3 $\delta^{13}C_{org}$ of source rock fossil C_{org}

The gravel sampling allows integration of a considerable number of lithologies over large sub-basins, and provides a good estimate of the average fossil C_{org} eroded from the source rocks and transferred to the river sediments.

Table 4.5: Organic carbon content and stable isotopic composition of gravel samples from Himalayan rivers.

Sample #	River	Locality	Latitude		Longitude		Type	Lithology (a)	Al/Si at:at	TOC ⁺ %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ‰
			°N	min	°E	min					
PB 5	Kali Gandaki	Jomsom	28	47.8	83	45.6		TSS	0.13	0.20	-22.0
PB 19	Lete Kola	confluence	28	37.6	83	37.2		HHC	0.24	0.01	-20.4
PB 22	Rukse Kola	confluence	28	33.3	83	38.3		HHC	0.21	0.08	-28.0
PB 28	Miristi Kola	confluence	28	30.9	83	39.8		HHC	0.23	0.02	-14.6
AR 67	Manas tributary		27	34.8	91	47.5		HHC	0.20	0.05	-22.5
MO 94	Jarang	Muchchok	28	3.5	84	39.5	gravel 2-4mm	LH	0.09	0.02	-24.8
MO 102	Marsel Kola	confluence	28	2.5	84	40.2		LH	0.16	0.02	-24.9
MO 112	Isul Kola	confluence	28	2.8	84	48.9		LH	0.09	0.07	-23.9
MAR 3	Marsyandi	Krishnebhir						LH	0.35	0.10	-17.0
AR 25	Tenga tributary		27	6.5	92	31.3		LH	0.18	0.02	-23.2
AR 32	Tenga tributary		27	9.8	92	33.6		LH	0.18	0.04	-27.0
Average (b)									0.19	0.04	-22.6

(a) Lithology refers to the main lithological unit drained upstream of each sampling site. TSS = Tibetan Sedimentary Series, HHC = High Himalaya Crystalline, LH = Lesser Himalaya.

(b) Average value was calculated as the arithmetic mean of the 11 samples.

Gavels from the bed of Himalayan mountainous rivers have highly variable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ between -28.0 and -14.6 ‰ (table 4.5). There is no systematic difference between gravels from rivers draining the two main lithologic units, the High Himalaya Crystalline (HHC) and the Lesser Himalaya (LH), as both have variable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. The average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value calculated for the whole set of gravel samples is -22.6 ‰ but the dispersion of the data is quite high (-28.0 to -14.6 ‰).

4. DISCUSSION

4.1 Sedimentological control of C_{org} loading

The amount of C_{org} exported by rivers results from a complex interaction between organic matter produced and decomposed within the basin and mineral particles derived from rock erosion. Physical and chemical properties of sediment must therefore exert a control on the C_{org} loading of sediments. Three sediment properties have been identified as the main factors that determine C_{org} loading in detrital sediments (e.g. Mayer, 1994; Sollins et al., 1996; Ransom et al., 1998): (1) the specific area of mineral particles (2) the particle size, especially the proportion of fine particles and (3) the mineralogy. However, in spite of several studies, the respective part of each parameter in the control of C_{org} loading remains unclear. In addition, each river system is characterised by different source rocks, physical and chemical erosion rates or transport dynamics that must result in different C_{org} loading mechanisms. Earlier studies have proposed that specific area exerts a dominant control on C_{org} loading in

river sediments by C_{org} adsorption to mineral surfaces (e.g. Mayer, 1994; Hedges and Keil, 1995). This hypothesis has mainly been inspired and supported by the single positive correlation between TOC^+ and specific area found for different river systems (e.g. KEIL et al., 1997). It assumes that a single layer of C_{org} covers the entire mineral surface. This monolayer equivalent model was initially used to explain the control of C_{org} loading by specific area as it yields a TOC^+/SA ratio compatible with that observed by the authors (0.6 to 1.5 mgC/m²). Nevertheless, progress in surface analyses as well as new observation techniques showed that the monolayer equivalent theory is not adequate since only a minor proportion (ca. 15%) of the mineral surface is effectively covered by C_{org} (Mayer, 1999; Bock and Mayer, 2000). In addition, several studies have shown that C_{org} is not linked to mineral surface as a single adsorbed layer but rather forms patchy organo-mineral aggregates similar to those observed in this study (fig. 4.12) (e.g. Furukawa, 2000; Curry et al., 2007; Wagai and Mayer, 2007).

The comparison between Ganga and Brahmaputra sediments provides an insightful case study to address the role of specific area on C_{org} loading in river sediments because both rivers have quite comparable physiographic, geologic and vegetation characteristics but contrasted sediment specific areas. As mentioned in section 3.5, this difference in specific surface areas is only due to the clay composition with high proportion of smectite for the Ganga compared to Brahmaputra. This leads to specific areas of Ganga sediments that are 4 to 5 times higher than those of Brahmaputra sediments for comparable TOC^+ , grain size or Al/Si ratio. Brahmaputra suspended sediments have OC/SA ratio in the range defined as "typical river sediment OC/SA ratio" whereas Ganga suspended sediments have lower OC/SA that fall in the range defined as "typical deltaic sediment OC/SA ratio" (e.g. HEDGES and OADES, 1997). This implies that SA does not exert a first order control on C_{org} loading, i.e. that C_{org} loading of river sediments is primarily determined by other intrinsic or extrinsic parameters, such as mineralogy, grain size or primary productivity in the basin. Rather the clear relationship between TOC^+ and SA (fig. 4.18) results from the co-variation of specific area with other sedimentological characteristics (Electronic Annex fig. 4.25). Moreover, the SA of river sediments appears to be controlled by minor mineral phases that have very high SA, such as smectite. OC/SA ratio is therefore not a good proxy to compare C_{org} loadings in different rivers. This is further supported by the Huanghe river sediments that have low OC/SA ratio, comparable to that of Ganga suspended sediments (KEIL et al., 1997), mainly because their clay fraction has significant proportion of smectite (PARK and KHIM, 1992).

In river sediments, grain size and mineralogy are generally not independent parameters; e.g. clays and sand are differentiated by their particle size but also have very different mineral compositions. This makes it difficult to decouple the parameters controlling C_{org} loading. Correlations between C_{org} content and the proportion of fine particles have classically been reported in river sediments (e.g. KEIL et al., 1997). Positive co-variation between C_{org} content and the proportion of fine particles may result from at least two factors depending on how C_{org} is transported: (1) if C_{org} is mainly independent of minerals particles, its low density would tend to concentrate C_{org} in fine-grained sediments through hydrodynamic sorting, (2) if C_{org} is mainly linked with minerals, both particle size and mineral composition must control the C_{org} loading in detrital sediments. In this case, C_{org} is associated with particles as organo-mineral complexes (WAGAI and MAYER, 2007), or can be encapsulated within particle microfabrics (CURRY et al., 2007), and are preferentially associated with particle edges (FURUKAWA, 2000; MAYER et al., 2004). Therefore, multiple physical parameters such as particle charge density, chemical composition (nature of exchangeable cation), crystalline structure, size and shape must all determine the ability of C_{org} to be bonded with particles (SOLLINS et al., 1996).

In the G-B river system, the chemical composition of bed and suspended sediments can be explained by mineralogical mixing. In an Fe/Si versus Al/Si diagram, river sediments define a mixing line between a quartz rich end-member and a phyllosilicate rich end-member (GALY and FRANCE-LANORD, 2001; SINGH and FRANCE-LANORD, 2002). Bed and suspended sediments are differentiated by the combined effect of shape, density and grain size segregation that control the flotation properties of particles. This tends to concentrate coarse and rounded minerals (quartz, feldspars) towards the bottom and fine grained and flaky particles (micas, clays) towards the surface. Since quartz and phyllosilicates represent more than 80% of the silicates, the Al/Si ratio is a function of the relative proportions of quartz and micas+clays and allows representation and quantification of this hydrodynamic differentiation process. For the whole set of river sediment, there is a general co-variation between Al/Si ratio and grain size parameters such as the proportion of $<25 \mu\text{m}$ particles (Electronic Annex fig. 4.26). The general positive correlation between TOC^+ and Al/Si therefore indicates that C_{org} content also responds to hydrodynamic segregation processes: (1) organic particles tend to concentrate in surface waters because of their low density and fibrous shapes, and (2) organo-mineral aggregates are preferentially formed from clays and to a minor extent from micas and therefore tend also to concentrate in surface regions.

4.2 C_{org} loading evolution along the G-B river system

Since sediment characteristics exert a primary control on C_{org} content, comparing C_{org} loading at different locations in the basin requires a common reference. Al/Si ratios are probably the best reference as they clearly allow taking into account the combined sedimentological effects. At the basin scale, this ratio is not necessarily conservative with respect to weathering, however in the Himalayan case the chemical erosion of Si represents less than 1% of its solid flux (GALY and FRANCE-LANORD, 1999) and Al/Si ratios are essentially insensitive to weathering processes. Therefore we use the slope defined by sediments from a given location in the Al/Si ratio vs. TOC^+ diagram to compare the C_{org} loading of sediments independently of mineralogy, specific area or grain size distribution.

C_{org} loading of suspended sediments from the Ganga and Brahmaputra in Bangladesh are highly comparable and stable over the three monsoon samplings studied. This likely derives from the relative stability of sediment composition throughout time and reflects the buffering effect of such a large river system. The different Trans-Himalayan tributaries have either slightly higher or slightly lower C_{org} loading than Ganga and Brahmaputra in Bangladesh. Our sampling may not be fully representative, as most of these large rivers have been sampled only once. However, the Narayani and the Kosi have been sampled twice and detailed depth sampling has been performed on these rivers. Our results indicate similar C_{org} loading for the two samplings, supporting the representativeness of our data. Secondary Himalayan tributaries of the Brahmaputra have systematically higher C_{org} loading than Trans-Himalayan tributaries. C_{org} loading differences between Himalayan rivers may be related to differences in physical erosion characteristics such as the respective proportions of sediment generated by glacier and landslides or overall physical erosion rates. More data within the mountain basins would be required to support this inference as precise comparison of contrasting Himalayan basins would certainly provide insightful constraints on the control of C_{org} loading in river sediments.

In the Brahmaputra basin, the Trans-Himalayan tributaries which represent the large majority of the sediment influx to the floodplain have higher or lower C_{org} loading than the Brahmaputra in Bangladesh and different samplings along the Brahmaputra course do not show any simple evolution of the C_{org} loading. As a consequence, we can reasonably estimate that average C_{org} loading at the outflow of the Himalayan range must be quite comparable to that in Bangladesh.

The Ganga sampled in the Indian floodplain at Varanasi and Patna has higher C_{org} loading than further downstream in Bangladesh. The influx of sediments to the Ganga from the Narayani-Gandak and Kosi which have lower C_{org} loading explains this evolution. For the Kosi and the Narayani-Gandak, there is no evolution of the C_{org} loading from Himalaya to their confluence with the Ganga (Electronic Annex fig. 4.27). The contrast of loading between western and eastern Ganga floodplain is difficult to interpret in the absence of data for the upper Ganga and Yamuna. It may derive from a higher loading of western Himalayan tributaries as suggested by data of the Karnali-Gahgara; alternatively it may be due to organic matter addition in the floodplain. In any case, the higher loading of the western Ganga could result from an overall lower sediment yield of the west compared to the east (e.g. SINHA et al., 2005) as lower physical erosion should favour higher fixation of organic matter.

4.3 $\delta^{13}C_{org}$ of G-B river system: implication for the source and fate of C_{org}

4.3.1 Sources of C_{org}

In river sediments, $\delta^{13}C_{org}$ is determined by the relative contribution of different types of C_{org} such as higher plants, fossil C_{org} and phytoplankton. There is a strong isotopic contrast between the 2 major photosynthetic pathways that allows differentiation of C3 and C4 plant inputs in river sediments; C3 plants $\delta^{13}C_{org}$ ranges between -35 and -20 ‰ with an average value of -26 ‰ while C4 plants $\delta^{13}C_{org}$ ranges between -16 and -10 ‰ with an average value of -13 ‰ (DEINES, 1980). The freshwater phytoplanktonic matter usually has low $\delta^{13}C_{org}$. The isotopic fractionation between phytoplankton and dissolved inorganic carbon (DIC) has been estimated to be ca. -23‰ (MOOK and TAN, 1991). In the G-B rivers at the outflow of the range and in the floodplain, the $\delta^{13}C$ of DIC is between -8 and -12 ‰ during the monsoon (Galy and France-Lanord, 1999; Singh et al., 2005b; Gajurel et al., 2006). Phytoplanktonic organic matter must therefore have $\delta^{13}C_{org}$ values between -31 and -35 ‰. This is further supported by the $\delta^{13}C_{org}$ value (-32.1‰) measured by AUCOUR et al. (2006) in a low stage sediment of the Brahmaputra presenting a strong C_{org} enrichment (7.6%) and an obvious contribution of phytoplankton.

Fossil C_{org} contained in Himalayan source rocks has variable $\delta^{13}C_{org}$ between -31 and -18 ‰ (AUCOUR et al., 2006). Our data from gravel samples are consistent with individual source rock analyses, however, the average value calculated using source rock individual analyses (-25.5 ‰) is lower than that of gravels (-22.5 ‰). Because $\delta^{13}C_{org}$ values in source rocks are variable and overlap with recent C_{org} isotopic signatures, $\delta^{13}C_{org}$ values in river sediments are not diagnostic to estimate fossil C_{org} proportions. Using $\Delta^{14}C$ values of river sediments and the mean C_{org} content of Himalayan source rocks (0.05 to 0.08%), the proportion of fossil C_{org} has been estimated in Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna sediments in Bangladesh (GALY et al., 2007b). The average proportion of fossil C_{org} has been conservatively estimated between 40 to 100 % in bed sediments and around 10-20 % in average suspended sediment.

For each river, suspended sediments have either higher or lower $\delta^{13}C_{org}$ values than bed sediments. In a TOC^+ vs. $\delta^{13}C_{org}$ diagram, they define mixing trends between a bed sediment endmember with low TOC^+ and $\delta^{13}C_{org} \approx -23\text{‰}$ and surface suspended sediment with higher TOC^+ and $\delta^{13}C_{org}$ around -20 to -22‰ for the Ganga or -24 to -26‰ for other rivers (figs. 4.19 and 4.20). We interpret these trends as a mixing between bed sediment dominated by fossil C_{org} and surface suspended sediment dominated by recent biogenic C_{org} such as soil organic matter or fresh plant debris. The recent organic matter is however markedly different for the Ganga than for other rivers either in Himalaya or on the Brahmaputra side. In Trans-Himalayan and secondary Himalayan tributaries of the Ganga and Brahmaputra basins, the $\delta^{13}C_{org}$ values of suspended sediments around -25 ‰ indicate a contribution of recent C_{org} dominated by C3 plants. This is consistent with Himalayan vegetation that is largely dominated by C3 species (Dobremez, 1976; Blasco et al., 1996; Galy et al., Submitted-b). The contribution of phytoplanktonic organic matter appears to be limited since its $\delta^{13}C$ is very low (-31 to -35 ‰) i.e. significantly lower than that of C3 plants. This minimal contribution is consistent with the high turbidity and current velocity of such mountainous rivers during the monsoon season. Suspended sediments of the Ganga and Brahmaputra in the plain define opposite mixing trends as surface suspended sediments have respectively higher and lower $\delta^{13}C_{org}$ than bed sediments. This reveals different recent C_{org} sources. While suspended sediments of the Brahmaputra have similar $\delta^{13}C_{org}$ values to that of its Trans-Himalayan tributaries, suspended sediments of the Ganga in the plain have $\delta^{13}C_{org}$ values that are on average 2 to 4 ‰ higher than that of its Himalayan tributaries.

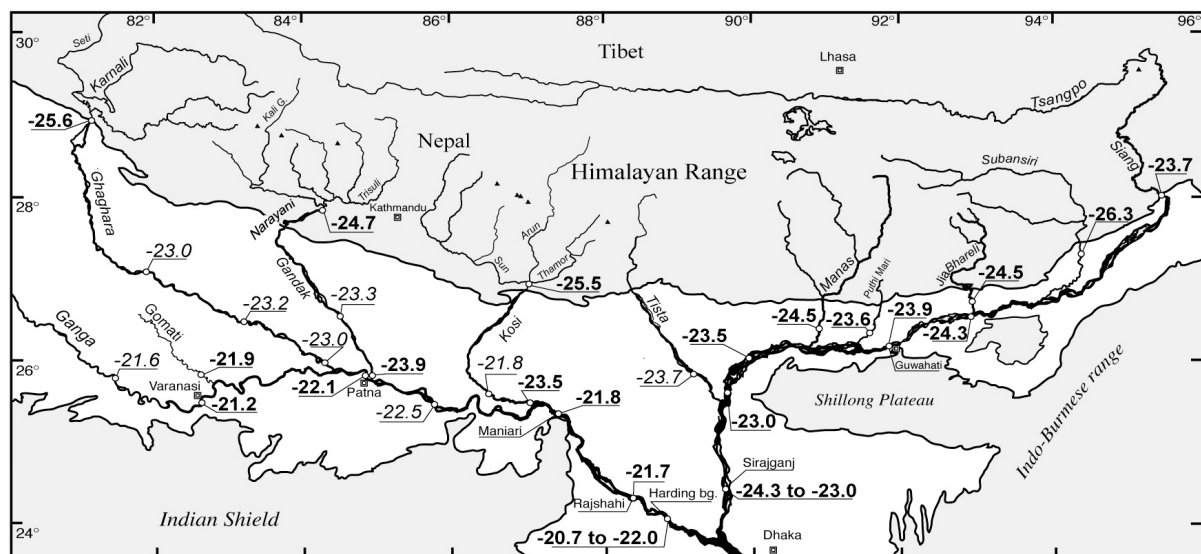


Figure 4.21: Simplified map of the G-B fluvial system showing the evolution of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values from the Himalayan range to the delta. Bold numbers represent $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values of surface suspended sediments; italic numbers represent $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values of fine-grained bank sediments used as analogous of suspended sediments.

4.3.2 fate of C_{org} in the Ganga basin

The evolution of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ from Himalaya to the Ganga shows that organic matter with a significant proportion of C4 plant is incorporated into the river sediment during the floodplain transit (fig. 4.21). This is consistent with the presence of natural C4 grasses and cultivated C4 crops in the floodplain (AUCOUR et al., 2006 and ref. therein). Such evolution implies either an addition of C_{org} during transit or a replacement. In the Kosi and Narayani rivers, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values of the suspended sediments increase of ca. 2 ‰ from the Himalayan range to the confluence with the Ganga (fig. 4.21) without increase of their C_{org} loading (Electronic Annex fig. 4.27). The Gomati river, which is a pure plain river isolated from direct Himalayan supply for several thousand years (SINGH et al., 2005a), can be used as an analogue of the plain C_{org} input. While it was sampled only once and may not be representative of the whole Gangetic plain, its $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value (-21.9‰) suggests that floodplain C_{org} input is composed of mixed C4 and C3 plants. This suggests that average floodplain organic matter is not significantly different from that of the Ganga suspended sediment and it rules out the hypothesis of a simple addition of pure C4 organic matter during the plain transit.

The alternative is therefore that part of the C_{org} derived from mountainous vegetation is oxidised and replaced by C_{org} derived from the plain vegetation. This C_{org} renewal process likely occurs during the repeated deposition-erosion cycles affecting the sediments from one monsoon to the other as well as during river course avulsion. Estimating the proportion of renewed C_{org} is not straightforward as we do not precisely know the composition of the plain C_{org} . Nevertheless, taking into account estimates of the cultivated areas covered by C3 and C4 plants in the plain (AUCOUR et al., 2006), and the composition of the Gomati river we can propose that a minimum of 50 % of the C_{org} is renewed. The $\delta^{13}C_{org}$ variability between suspended sediments of the Ganga in Bangladesh sampled in 2002, 2004 and 2005 may either reflect a variation of the proportion of C_{org} that is renewed or a variation of the composition of the plain input. The relative stability of the bed sediments $\delta^{13}C_{org}$ value as well as the fact that mixing trends defined by Ganga suspended sediments are opposed to that defined by Himalayan rivers suspended sediments indicate a selective preservation of the rock derived fossil C_{org} . This is consistent with its highly refractory character that makes it very resistant to oxidation (e.g. BLAIR et al., 2003).

4.3.2 fate of C_{org} in the Brahmaputra basin

In the Brahmaputra basin, in contrast to the Ganga basin, there is no clear $\delta^{13}C_{org}$ change from the outlet of the Himalaya to the delta (fig. 4.21). This may indicate that there is no C_{org} renewal during the fluvial transport from the outflow of the Himalayan range to the delta or that there is no C3/C4 contrast between the Brahmaputra floodplain and the Himalaya. The Brahmaputra plain is almost exclusively cultivated with C3 crops (AUCOUR et al., 2006) and the proportion of C4 plants in its natural vegetation should be lower than in the Gangetic plain due to more humid conditions. The average $\delta^{13}C_{org}$ of Brahmaputra plain vegetation may thus be very close to that of its Himalayan tributaries. This is further supported by vegetation simulations obtained using the Dynamic Vegetation Model CARAIB (Galy et al., in press). Consequently, any renewal of C_{org} during the Brahmaputra transit would have only minor effect on $\delta^{13}C_{org}$ of river sediments. Consequently, more specific tracers are required to precise the fate of C_{org} in the Brahmaputra basin. However, the characteristics of the two rivers and their respective floodplains are different: the Ganga is a meandering river with a large floodplain whereas the Brahmaputra is a braided river with a narrow floodplain. The residence time of river sediments is a key parameter controlling the

extent of C_{org} oxidation during fluvial transport (e.g. Blair et al., 2004; Aufdenkampe et al., 2007). The morphological and hydrodynamic differences between Ganga and Brahmaputra rivers could therefore favour a longer transit, hence a more efficient renewal in the Ganga than in the Brahmaputra.

5. CONCLUSIONS

The comparison between Ganga and Brahmaputra sediments that have comparable C_{org} content but highly different specific area clearly indicates that specific area is not the key parameter that determines C_{org} content in such sediments. In G-B fluvial sediments, C_{org} is both present as independent particles and intimately linked to mineral particles. The control of C_{org} loading in these sediments appears to be related to: (1) organic particles segregation under hydrodynamic forces in the river and, (2) the ability of mineral particles to form aggregates in which C_{org} can be encapsulated. As a consequence, sorting processes generated by fluvial transport, which mainly determine sediment characteristics, exert a first order control on C_{org} loading in G-B river sediments. Estimation of C_{org} loading in river sediments is therefore highly sensitive to the representativeness of the sample set that is used. The depth profile sampling procedure applied to G-B rivers allows the sediment heterogeneity in the river to be taken into account. This sampling provides a range of sediment compositions naturally generated by sorting processes during the fluvial transport. The comparison of TOC^+ to a conservative parameter describing the bulk sediment characteristics, such as Al/Si, therefore allows the actual C_{org} loading in sediments exported by the river to be characterised. During the monsoon, C_{org} loading appear to be rather constant from large trans-Himalayan rivers sampled at the base of the range to Ganga and Brahmaputra sampled in the Bangladeshi delta. At the base of the Himalayan range, $\delta^{13}C$ of bulk organic matter reveals a mixing between C3 plant inputs and fossil C_{org} derived from source rock erosion. In the delta, organic matter transported by the Brahmaputra results from similar mixing while organic matter transported by the Ganga clearly results from the mixing between fossil C_{org} and a C4 plant rich end-member mainly originating from the floodplain. During the Gangetic floodplain transit, recent C_{org} derived from the Himalaya is oxidised and is replaced by C_{org} derived from the floodplain. This process is likely related to channel avulsion, generating re-erosion of sediments previously deposited in the plain. Determining the extent of such a renewal process

would require knowing the exact $\delta^{13}\text{C}$ of the floodplain C_{org} . However, conservative hypotheses indicate that at least 50 % of the C_{org} is renewed. The case of the Brahmaputra is ambiguous due to the lack of marked C3/C4 difference between Himalayan and plain vegetation. Differences in the floodplain width and rivers morphology however suggest lower C_{org} renewal rate for the Brahmaputra than for the Ganga. More focused tracers such as molecular level $\delta^{13}\text{C}$, δD and $\Delta^{14}\text{C}$ (e.g. Eglinton et al., 1996; Sauer et al., 2001; Drenzek et al., 2007) must have a great potential to track and quantify C_{org} renewal during fluvial transport. The study of the G-B fluvial system shows that processes associated with physical erosion and sediment transport exert a primary control on both loading and fate of riverine C_{org} . In addition, floodplains appear to play a determinant role in the terrestrial C_{org} dynamic acting as a "reactor" promoting both C_{org} oxidation and loading. Our study also indicates that large rivers may preferentially export terrestrial C_{org} produced in particular zones of the basin, such as floodplains. This process must be carefully addressed in the scope of paleo-vegetation and paleo-climate reconstructions based on riverine C_{org} buried in oceanic sediments. Finally, precise characterisation at the basin scale of both the terrestrial C_{org} dynamic and the relationships between physical erosion and C_{org} export should significantly improve models of the global C cycle.

Acknowledgements

This study was funded by CNRS-INSU programs "Eclipse" and "Relief de la Terre". We thank Prof. Mustafizur Rahman from Dhaka University, Dr Sunil K. Singh from PRL Amadabad, and Dr. Ananta Gajurel from Tribhuvan University for their constant collaboration and help on the field. Angelina Razafitianamaharavo performed Nitrogen adsorption-desorption experiments and is greatly thanked for her help in data treatment. Caroline Guilmette is also acknowledged for her valuable help in the stable isotope laboratory. Finally we thank Shuh-Ji Kao, two anonymous reviewers as well as Robert Aller for their constructive remarks. This is CRPG contribution # 1918.

Electronic Annex

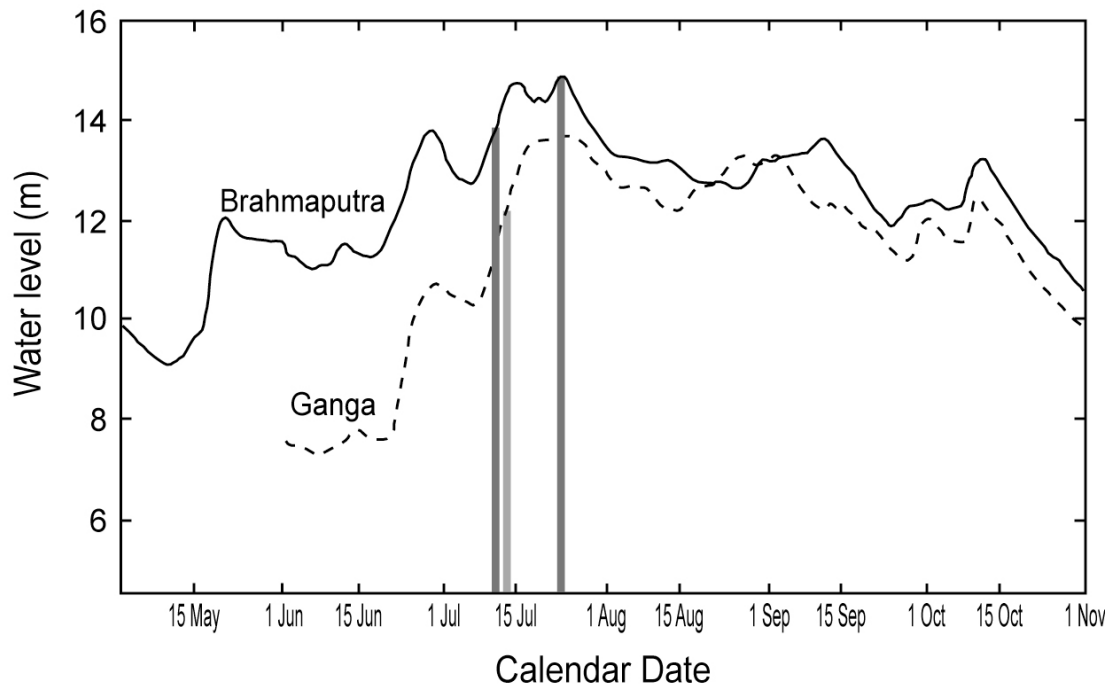


Figure 4.22 (EA-1): Water level of the Ganga at Harding Bridge and the Brahmaputra at Sirajgang (Bangladesh) during the 2004 monsoon. The actual dates of sampling are indicated by grey bars. Both rivers have been sampled during rising high level stage, when the sediment flux is maximum. Data are from the Flood Forecasting and Warning Center (FFWC), Bangladesh.



Figure 4.23 (EA-2): Typical photographs of gravels used in this study to estimate the average composition of source rocks. Each gravel corresponds to a small fragment of bedrock, as shown by their polycrystalline structure. Each "gravel sample" is finally composed of more than 500 gravels finely crushed and mixed together.

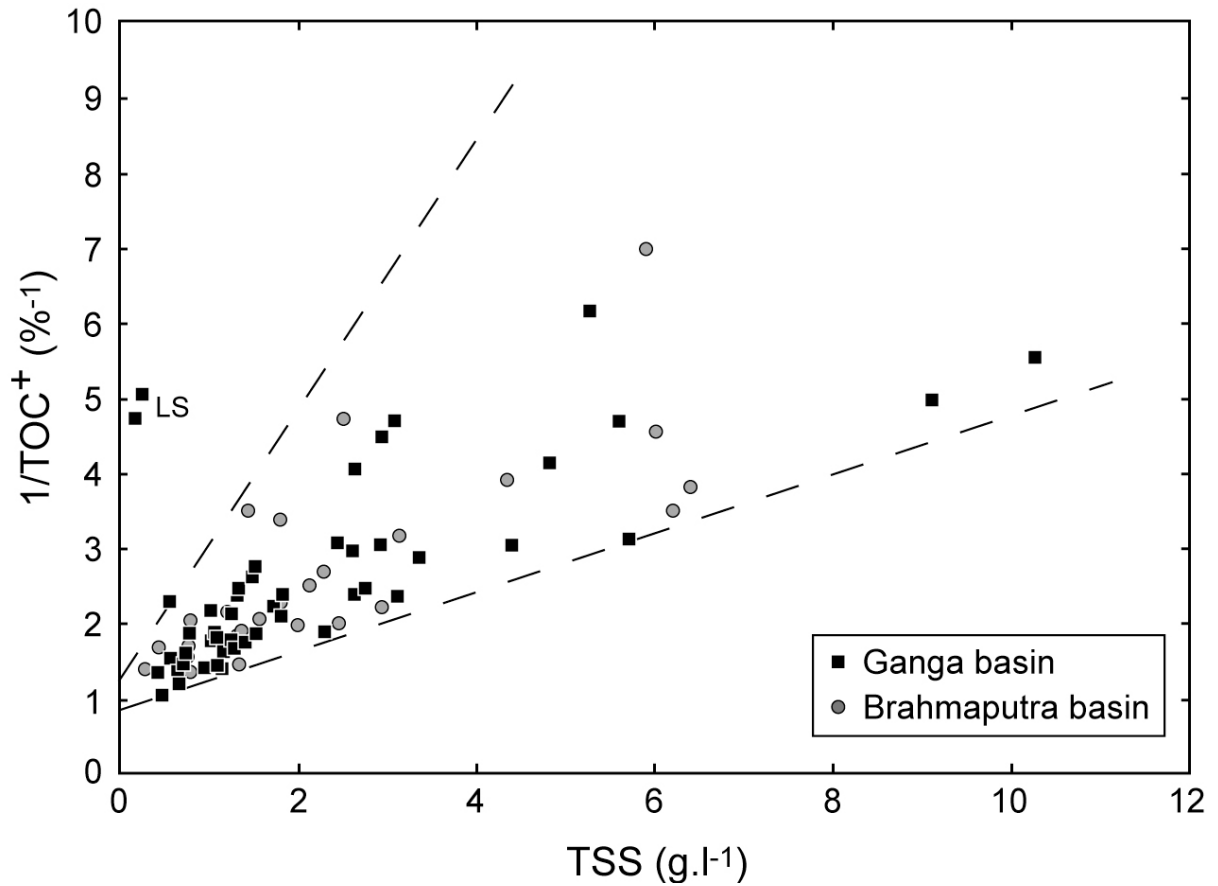


Figure 4.24 (EA-3): Co-variation between $1/TOC^+$ and the total suspended sediment load (TSS) in the Ganga and Brahmaputra basins. Sediments collected during the monsoon show a general decrease of C_{org} content with increasing TSS. Low stage sediments (LS) have lower TSS and are not included in the general trend defined by monsoon sediments. In this diagram, a pure dilution effect would be modeled by an equation of the form $1/TOC^+ = K \times TSS$, where K is a constant. Such a relationship intercepts the Y axis at 0.01. The trends defined by G-B suspended sediments are therefore incompatible with a pure dilution effect. Rather, they derived from the correlation between: (1) Al/Si and TSS and, (2) TOC^+ and Al/Si .

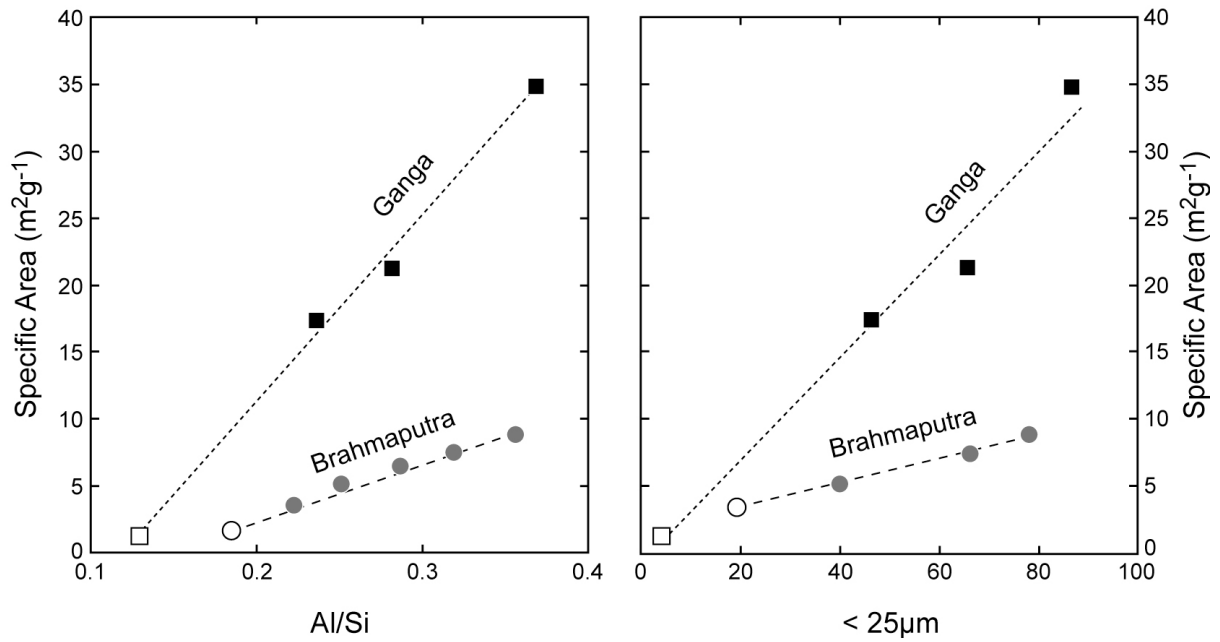


Figure 4.25 (EA-4): Co-variation of specific area with Al/Si ratio and the proportion of fine (< 25 μm) particles in Ganga and Brahmaputra bed (open symbols) and suspended (filled symbols) sediments. For both rivers specific area define a distinct linear trend with sediment characteristics (for the observed Al/Si range). Higher specific area of Ganga suspended sediments is not associated with higher Al/Si ratio and proportion of fine particles. Rather, specific area is controlled by the composition of the clay fraction that is dominated by smectite for the Ganga and illite for the Brahmaputra (HEROY et al., 2003; AUCOUR et al., 2006).

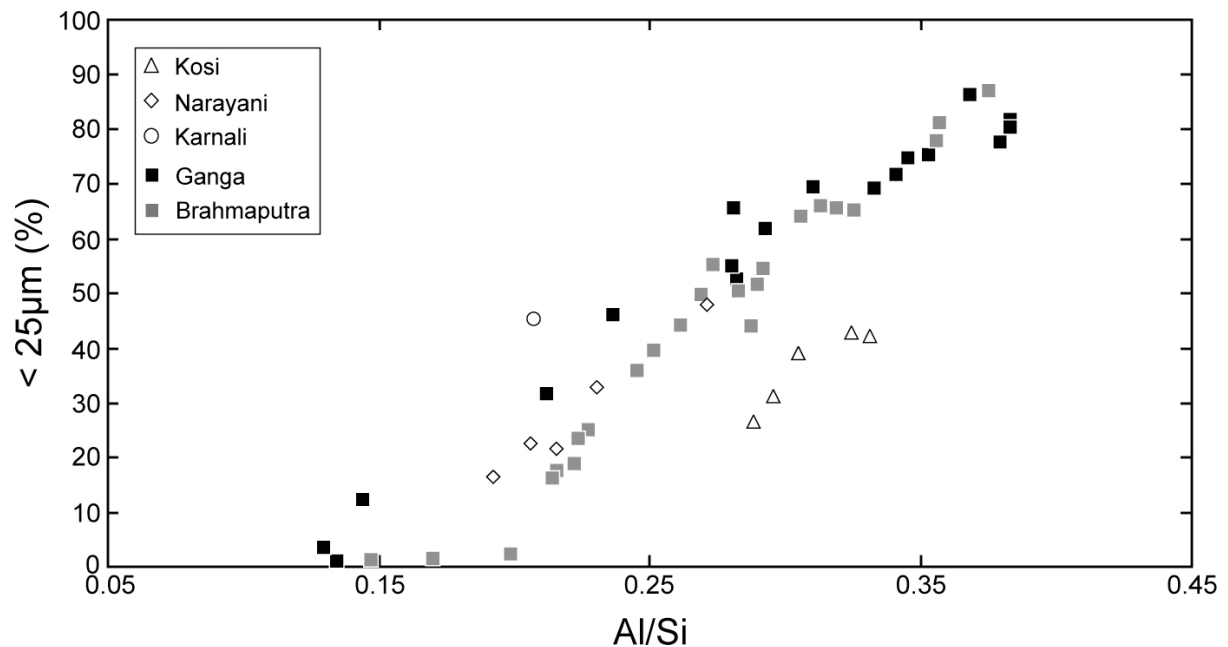


Figure 4.26 (EA-5): Co-variation of the proportion of fine (< 25 μm) particles with Al/Si ratio in G-B river sediments. Ganga and Brahmaputra sediments define comparable trends. This co-variation is generated by sediment segregation under hydrodynamic forces. Fine grained and platy particles (i.e. phyllosilicates) tend to concentrate in surface suspended sediment whereas coarse grains and sub-spheric particles (i.e. quartz and feldspar) tend to sink toward river bed. The Al/Si ratio for <25μm = 0 corresponds to the mineralogical composition of the coarser fraction (coarse silts and sands) that is dominated by quartz and feldspar.

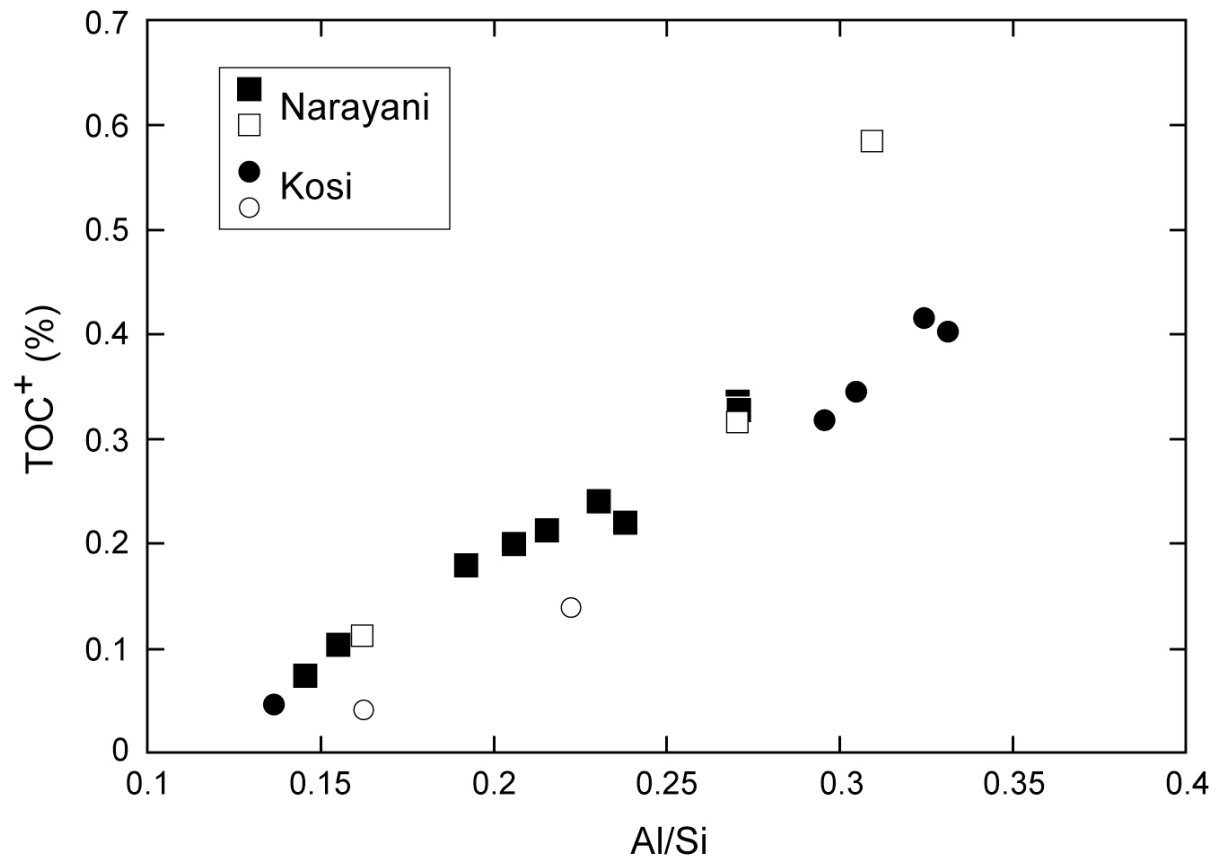


Figure 4.27 (EA-6): Total C_{org} content of Narayani and Kosi sediments as a function of their Al/Si ratio. Sampling at the outflow of the Himalayan range (black symbols) and before the confluence with the Ganga (open symbols) define similar trends indicating that there is no significant change of the C_{org} loading during the floodplain transit.

EA-Table 4.6: Best fit parameters and statistical analyse of major relationships defined by G-B sediments.

TOC ⁺ vs Al/Si (linear law $y=a*x+b$)			
	slope (a)	intercept (b)	probability of fit

Ganga basin			
Harding Bridge	2.64	-0.32	0.99
Rajshahi-Manihari	2.97	-0.3	0.92
Patna-Varanasi	3.34	-0.33	0.99
Kosi	2.04	-0.28	0.99
Narayani	1.99	-0.21	0.99

Brahmaputra basin			
Sirajganj	3.45	-0.52	0.99
Upstream	4.31	-0.67	0.99
Tista*	1.3	-0.16	na
Manas	2.92	-0.28	na
Subansiri	4.18	-0.39	na
Siang*	3.44	-0.58	na

TOC ⁺ vs %<25 μ (power law $y=a*x^b$)			
	coefficient (a)	exponent (b)	r ²
Ganga (Harding Bridge)	0.0194	0.77	0.97
Brahmaputra (Sirajganj)	0.0329	0.68	0.97

TOC ⁺ vs SA (linear law $y=a*x+b$)			
	slope (a)	intercept (b)	probability of fit
Ganga (Harding Bridge)	0.020	0.02	0.46†
Brahmaputra (Sirajganj)	0.075	-0.02	0.99

SA vs Al/Si (linear law $y=a*x+b$)			
	slope (a)	intercept (b)	probability of fit
Ganga (Harding Bridge)	140	-16.6	0.96
Brahmaputra (Sirajganj)	41	-5.6	0.99

SA vs %<25 μ (linear law $y=a*x+b$)			
	slope (a)	intercept (b)	probability of fit
Ganga (Harding Bridge)	0.4	-1.4	0.59†
Brahmaputra (Sirajganj)	0.09	1.78	0.94

* Limited representativity (fit based on 2 data points)

† Low probability of fit related to limited number of data

na: not applicable (not enough data)

4.2.2 Caractérisation de la matière organique d'origine biogénique

Afin de préciser la composition de la matière organique transportée par les rivières du système Gange-Brahmapoutre et enfouie dans les sédiments du Cône du Bengale, nous avons analysé leur teneur en azote organique. Différentes sources de matière organique telles que les végétaux supérieurs, les plantes aquatiques, la matière organique dégradée des sols et la matière organique marine ont en effet des rapports C/N distincts permettant de les différencier dans un mélange de plusieurs sources (e.g. Hedges and Oades, 1997; Goni et al., 2006). Nous avons déterminé le rapport C/N de la matière organique dans les matières en suspension du Brahmapoutre, du Gange et de la Lower Meghna afin d'estimer la contribution relative des différentes sources de matière organique. Par ailleurs, l'analyse de la composition de la matière organique enfouie dans les sédiments du Cône du Bengale permet d'étudier l'évolution de la matière organique terrigène au cours de son transfert dans le système océanique ainsi que d'éventuelles contributions de matière organique marine.

4.2.2.1 Estimation de la contribution d'azote minéral

Compte tenu de la faible teneur en carbone organique des sédiments de rivière du système G-B, on peut s'attendre à ce que leur teneur en azote organique soit très faible. En effet, le rapport C/N de la matière organique terrigène est classiquement supérieur à 10 (e.g. Hedges and Oades, 1997) ce qui conduit, pour les échantillons analysés dans le cadre de ce travail, à des teneurs en N organique de l'ordre de 100 à 1000 ppm. Par conséquent, l'azote inorganique présent en quantité notable dans certains minéraux comme les micas et les argiles peut représenter une part non négligeable de l'azote total de ces sédiments. Afin d'estimer la contribution d'azote minéral dans les sédiments de rivière nous avons analysé une série de roches Himalayennes provenant des deux principales unités lithologiques (HHC et LH) et de compositions minéralogiques variées. Leur teneur en azote varie fortement entre 46 et 300 ppm (table 4.7) mais est positivement corrélée avec leur rapport Al/Si (figure 4.28). Ceci résulte très probablement de la plus forte teneur en azote des phyllosilicates comparée au quartz et feldspaths. A partir de cette corrélation et en supposant que le jeu de roches himalayennes analysé est représentatif, nous pouvons donc estimer la teneur en azote minéral de chaque sédiment du système Gange-Brahmapoutre. Finalement, afin d'estimer la teneur en

azote organique, nous corrigeons la teneur totale en azote mesurée dans les sédiments de la teneur calculée en azote minéral. L'incertitude totale sur la teneur en azote organique, associée à la mesure de la teneur en azote et à la correction de la contribution d'azote minéral, est finalement d'environ 5 %.

Table 4.7 : Teneur en azote d'échantillons de roches himalayennes provenant des deux principales unités lithologiques, le Haut Himalaya Cristallin (HHC) et le Bas Himalaya (LH). La teneur en azote varie entre 46 et 87 ppm pour les roches du HHC et entre 107 et 300 ppm pour celles du LH. La teneur en carbone et les rapports Al/Si et C/N sont également indiqués.

Sample #	Lithological unit	N ppm	C _{org} %	Al/Si	C/N mol/mol
NL074	HHC	46	0.13	0.18	33
NL075	HHC	87	0.11	0.12	15
NL086	HHC	79	0.10	0.16	15
NL093	HHC	47	0.04	0.10	10
NL136	HHC	65	n.d.	0.20	n.d.
NL512	HHC	83	0.02	0.16	3
AP346	LH	246	0.11	0.34	5
AP 343	LH	107	n.d.	0.27	n.d.
AP 385	LH	203	0.06	0.31	3
MAR 3	LH	175	0.09	0.30	6
NL4	LH	300	0.03	0.45	1

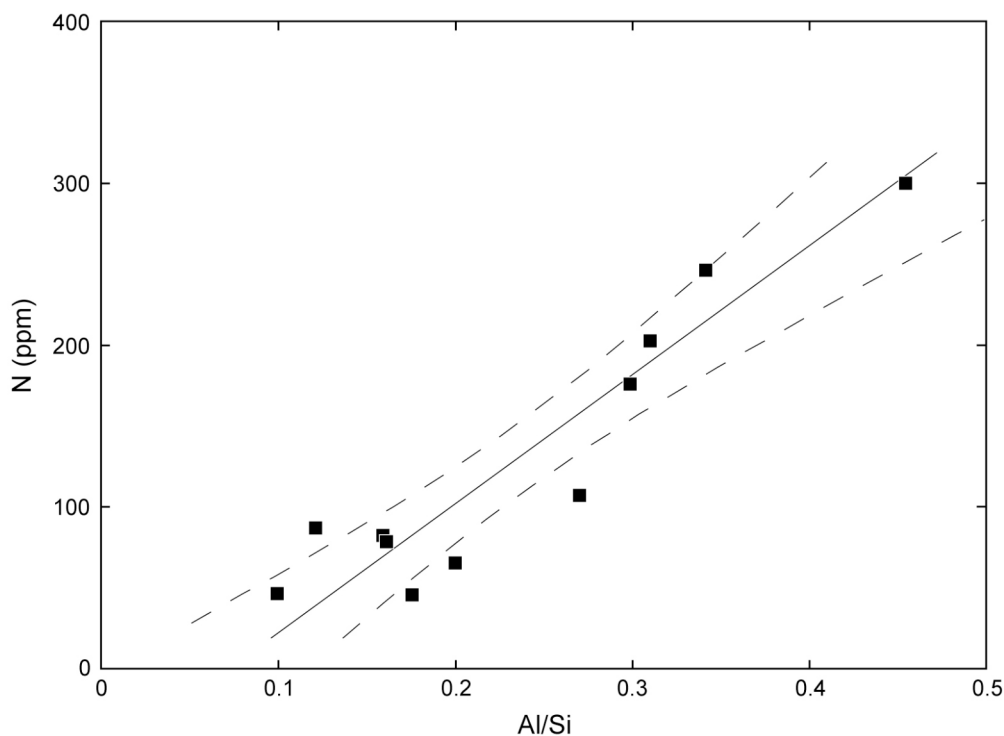


Figure 4.28 : Corrélation entre la teneur en azote et le rapport Al/Si des roches himalayennes. La ligne noire représente la droite de régression utilisée pour calculer la teneur en azote minéral des sédiments. Les lignes pointillées définissent l'intervalle de confiance à 95 %.

4.2.2.2 Rapport C/N de la matière organique des sédiments de rivière

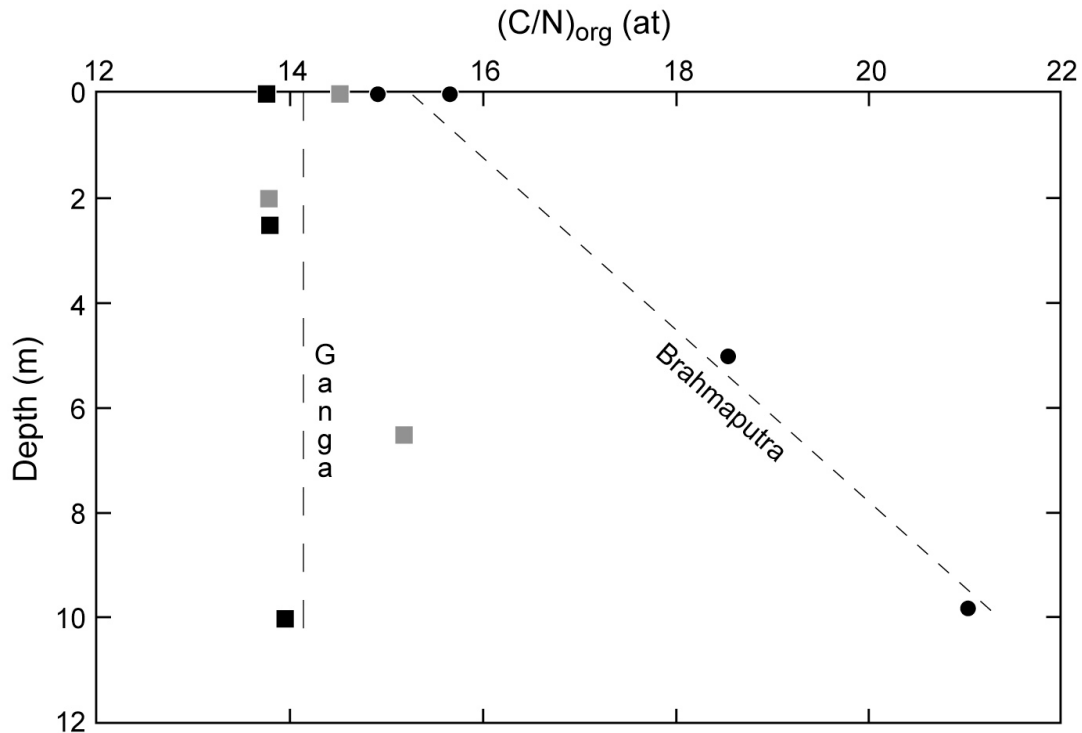


Figure 4.29 : Evolution du rapport $(C/N)_{org}$ des matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre au Bangladesh en fonction de la profondeur d'échantillonnage. Le rapport $(C/N)_{org}$ tend à augmenter avec la profondeur pour le Brahmapoutre alors qu'il est constant pour le Gange. Cette augmentation indique probablement une proportion plus importante de débris végétaux dans les sédiments grossiers transportés près du fond de la rivière.

Dans les sédiments de rivière analysés, la teneur totale en azote varie entre 290 et 1260 ppm. Le rapport C/N (exprimé en mol:mol) des roches himalayennes analysées est très fortement variable, entre 1 et 33, et ne présente aucune co-variation avec les caractéristiques minérales (e.g. Al/Si). L'utilisation du rapport C/N_{total} des sédiments de rivière ne permet donc pas d'estimer la proportion de carbone organique fossile dérivé de l'érosion des roches source. La teneur calculée en azote minéral représente de 10 à 40 % de l'azote total, ce qui indique clairement la nécessité de corriger la teneur en azote total afin d'obtenir la teneur en azote organique. Les teneurs en azote organique obtenues varient entre 175 et 1090 ppm, ce qui est compatible avec la gamme prédite à partir de la teneur en carbone organique de ces sédiments. Dans la mesure où nous n'avons pas déterminé la perte d'azote par solubilisation au cours de la décarbonatation, le rapport $(C/N)_{org}$ a été calculé à partir de la teneur en carbone organique insoluble déterminée dans les sédiments décarbonatés (cf § 2.1.1). Dans les

sédiments analysés, il varie entre 5.8 et 22.9, et est globalement compatible avec la gamme de variation du rapport C/N de la matière organique terrigène. Les matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre collectées au cours de la mousson ont systématiquement un rapport $(C/N)_{org}$ élevé (entre 13.8 et 22.9). Les matières en suspension du Gange prélevées à différentes profondeurs ont un rapport $(C/N)_{org}$ relativement constant autour de 14.2 alors que le rapport $(C/N)_{org}$ des matières en suspension du Brahmapoutre est en moyenne plus élevé (17.5) mais tend à augmenter avec la profondeur (figure 4.29).

Les matières en suspension de la Lower Meghna collectées pendant la mousson ont des rapports $(C/N)_{org}$ très variables, entre 5.8 et 13.2, et significativement plus faibles que ceux des matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre. Les sédiments collectés sur une rivière traversant la mangrove (la Pussur, cf § 1.2) présentent des rapports $(C/N)_{org}$ comparables à ceux des matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre. Enfin, nous avons également analysé une matière en suspension du Gange en période de basses eaux (mai 2004); son rapport $(C/N)_{org}$ est de 7.7, c'est-à-dire nettement plus faible que celui des matières en suspension du Gange collectées pendant la mousson.

4.2.2.3 Nature et origine de la matière organique transportée par les sédiments de rivière

L'utilisation couplée de la composition isotopique du carbone organique et du rapport $(C/N)_{org}$ permet de différencier différents types de matière organique provenant par exemple de plantes supérieures C3 et C4, de matière organique des sols et de plantes aquatiques. Pour des raisons de représentation et de formalisme, nous utilisons une représentation dans l'espace $(N/C)_{org}$ versus $\delta^{13}C$. La composition des différents pôles utilisés provient de la compilation de données publiées (Hedges and Oades, 1997; Goni et al., 2006 et références incluses).

Dans l'espace $(N/C)_{org}$ versus $\delta^{13}C$ (figure 4.30), la position des matières en suspension de mousson du Brahmapoutre et du Gange indique que la matière organique provient d'un mélange de débris de plantes supérieures et de matière organique de sol. Cela est en accord avec les observations à différentes échelles spatiales de ces matières en suspension (cf. § 4.2) qui ont mis en évidence la présence de débris organiques dans ces sédiments. Compte tenu de la grande variabilité de composition de chaque pôle, il est difficile de déterminer quantitativement la proportion de matière organique "fraîche" et de matière organique de sol. Cependant, les matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre ont des rapports $(C/N)_{org}$ plus élevés que dans la majorité des rivières étudiées comme l'Amazone, le Congo, le Zaire ou la Fly (Hedges et al., 1986; Holtvoeth et al., 2005; Goni et al., 2006). Cela indique une

contribution relative de débris végétaux peu dégradés plus importante dans le système Gange-Brahmapoutre, probablement en relation avec une dynamique de transport plus rapide. En outre, l'augmentation avec la profondeur du rapport $(N/C)_{org}$ des matières en suspension du Brahmapoutre semble indiquer une plus forte contribution de débris végétaux dans les sédiments grossiers transportés près du fond que dans les matières en suspension de surface. Cela est concordant avec l'observation de débris macroscopiques dans les sédiments grossiers transportés par le Brahmapoutre (cf. § 4.2.1).

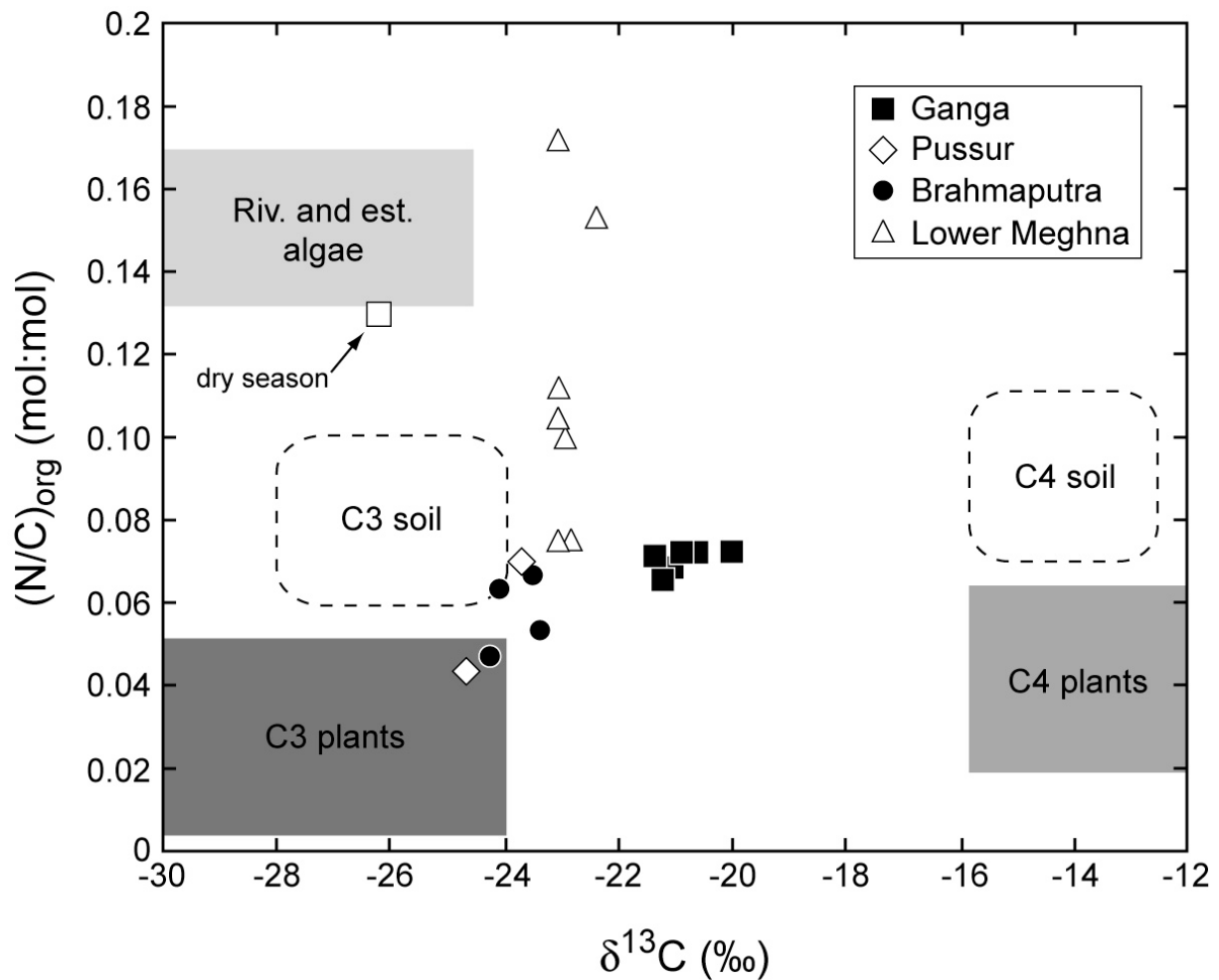


Figure 4.30 : Rapport $(N/C)_{org}$ des sédiments de rivière en fonction de leur $\delta^{13}C$. La composition typique des différentes sources de matière organique est issue de Goni et al., (2006) et de Hedges et Oades (1997) et références incluses. Pendant la mousson, la matière organique des matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre est composée d'un mélange de débris végétaux et de matière organique des sols. Les sédiments de la Lower Meghna présentent de forts enrichissements en azote qui, compte tenu de leur $\delta^{13}C$, ne semblent pas liés à une contribution d'algues de rivière. En revanche, la composition des sédiments du Gange en période de basses eaux indique une contribution notable d'algues, en accord avec nos observations sur le terrain.

La plus forte proportion de matière organique dégradée dans les sédiments du Gange que dans ceux du Brahmapoutre est cohérente avec le processus de renouvellement du carbone organique décrit dans le bassin du Gange (cf. § 2.2.1). La matière organique à dominante C3 des sédiments déposés dans la plaine est remplacée par de la matière organique issue de la végétation de la plaine, composée d'un mélange de C3 et de C4. De nombreuses études de sols naturels et cultivés ont montré que ce processus est relativement rapide puisque, après quelques années la totalité de la matière organique est dégradée et remplacée par les apports de la végétation (e.g. Derrien et al., 2006). Lors de l'avulsion des rivières, les sols de la plaine Indo-Gangetique ainsi formés sont ré-érodés et constituent une part importante du flux sédimentaire, comme indiqué par le bilan d'altération réalisé pour le bassin du Gange (cf. § 3.5.3). En outre, compte tenu des différences géomorphologiques (e.g. pente des versants, vitesse du courant) et de végétation entre l'Himalaya et la plaine, il est logique que la matière organique en provenance directe de l'Himalaya soit plus riche en débris végétaux que celle provenant de la plaine. Finalement, la comparaison des rapports $(C/N)_{org}$ des matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre semble plutôt indiquer une absence de renouvellement de la matière organique dans le bassin du Brahmapoutre.

Les matières en suspension de la Lower Meghna ont des $\delta^{13}C$ relativement stables et concordants avec un mélange de sédiments du Gange et du Brahmapoutre. Cependant, leurs rapports $(N/C)_{org}$ atteignent des valeurs très élevées, incompatibles avec un simple mélange Gange-Brahmapoutre. La constance de leur $\delta^{13}C$ n'est pas en accord avec une contribution de végétaux aquatiques, comme en atteste la composition d'un sédiment transporté par le Gange en période sèche où la contribution de végétaux aquatiques (algues principalement) était manifeste. Par ailleurs, une éventuelle contribution de matière organique dérivée de la zone de mangrove est également exclue, comme le montre la composition des sédiments de la Pussur. Enfin, la quantité relative de carbone organique des sédiments de la Lower Meghna est identique à celle des sédiments du Gange et du Brahmapoutre (cf. § 4.1). Par conséquent, il ne semble pas que leur rapport $(N/C)_{org}$ élevés soient imputable à une addition de carbone organique pendant la traversée du delta mais plus probablement à un processus de nitrification dont les causes et le mécanisme exact restent à élucider. La mesure de la composition isotopique de l'azote ($\delta^{15}N$) de la matière organique de ces sédiments permettrait certainement de préciser ces mécanismes.

4.2.2.4 Nature et origine de la matière organique des sédiments du Cône du Bengale

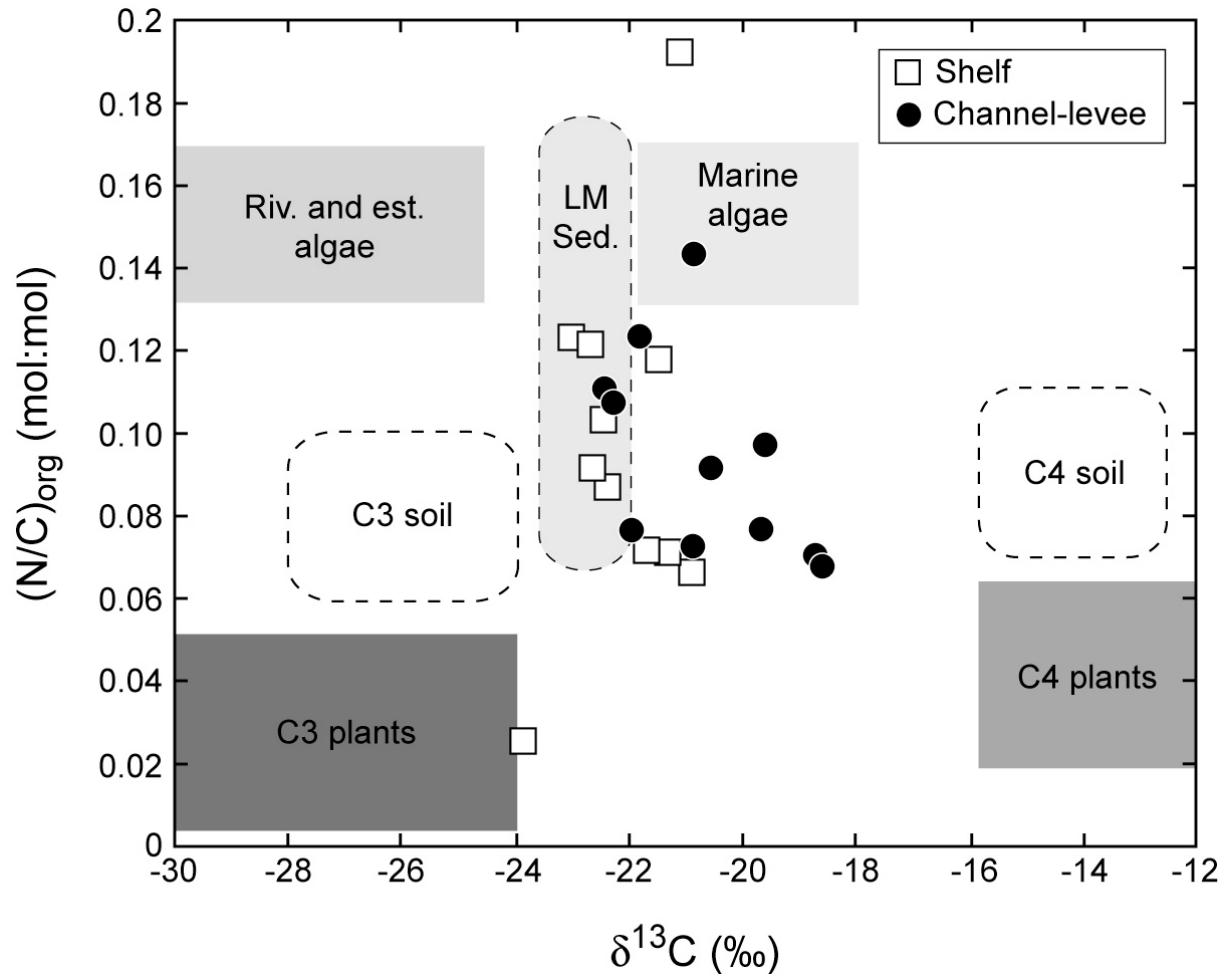


Figure 4.31 : Rapport $(N/C)_{org}$ des sédiments du Cône du Bengale en fonction de leur $\delta^{13}C$. La composition typique des différentes sources de matière organique est issue de Goni et al., (2006) et de Hedges et Oades (1997) et références incluses. La gamme de composition des sédiments actuels de la Lower Meghna (LM Sed.) est également rappelée. La matière organique des sédiments du Cône du Bengale est principalement composée d'un mélange de débris végétaux et de matière organique des sols. La gamme de variation du $\delta^{13}C$ correspond à une évolution temporelle de la contribution de plantes en C3 et de plantes en C4 (cf. § 4.3). Les rapports $(N/C)_{org}$ des sédiments du Cône du Bengale sont comparables à ceux des sédiments actuels de la Lower Meghna; ce traceur ne permet pas de déceler d'éventuelles contributions de matière organique marine.

Nous avons mesuré la teneur en azote organique de sédiments du Cône du Bengale déposés (1) lors des derniers 500 ans au niveau du Shelf et (2) au cours des derniers 16 ka dans le système actif de chenal-levée (cf § 1.3). La teneur en azote organique varie fortement entre 50 et 1210 ppm. Le rapport $(C/N)_{org}$ est également extrêmement variable entre 5.2 et 38.8. Le rapport $(C/N)_{org}$ de 38.8 est atypique par rapport au reste du jeu de donné et indique clairement la présence de nombreux débris végétaux dans cet échantillon. Cette valeur étant

exclue, les sédiments du Shelf et du chenal-levée ont des rapports $(C/N)_{org}$ comparables avec des valeurs moyennes respectives de 10.5 et 11.2. De tels rapports $(C/N)_{org}$ sont incompatibles avec une contribution notable de matière organique marine dont le rapport $(C/N)_{org}$ typique est nettement plus faible (rapport de Redfield ≈ 7.7) (figure 4.31). Cependant, compte tenu de la forte variabilité du rapport $(C/N)_{org}$ des matières en suspension de la Lower Meghna générée par une nitrification intense au niveau du delta (cf. § précédent), l'utilité du rapport $(C/N)_{org}$ en tant que traceur de matière organique marine est probablement limitée. Toutefois, les rapports $(C/N)_{org}$ des sédiments déposés au cours des derniers 16 ka dans le Cône du Bengale sont comparables à ceux des matières en suspension de la Lower Meghna ce qui est en accord avec un taux élevé de préservation de la matière organique terrigène (cf. § 4.1).

4.2.3 Caractérisation de la matière organique fossile

Il est difficile de quantifier précisément le flux de carbone fossile dérivé de l'érosion des roches Himalayennes. Néanmoins, un bilan géochimique basé à la fois sur la concentration en ^{14}C des sédiments de rivière au Bangladesh et sur l'estimation de la teneur moyenne en carbone des roches érodées, a permis de proposer une estimation de la proportion de carbone fossile dans les sédiments délivrés à la Baie du Bengale; celle-ci varie de 10-20 % dans les matières en suspension jusqu'à 50-100 % dans la charge de fond (cf. § 4.1). Afin de préciser la teneur, la nature et le devenir de ce carbone fossile nous avons réalisé un suivi du carbone fossile dans le système himalayaen depuis les sédiments transportés dans les rivières de montagne jusqu'aux sédiments déposés dans le Cône du Bengale. L'approche mise en œuvre aborde le problème en utilisant deux méthodes complémentaires : (1) la mesure de la composition en ^{14}C des sédiments et (2) l'identification et la caractérisation qualitative de la structure du carbone fossile par spectroscopie Raman et Microscopie Electronique à Transmission de Haute Résolution (MET-HR).

4.2.3.1 Composition en ^{14}C des sédiments de rivières Himalayennes

Nous avons mesuré la composition en ^{14}C de la matière organique des sédiments des trois principaux affluents Himalayens du Gange à leur sortie de la chaîne proprement dite (cf. figure 3.1 et § 1.2). Dans l'ensemble, leur $\Delta^{14}C$ varie entre -671 et -169 ‰, c'est-à-dire dans

une gamme comparable à celle définie par les sédiments du Gange et du Brahmapoutre (cf. § 4.1). Toutefois, dans le détail, les trois rivières étudiées présentent des différences notables de composition. Les matières en suspension de la Kosi et de la Karnali ont des $\Delta^{14}\text{C}$ plutôt élevés (-192 ‰ en moyenne) comparables aux valeurs maximales des matières en suspension du Gange au Bangladesh alors que les matières en suspension de la Narayani ont des $\Delta^{14}\text{C}$ fortement négatifs (-605 ‰ en moyenne), sensiblement plus faibles que ceux des matières en suspension du Gange au Bangladesh (figure 4.32). De la même façon que les sédiments prélevés au Bangladesh, les sédiments de la Kosi décrivent une droite de mélange entre la charge de fond pauvre en carbone organique et en ^{14}C et les matières en suspension comparativement enrichies en carbone organique et en ^{14}C . Les matières en suspension prélevées le long d'un profil en profondeur sur la Narayani décrivent également une droite de mélange dans un diagramme $\Delta^{14}\text{C}$ versus $1/\text{TOC}$, les sédiments les plus riches en carbone organique étant également les plus riches en ^{14}C .

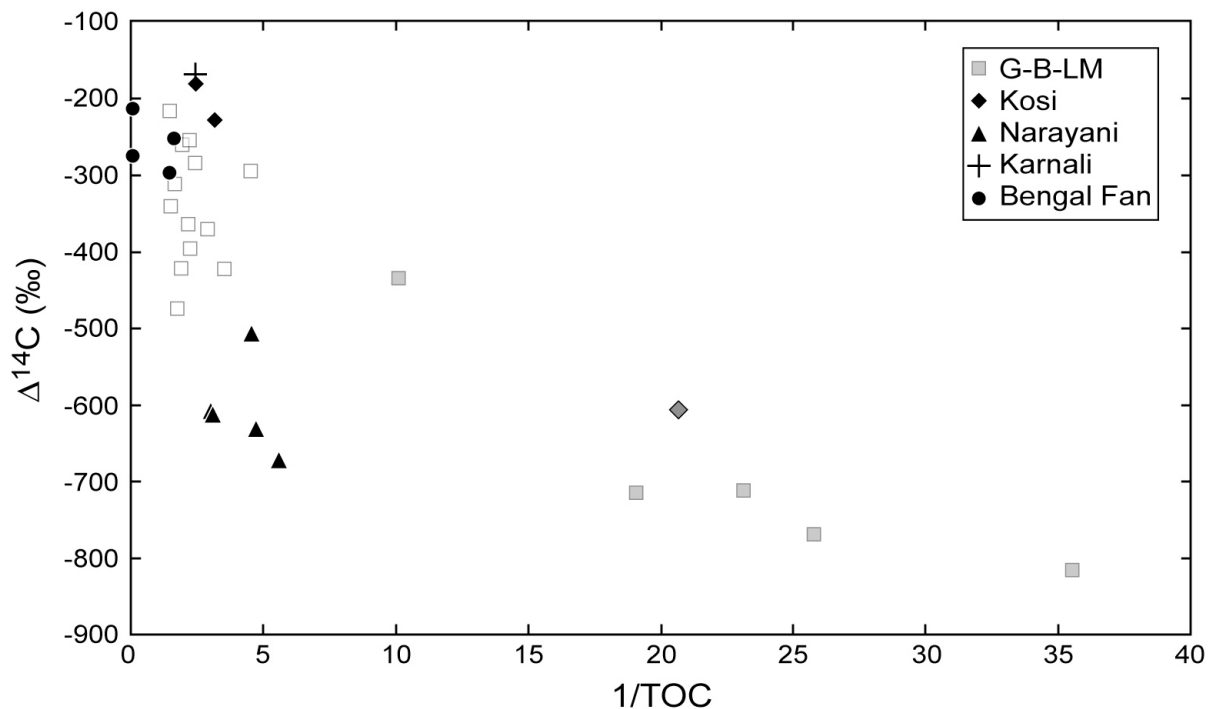


Figure 4.32: Composition en ^{14}C de sédiments du système Gange-Brahmapoutre et du Cône du Bengale. Les sédiments définissent une relation de mélange entre les sédiments de fond dominés par le carbone fossile et les matières en suspension de surface dominées par du carbone biogénique. Les sédiments des rivières himalayennes à la sortie de la chaîne (Kosi, Narayani et Karnali) ont des compositions variables; ceux de la Kosi et de la Karnali ont des $\Delta^{14}\text{C}$ plus élevés que les sédiments des grands fleuves au Bangladesh (G-B-LM) tandis que ceux de la Narayani sont nettement plus négatifs. Les sédiments du Cône du Bengale (Shelf et chenal-levée) ont des compositions comparables à celles des sédiments du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna.

Les sédiments des rivières Himalayennes à la sortie de la chaîne semblent donc répondre à la même logique de mélange que ceux des trois grosses rivières du Bangladesh, avec une proportion de carbone fossile plus élevée dans les sédiments grossiers et pauvres en carbone organique que dans les sédiments fins relativement enrichis en carbone organique. Les différences de $\Delta^{14}\text{C}$ entre la Kosi et la Karnali d'une part et la Narayani d'autre part semblent indiquer de fortes variations de la proportion de carbone fossile entre ces différents bassins. Il est en effet peu probable qu'elles soient dues à une différence de l'âge apparent du carbone organique biogénique dans chaque bassin, compte tenu (1) des $\Delta^{14}\text{C}$ très négatifs des matières en suspension de la Narayani et (2) du bon accord entre les $\Delta^{14}\text{C}$ les plus élevés du Gange, de la Karnali et de la Kosi. La forte contribution de carbone organique fossile dans le bassin de la Narayani est en outre en accord avec : (1) une contribution relative de roches du LH plus importante que pour la Karnali et la Kosi (cf. figure 1.1, § 1.1); ces roches sont en effet plus riches en carbone que celles du HHC (cf. § 3.1 et § 3.2) et, (2) la présence significative dans son bassin de lithologies très riches en carbone comme les schistes noirs (Pierson-Wickmann et al., 2000; Beyssac et al., 2004).

La composition en $\Delta^{14}\text{C}$ obtenue en moyennant la composition des matières en suspension des trois rivières étudiées est compatible avec celle des matières en suspension du Gange au Bangladesh. Si notre échantillonnage est représentatif, cela ne semble pas indiquer d'évolution significative de la proportion de carbone organique fossile au cours du transport dans la plaine. Contrairement au carbone organique biogénique qui est majoritairement recyclé entre la sortie de la chaîne et le delta (cf. § 4.2.1), il semble donc que le carbone organique fossile soit essentiellement préservé au cours du transport, probablement grâce à son caractère fortement réfractaire.

4.2.3.2 Composition en ^{14}C des sédiments du Cône du Bengale

Nous avons mesuré la composition en ^{14}C de la matière organique de deux échantillons du système de chenal-levée actif déposés il y a 3.0 et 15.7 ka (âge de dépôt estimé à partir de datation ^{14}C de foraminifères, cf. § 4.3). En outre, nous disposons de la composition en ^{14}C de fragments organiques ($> 63 \mu\text{m}$) extraits de deux sédiments récemment déposés dans le Cône du Bengale (Kudrass, communication personnelle, cf. § 4.3). Le premier provient du Shelf et a été déposé il y a moins de 50 ans comme l'indique la présence de ^{137}Cs produit par les tests nucléaires au cours de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle

(Kudrass, communication personnelle). Le second est un sédiment de surface échantillonné au niveau du chenal actif, dont l'âge de dépôt est, compte tenu des taux d'accumulation à cet endroit, nécessairement très récent. Pour les sédiments anciens, en corrigeant leur composition mesurée de la décroissance radioactive depuis leur dépôt, il est possible d'estimer la composition en ^{14}C de ces sédiments au moment de leur dépôt dans le système turbiditique ($\Delta^{14}\text{C}^*$). Les quatre sédiments océaniques analysés ont des $\Delta^{14}\text{C}^*$ comparables, autour d'une valeur moyenne de -258‰ correspondant à un âge apparent moyen de 3100 ans (cf. § 4.3.1). Dans le diagramme $\Delta^{14}\text{C}$ vs $1/\text{TOC}$, ils sont compatibles avec les matières en suspension les plus fines des grandes rivières du Bangladesh (figure 4.32). L'absence d'augmentation de l'âge apparent du carbone organique (i.e. du $\Delta^{14}\text{C}$) entre le delta du Bangladesh et le Cône du Bengale indique un transfert sédimentaire rapide entre le système fluvial et le système océanique. En outre, il ne semble pas non plus y avoir de différence systématique d'âge apparent entre les sédiments du Shelf et ceux du système de chenal-levée du Cône Médian. Cela suggère un transfert sédimentaire rapide entre ces deux unités sédimentaires. La quantification précise du temps de transfert suppose de connaître la valeur moyenne de l'âge apparent (1) des sédiments de rivière et, (2) des sédiments déposés dans les différentes unités sédimentaires du Cône du Bengale. Compte tenu du nombre limité d'analyses dont nous disposons (4 pour les sédiments océaniques), il ne nous est pas possible de calculer des moyennes représentatives. Cependant, on peut estimer que le de transfert entre le système fluvial et le Cône Médian est de l'ordre de la centaine d'années. Cela est également concordant avec une bonne préservation du carbone organique (à la fois fossile et biogénique) dans le système océanique. La mesure de la composition en ^{14}C de biomarqueurs spécifiques des végétaux supérieurs pour (1) les sédiments de la Lower Meghna et, (2) des sédiments provenant des différentes unités sédimentaires du Cône du Bengale devrait permettre à l'avenir de contraindre le temps caractéristique de transfert entre les différents réservoirs du système. La combinaison de ce type d'approche avec l'utilisation de traceurs géochimiques spécifiques comme les séries de l'uranium (e.g. Chabaux et al., 2006; Granet et al., submitted) constitue certainement une voie très prometteuse afin de caractériser les temps de résidence et de transfert des sédiments au sein des grands systèmes sédimentaires.

4.2.3.3 Identification et caractérisation de la structure du carbone fossile : spectroscopie Raman et MET-HR

Au cours du métamorphisme, la matière carbonée contenue dans les roches subit des transformations sous l'effet de la température et de la pression. Cette réaction (graphitisation) tend à transformer progressivement une fraction de la matière organique en un solide plus ou moins cristallisé (carbone graphitique), voire en graphite ss (e.g. Beyssac et al., 2002b). Ainsi, les matériaux carbonés présents dans les roches ont une structure complexe (squelette aromatique), plus ou moins organisée en fonction de leur histoire métamorphique. La spectroscopie Raman et le MET-HR sont des techniques permettant la caractérisation directe, respectivement à l'échelle micro et nanométrique, de la structure des matériaux carbonés possédant une structure graphitique. Elles permettent en particulier d'en apprécier le degré d'organisation, et ont été notamment utilisées afin de caractériser l'histoire thermique des roches à partir de la structure de la matière organique qu'elles contiennent (Beyssac et al., 2002a; Beyssac et al., 2004).

Afin d'étudier le transfert du carbone fossile des roches Himalayennes jusqu'aux sédiments de rivières, puis son devenir au cours du transport depuis l'Himalaya jusqu'au cône du Bengale, nous avons analysé au moyen de ces deux techniques une série d'échantillons couvrant l'ensemble du système Himalayen (figure 4.33) et permettant de prendre en compte les hétérogénéités sédimentaires. En particulier, les analyses en MET-HR sont largement tributaires des choix d'observations et ne sont de ce fait pas quantitatives sur la teneur en carbone fossile des échantillons ainsi observés (cf. § 2.1.4 et § 2.1.5). Cependant, la multiplication des observations (par exemple la réalisation d'un grand nombre de spectres Raman ou des observations MET-HR à des échelles variées) assure la représentativité de ces analyses et fournit une description qualitative pertinente de chaque échantillon. Les résultats présentés dans cette section (exemples de spectres Raman et de photos MET) représentent la synthèse de l'ensemble des observations que nous avons effectuées.

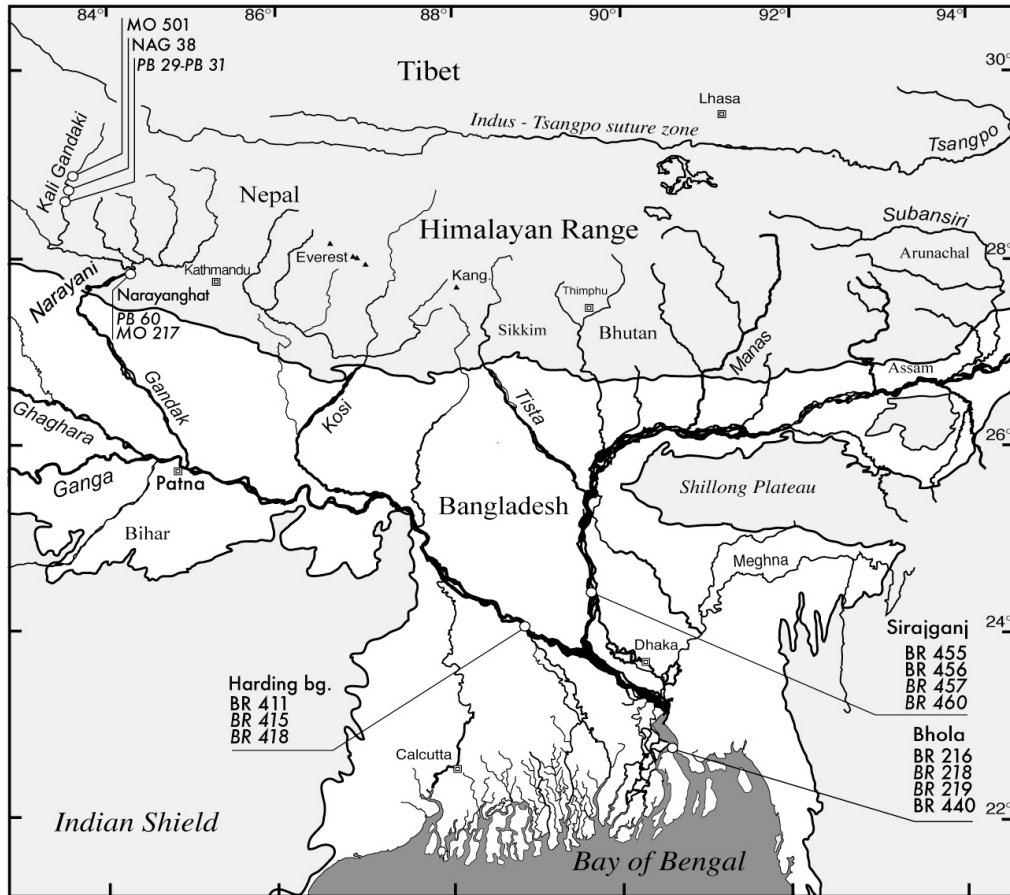


Figure 4.33 : Carte de localisation des échantillons de rivière analysés en spectroscopie Raman (tous les numéros) et observés au Microscope Electronique à Transmission (numéros en italique). Pour le bassin du Gange, les échantillons choisis permettent de suivre l'évolution des sédiments au cours du transport depuis la haute chaîne himalayenne jusqu'au delta du Bangladesh.

L'analyse directe des échantillons par spectroscopie Raman a permis de détecter des phases carbonées possédant une structure graphitique cristalline (i.e. provenant des roches Himalayennes) dans tous les échantillons analysés (dans un souci de concision les matériaux carbonés possédant une structure graphitique cristalline seront dans la suite dénommés sous le terme générique "carbone fossile"). Le carbone fossile est présent sous trois principales formes : (1) des particules indépendantes de taille variable, (2) en inclusion dans des minéraux métamorphiques (grenat, phengites...) ou non (quartz, feldspaths) et, (3) en association intime à la surface de minéraux, en particulier des micas (figure 4.34). En règle générale, on note une plus grande proportion de carbone fossile dans les échantillons grossiers du type charge de fond que dans les échantillons fins comme les matières en suspension de surface. Dans les échantillons grossiers, le carbone fossile est généralement présent sous la forme d'inclusion dans des minéraux.

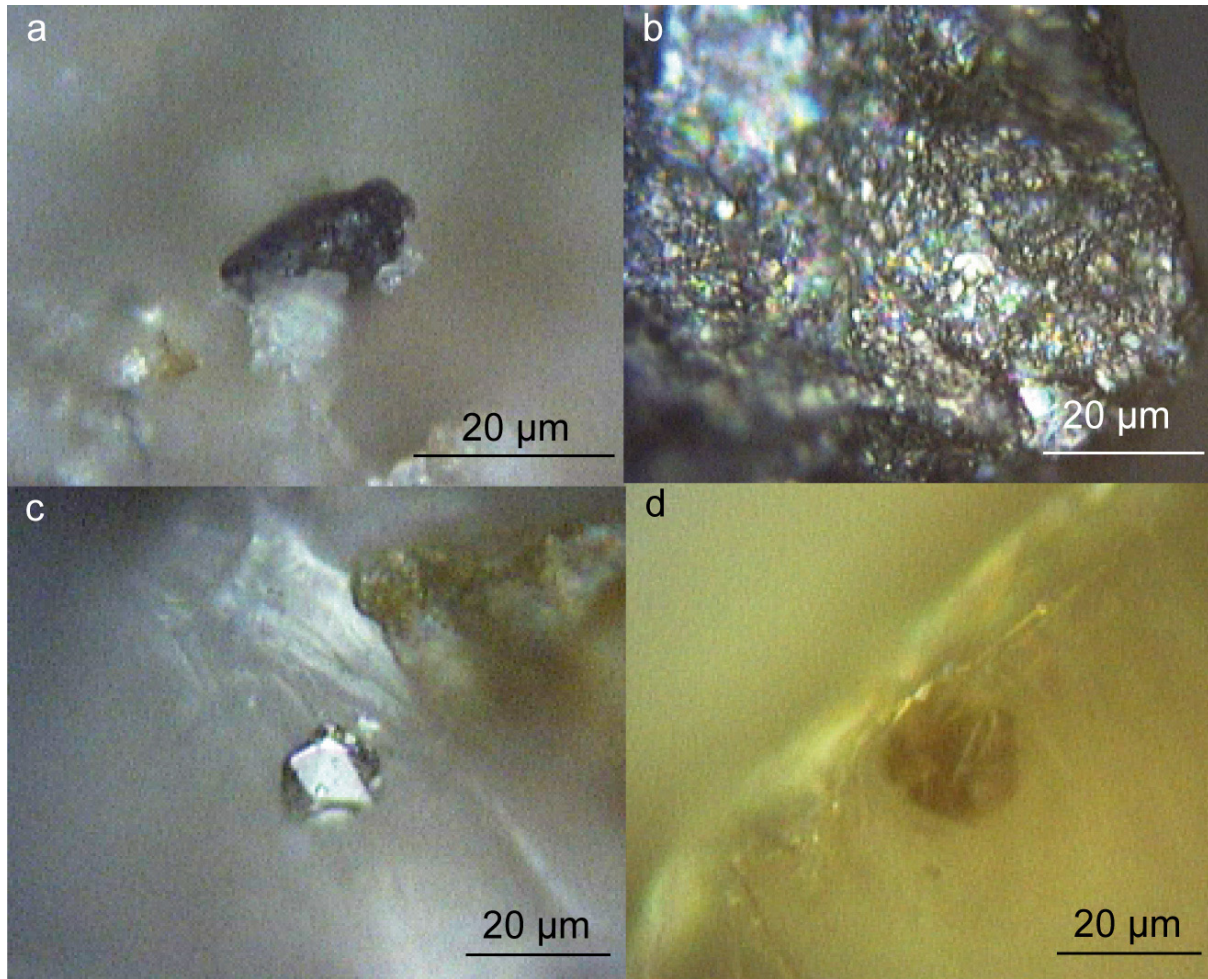


Figure 4.34 : Photographies prises sous l'objectif (50 \times) du microscope optique du spectromètre Raman montrant les différentes formes de carbone fossile présentes dans les échantillons de rivière. a : grain isolé de graphite dans une matière en suspension de surface de la Lower Meghna (BR 218). b : Association de carbone fossile et de micas sous la forme d'un gros grain (ca. 100 μm) dans un sédiment de fond de la Lower Meghna (BR 219). c : cristal de graphite parfait dont les plans cristallographiques sont bien définis (sédiment de fond de la Narayani, MO 217). d : inclusion d'un grain de graphite dans un minéral (matière en suspension de surface du Gange, BR 415)

Dans les sédiments prélevés en Himalaya (Kali Gandaki) ainsi qu'à la sortie de la chaîne (Narayani), les spectres Raman réalisés montrent que le carbone fossile a des degrés d'organisation variables, depuis le graphite parfait jusqu'à de la matière désorganisée type anthracite ou kérogène évolué (figure 4.35). Les analyses MET confirment ces observations et montre une grande diversité à la fois du degré d'organisation et de la taille des particules de carbone fossile (figure 4.36 et 4.7).

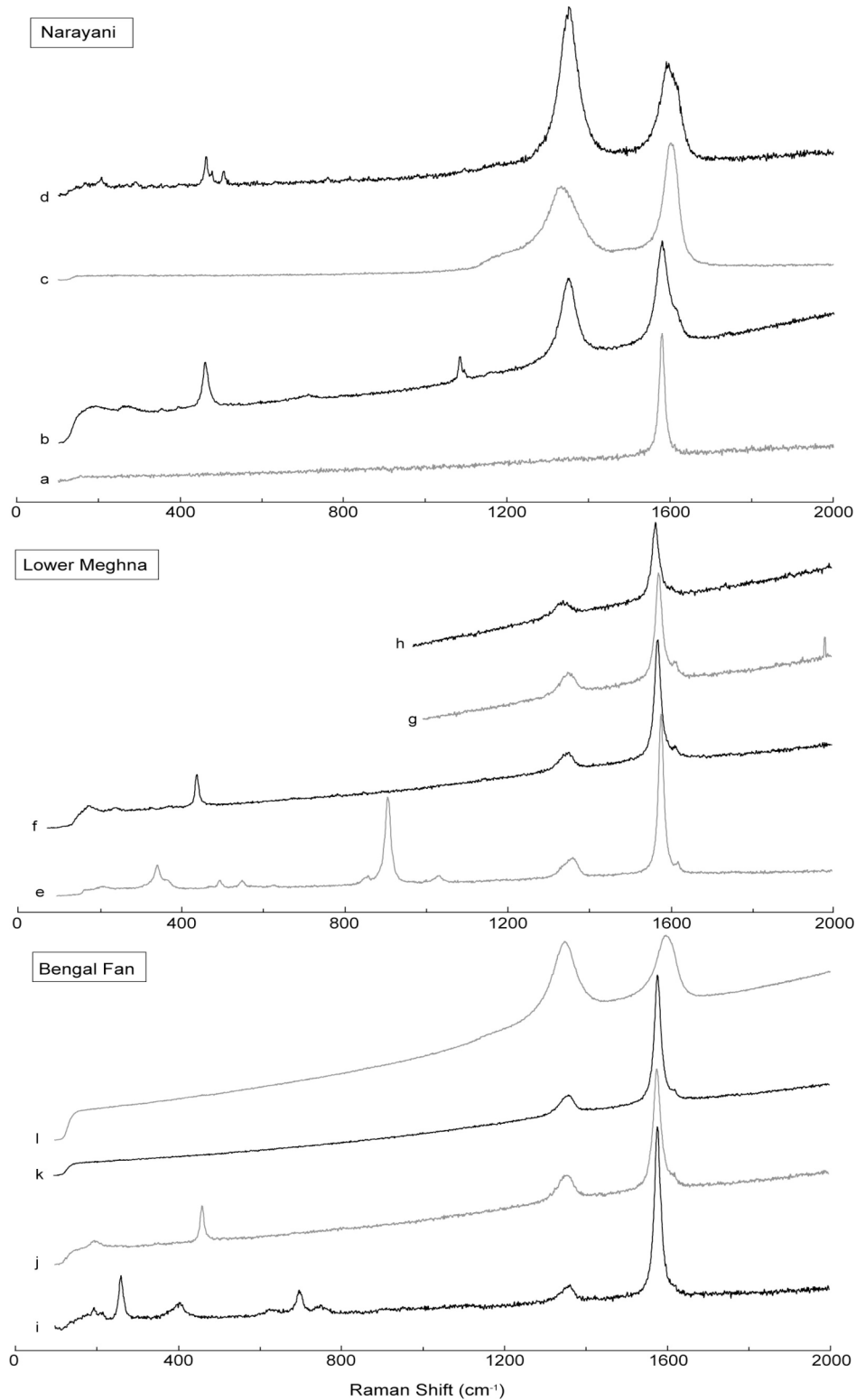


Figure 4.35 : Spectres Raman typiques de la matière carbonée des sédiments de rivière et du Cône du Bengale. A la sortie de la chaîne himalayenne (spectres a-d) la matière carbonée a des degrés d'organisation très divers depuis le graphite parfait (a) jusqu'à du carbone métamorphique très désordonné (d). Dans les sédiments de la Lower Meghna (spectres e-h) et du Cône du Bengale (spectres i-l), les formes très organisées proches du graphite sont largement dominantes. Le spectre l représente, à titre de comparaison, de la matière organique non métamorphique. Les spectres b,d,e,f,i,j révèlent une association (souvent de type inclusion) entre la matière carbonée et des phases minérales.

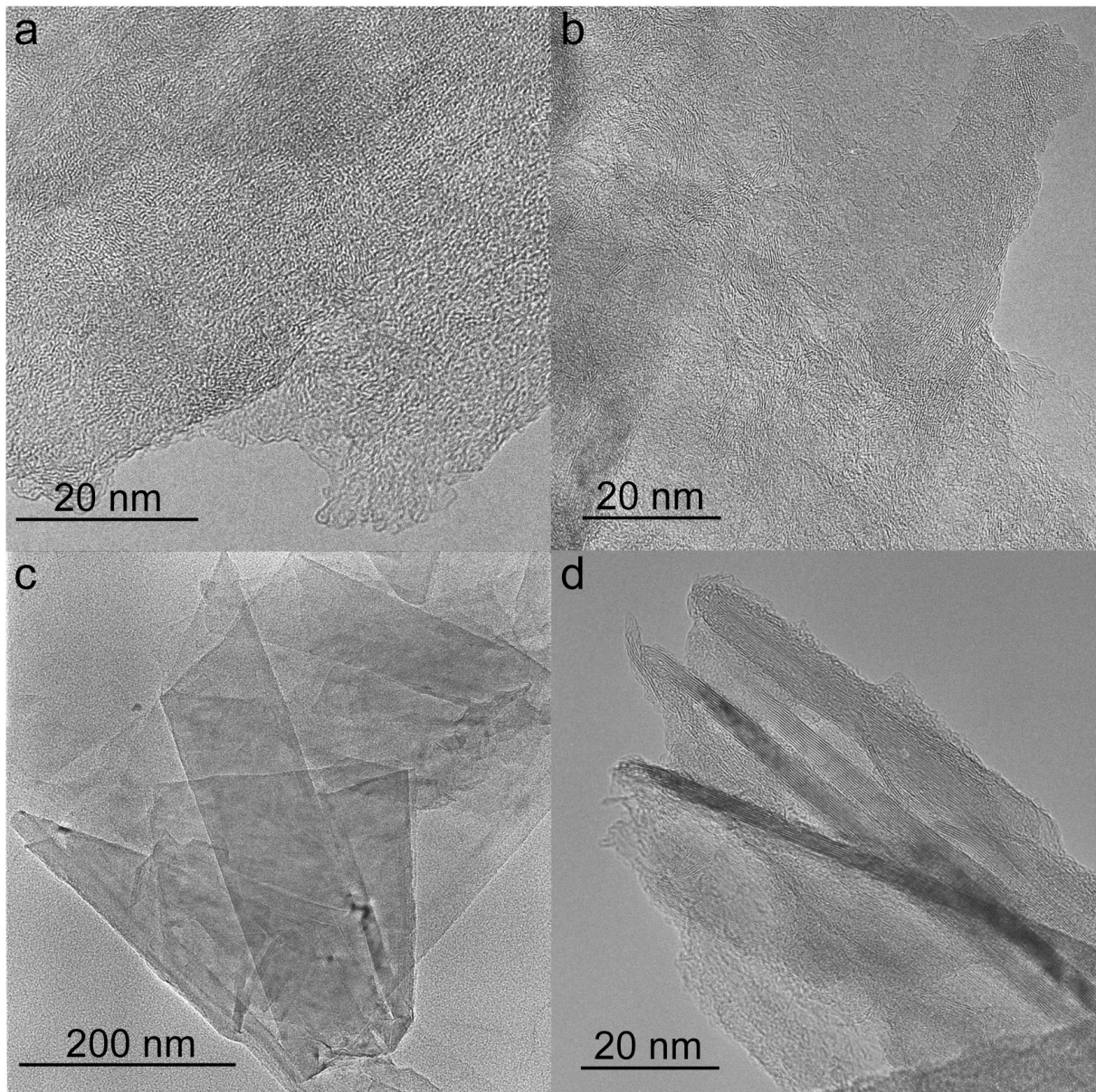


Figure 4.36 : Photographies MET typiques de phases carbonées cristallisées présentes dans les sédiments de rivière et du Cône du Bengale. a : Plage de carbone de faible degré d'organisation (carbone micro à méso-poreux) dans un sédiment de fond de la Narayani (MO 217). b : Grande plage de carbone très désorganisé dans un sédiment de fond de la Kali Gandaki (PB 31). c : Image en résolution intermédiaire (120 k \times) d'une grande lamelle de graphite dans un sédiment de fond de la Narayani (MO 217). d : Fines baguettes de graphite dans un sédiment du Shelf du Bengale (SO 93 105KL 758-765). Voir également la figure 4.7 (cf. § 4.1).

L'observation au Raman et au MET des sédiments du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna au Bangladesh fait apparaître des similitudes notables : (1) la détection de carbone fossile dans les matières en suspension de surface y est très difficile à cause de la taille des particules et de leur faible abondance, (2) les formes bien organisées proches du graphite y sont très largement dominantes alors que les matériaux de faible degré

d'organisation y sont quasiment absent (figure 4.36). Les sédiments du Cône du Bengale provenant de différentes zones (Shelf, Chenal-levée, Cône distal) et déposés au cours des derniers 16 ka sont également assez semblables du point de vue du carbone fossile, on note là encore la présence quasi-exclusive de formes très bien organisées (proches du graphite) ainsi qu'une dominance de particules de petites tailles (figure 4.36).

La comparaison des sédiments provenant de la chaîne, de la plaine et du Cône du Bengale suggère qu'une partie du carbone fossile dérivé de l'érosion des roches Himalayennes est préservé et transféré jusqu'à l'océan. Le transport de carbone fossile, presque toujours du graphite, en inclusion dans des minéraux résistants comme le quartz, le grenat et la tourmaline favorise très certainement sa préservation par protection mécanique. Le carbone fossile des échantillons provenant de la chaîne ou de la sortie de chaîne possède une diversité de structure tout à fait comparable à celle des matériaux carbonés présents dans les différentes roches himalayennes (Beysac et al., 2004). La disparition des phases de moindre degré d'organisation au cours du transport entre la sortie de chaîne et le delta indique une préservation sélective des matériaux les mieux organisés, dont la structure est proche de celle du graphite. Cela est cohérent avec l'augmentation de la résistance à l'oxydation des matériaux carbonés avec leur degré d'organisation.

Les méthodes utilisées n'étant pas réellement quantitatives, il est difficile d'estimer la proportion de carbone fossile oxydé. Cependant, compte tenu de la structure métamorphique de la chaîne Himalayenne, il est certain que la majorité du carbone fossile contenu dans les roches himalayennes érodées (c'est à dire très majoritairement celles du HHC (cf. § 3.5.3)) doit avoir une structure proche de celle du graphite. Puisque nos observations montrent que le graphite semble être préférentiellement préservé, il est probable qu'une proportion importante du carbone fossile des roches Himalayennes soit préservée et enfouie dans les sédiments du Cône du Bengale. De ce point de vue, l'érosion de l'Himalaya agirait donc comme un simple transfert de carbone réduit depuis les roches Himalayennes jusqu'aux sédiments du Cône du Bengale avec un impact négligeable sur la composition de l'atmosphère. Dans un futur proche, le couplage de techniques géochimiques spécifiques comme l'analyse de la composition en ^{14}C de composés moléculaires et de techniques de caractérisation directe comme la spectroscopie Raman et le MET pourrait permettre d'établir un bilan précis d'érosion, d'exportation et d'enfouissement du carbone fossile au cours de l'érosion de l'Himalaya.

4.3 Influence des changements climatiques sur le cycle du carbone organique au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire

Au cours des 20 derniers milliers d'années (MIS 1 et MIS 2, période correspondant à fin du dernier cycle glaciaire-interglaciaire) le bassin Himalayen a connu d'importants changements climatiques. Les reconstructions paléoclimatiques ainsi que les simulations climatiques indiquent qu'au dernier maximum glaciaire (18 ka B.P.), l'Himalaya et le plateau du Tibet étaient largement recouvert par la glace et que le climat régional était plus froid d'environ 4°C et plus sec que le climat actuel (e.g. Prell and Kutzbach, 1987). Le niveau marin était environ 120 m plus bas qu'actuellement avec pour conséquence que la majeure partie du Shelf devait être exondée (cf. § 1.3). La sortie de la période glaciaire a été marquée par une période de réchauffement rapide (déglaciation) entrecoupée de refroidissements brutaux. Ce réchauffement général s'est accompagné d'une hausse rapide du niveau marin (Weber et al., 1997 et références incluses). L'Hypsithermal de l'Holocène (~ 7 ka B.P.), également dénommée "optimum climatique", se caractérise par des précipitations abondantes considérées comme les plus élevées de 75 derniers milliers d'années (Herzschuh, 2006). Enfin, au cours de la dernière partie de l'Holocène (7 à 0 ka) les conditions climatiques ont été assez stables, avec toutefois une légère diminution des précipitations. L'influence de ces variations climatiques sur l'érosion de l'Himalaya est enregistrée par les sédiments déposés au niveau du delta du Bangladesh et du Cône du Bengale. Les différentes études de ces sédiments suggèrent en particulier que le runoff était plus faible au glaciaire qu'à l'actuel (Duplessy, 1982; Delaygue et al., 2001). En outre, la déglaciation semble avoir été marquée par une augmentation brutale du runoff et du flux sédimentaire (Weber et al., 1997; Goodbred and Kuehl, 2000; Goodbred, 2003).

Afin de caractériser le rôle de l'enfouissement de carbone organique dans le cycle global du carbone il est capital de connaître les rétroactions induites par les changements climatiques sur le cycle du carbone organique. L'étude du carbone organique des sédiments déposés dans le Cône du Bengale au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire doit permettre de caractériser l'influence réciproque des variations climatiques et des échanges de carbone organique associés à l'érosion de l'Himalaya.

4.3.1 Evolution de la végétation dans le bassin Himalayen depuis le dernier maximum glaciaire

Le système turbiditique du Cône du Bengale, alimenté par le système fluvial Gange-Brahmapoutre, fourni un enregistrement intégrateur de l'érosion de l'Himalaya. Grâce à une contribution mineure de matière organique marine et à une préservation totale du carbone organique terrigène, la matière organique enfouie dans les sédiments du Cône du Bengale constitue un traceur de la paléo-végétation du bassin himalayen. Le système de chenal-levée actif du Cône Médian documente les derniers 19 ka de sédimentation et permet de reconstruire les changements que la végétation du bassin himalayen a subis depuis le dernier maximum glaciaire (LGM).

Nous avons mesuré le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone organique afin d'évaluer les changements de la proportion de plantes en C3 et de plantes en C4 dans le bassin himalayen. Entre le LGM et l'Holocène moyen, le $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique totale diminue de 3 à 4 ‰. Le patron d'abondance des n-alcanes révèle que les contributions de plantes supérieures représentent une fraction prépondérante de la matière organique enfouie dans les sédiments du Cône du Bengale. Le $\delta^{13}\text{C}$ des biomarqueurs de végétaux supérieurs présente une évolution temporelle similaire à celle du $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique totale, ce qui démontre que ce dernier peut être utilisé comme un traceur de la paléo-végétation continentale. La diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique entre le LGM et l'Holocène moyen indique principalement la transition d'une matière organique dominée par les apports de plantes en C4 à une matière organique dominée par les apports de plantes en C3. Cela révèle une plus grande abondance de plantes en C4 dans le bassin Himalayen en conditions glaciaires. La modélisation de la végétation du LGM, réalisée à partir du modèle dynamique de végétation CARAIB, est en accord avec les données de $\delta^{13}\text{C}$. Le modèle indique que la plaine du Gange était dominée par les plantes en C4 au LGM, alors que la partie orientale du bassin est demeurée dominée par les plantes en C3.

La comparaison de nos données et de traceurs du paléo-climat régional suggère que le déclin des plantes en C4 après le LGM soit dû à une augmentation simultanée de la teneur en CO_2 atmosphérique et de l'humidité. L'enregistrement de la paléo-végétation du bassin himalayen suggère une aridité plus marquée au LGM qu'au cours de l'Holocène et est en accord avec les reconstructions de la mousson indiquant une intensification de la mousson du SO pendant les périodes interglaciaires et une intensification de la mousson du NE pendant les périodes glaciaires.

C4 plants decline in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum

Valier Galy^{1*}, Louis François², Christian France-Lanord¹,
Pierre Faure³, Hermann Kudrass⁴, Fabien Palhol¹, Sunil K. Singh⁵

1 - Nancy Université, CRPG CNRS/INSU, BP 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

2 – Laboratoire de Physique Atmosphérique et Planétaire, Université de Liège, 17 Allée du Six Août, 4000 Liège, Belgium

3 – Nancy Université, G2R CNRS/INSU, BP 239, 54506, Vandoeuvre-les-Nancy, France

4 – Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), 30655 Hannover, Germany

5 – Physical Research Laboratory, Navrangpura, Ahmedabad-380009, India

manuscript publié dans *Quaternary Science Reviews*, 2008

Abstract

The Bengal Fan turbiditic system, supplied by the Ganga-Brahmaputra river system, provides an integrated record of Himalayan system erosion. Thanks to minor inputs of marine organic matter and almost complete preservation of riverine organic carbon, organic matter buried in Bengal Fan sediments is a proxy of Himalayan basin paleo-vegetation. The active channel levee system of the middle fan documents the last 19 ka and allows the reconstruction of vegetation change in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum (LGM).

We measured $\delta^{13}\text{C}$ of organic carbon (C_{org}) in order to track changes in the proportions of C3 and C4 plants in the Himalayan basin. From LGM to mid-Holocene, $\delta^{13}\text{C}$ of bulk C_{org} shifts of 3 to 4 ‰ towards more negative values. Relative abundance of individual n-alkanes reveals that terrestrial higher plant inputs represent a dominant fraction of C_{org} buried in Bengal Fan sediments. $\delta^{13}\text{C}$ of higher plants biomarkers mimic that of bulk C_{org} showing that the later can be used as continental paleo-vegetation proxy. $\delta^{13}\text{C}$ negative shift from LGM to mid-Holocene, mostly indicates the transition from a dominant input of C4 plants to a dominant input of C3 plants and therefore reveals that C4 plants were more abundant in the

basin under glacial conditions. Vegetation repartition in the basin simulated using the CARAIB dynamic vegetation model is consistent with C_{org} data. The model indicates a dominance of C4 plants in the Gangetic plain during the LGM while eastern part of the basin remains dominated by C3 plants.

The comparison between our data and proxies of regional paleo-climate suggests that the large decline of C4 plants after the LGM was due to combined increase of atmospheric CO_2 and humidity levels. Integrated record of Himalayan basin paleo-vegetation suggests more arid conditions during the LGM than during the mid-Holocene and agrees with reconstructions of the monsoon indicating stronger SW monsoon during interglacial and stronger NE monsoon during glacial periods.

1. Introduction

The Bengal Fan is the largest active submarine fan of the world with a sediment volume of ca. $12.5 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Curry et al., 2003). Since at least the Miocene it is mainly supplied by sediments derived from the Himalayan erosion (e.g. France-Lanord et al., 1993; Derry and France-Lanord, 1996b). The Bengal Fan therefore provides an integrated record of the Himalayan basin history through time. Several organic geochemistry studies have shown that the organic carbon buried in the distal fan sediments (ODP Leg 116) is mainly of terrestrial origin (Poynter and Eglinton, 1990; Bertrand et al., 1991; Freeman and Colarusso, 2001). Isotopic studies allowed to highlight the late Miocene C4 plants expansion in the Himalayan basin (France-Lanord and Derry, 1994; Freeman and Colarusso, 2001). For this event, the good agreement between continental proxies (Siwaliks paleosoils and fossil tooth enamel) (Quade et al., 1992; Cerling et al., 1993; Quade and Cerling, 1995) and reconstructions based on the oceanic record demonstrates the potential of the Bengal Fan sediments as a record of the Himalayan basin paleo-vegetation. Recently, we realised a complete C_{org} budget for the Himalayan system; the comparison between the modern river system and recent sediments deposited in the Bengal Fan shows that almost all organic carbon exported by the Ganga-Brahmaputra river system is effectively buried in Bengal Fan sediments (Galy et al., 2007b). This extreme burial efficiency of riverine organic carbon in the Bengal Fan further supports its potential for continental paleo-vegetation reconstruction.

In the upper and middle fan, the active channel-levee system documents the last glacial/interglacial cycle with a good resolution thanks to high sedimentation rates (Weber et al., 1997). Supplied by the Ganga-Brahmaputra fluvial system, it also provides a tool to reconstruct paleo-vegetation change at the basin scale during the last glacial/interglacial cycle. This constitutes a major purpose as vegetation is strongly controlled by climatic conditions and therefore provides a constraint on paleo-climate evolution. The Himalayan basin is strongly influenced by the Asian monsoon. While extensively studied, the links between Asian monsoon and global climate changes still remains an open and challenging question. Therefore, the comparison between this “basin scale” paleo-climate proxy and other local or oceanic proxies presents a major interest.

In this paper, we study a 19 ka sedimentary record in the middle Bengal Fan channel-levee system. Channel-levee systems are potentially not good records for high resolution as sediment recycling may occur during the transport. Furthermore, as the Bengal Fan integrates the continental input over the Himalayan basin, changes in the sediment provenance (for instance changes of the Ganga-Brahmaputra balance) could produce major modifications of the organic matter stored in these sediments. The reliability of the channel-levee sedimentary record in term of paleo-vegetation reconstruction will thus be discussed with a special care to sediment reworking and provenance. Sediments studied in detail in this paper have recently been used to evaluate the transfer of riverine organic carbon from the Ganga-Brahmaputra fluvial system to the Bengal Fan sediments. For that purpose, TOC⁺, partial chemical characterisation as well as selected n-alkanes data have already been used (Galy et al., 2007b). In this paper, we present a detailed characterisation of 30 sediments including bulk C isotopic compositions as well as n-alkanes specific compound analyses. Sr and Nd isotopic compositions are also reported and used as sediment provenance proxy. We also present results of modern and LGM biomes distribution modelled using the CARAIB dynamic vegetation model. The comparison between vegetation change modelled by CARAIB and that inferred by Bengal Fan sediments represents a test of such model reliability. Biome distribution reported by the model also illustrates what LGM vegetation may have looked like and which zone of the basin were the most subject to vegetation change. Finally, this study allows: (1) the extension of the study of organic carbon pool composition to the recent middle Bengal Fan, (2) the reconstruction of the paleo-vegetation change in the Ganga-Brahmaputra basin since the end of the Last Glacial period and, (3) the evaluation of the climate change over the Himalayan basin from the Last Glacial Maximum to the Holocene.

2. Materiel and methods

2.1 Study site and sample description

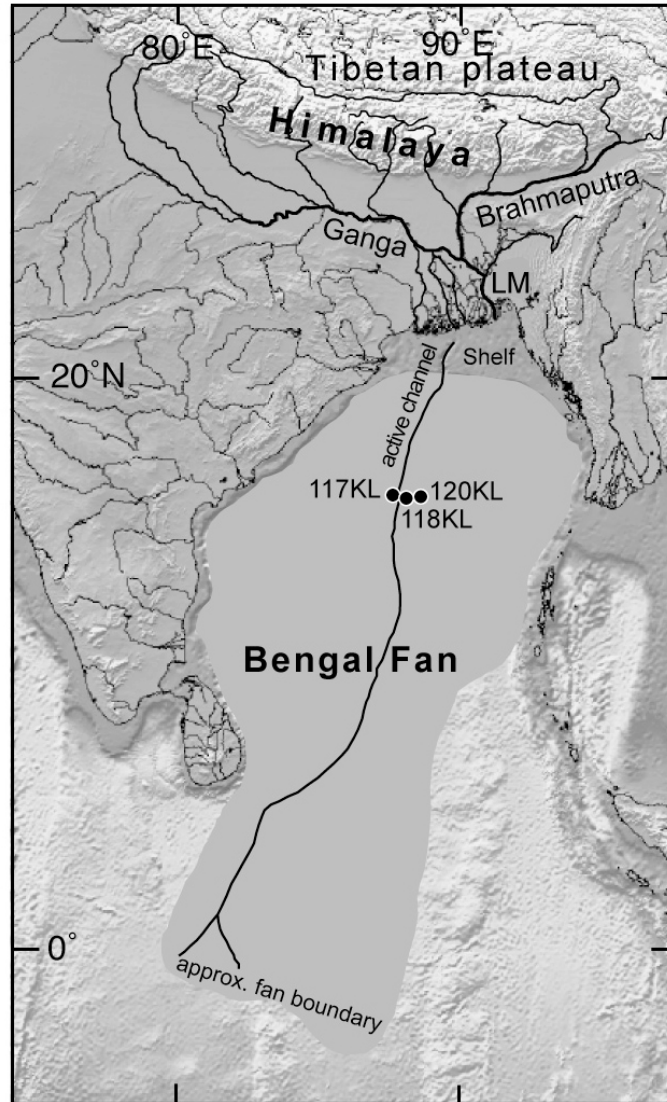


Figure 4.37: Map of the Himalayan basin showing the Ganga-Brahmaputra fluvial system and the Bengal Fan. The position in the middle Bengal Fan of the three cores used in this study (117, 118 and 120KL) is indicated.

Samples used in this study consist of marine sediments belonging to the modern channel-levee system of the middle Bengal Fan (figure 4.37). These sediments come from three cores drilled during cruise SO93 of the RV Sonne in February 1994: SO93 117KL, SO93 118KL and SO93 120KL (Kudrass, 1996; Weber et al., 1997). These three cores belong to a 22 kilometres long transect across the levee system built on both side of the active

channel. Two of them document the outer levee: SO93 117KL and SO93 120KL. These cores provide an approximately 19 ka sedimentary record from the end of the Last Glacial Maximum (LGM) period to present. SO93 118KL document the inner levee last 8 ka of sedimentation. The sedimentary stack presents alternating turbiditic sequences and thin hemipelagic layers. Samples were taken only from turbiditic layers as hemipelagic layers have non Himalayan origin (Pierson-Wickmann et al., 2001). The turbiditic sequences are composed of sediments of various grain size from sandy silts to silty clays.

2.2 Estimation of deposition ages

Deposition age was estimated for each sample to allow the inter-comparison of the different cores. Sedimentation rates have been constrained on the basis of six ^{14}C ages measured on planktonic foraminifers (*Globigerinoides sacculifer*) (Weber et al., 1997). A linear interpolation of these sedimentation rates allowed to convert depths into deposition ages. A correction of these interpolations was realised taking into account well dated paleoclimatic events detected on the three cores thanks to: (1) continuous seismic reflectors and, (2) stable oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) records from *Globigerinoides* rubber (Weber et al., 1997). Deposition ^{14}C ages were then converted into calibrated ages (cal. B.P) using the Intcal04 curve (Reimer et al., 2004). Calculated ages are listed in table 1. A maximum error of 250 years for deposition age calculations seems to be realistic.

Overall, the 30 samples cover a range of deposition ages from 18.9 ka to 360 years B.P and the mean time interval between two successive samples is smaller than 500 years.

2.3 Bulk organic carbon analyses

Detailed description of the method as well as important considerations about the decarbonation procedure and the precision of isotopic measurements are described in Galy et al. (2007a). Samples were crushed in an agate mortar and leached with 4 % HCl at 85 °C during 1 hour to remove any carbonate mineral (including detrital dolomite). After careful rinsing and drying at 50 °C samples were homogenised in an agate mortar. Elemental (TOC⁺) and isotopic ($\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$) composition were then determined using a Eurovector EuroEA3028-HT elemental analyser coupled to a GV Instruments IsoPrime continuous-flow isotope mass spectrometer. EA-IRMS runs were calibrated by standard bracketing using 2 lab standards

with mineral matrix, C_{org} content and $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ comparable to those of the samples. These 2 lab standards were analysed by conventional method (France-Lanord and Derry, 1994) and calibrated using international certified standards (IAEA CH-6, IAEA CH-7, NBS-19). TOC^+ was expressed in weight per cent of bulk sediment and $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ was expressed versus V-PDB using the δ notation (Coplen, 1996). On the basis of repeated internal standards analysis and samples replicates (usually 3 replicates or more), estimated overall reproducibility for TOC^+ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ is 0.03 ‰ and 0.25 ‰ respectively.

2.4 Soluble organic matter extraction

The soluble organic matter was extracted from the sediments (70-100 g) using an ASE 200 accelerated solvent extraction system (ASE 200, Dionex, CA, USA), with 33 ml cells. The empty cells, with a glass fibre filter on one side, were first washed with dichloromethane (DCM) by an ASE extraction at 120 °C, 100 bar, with a static time of 1 min. The gas used for the extraction is high purity nitrogen. Depending on the density of the sediments, 15 to 20 g of powdered sample were then transferred to the extraction cells. Extractions were carried out twice on each cell at 80 °C, 100 bar, with a static time of 8 min, with DCM as solvent.

In order to extract 70 to 100 g of sediment, the samples were split into 4 to 6 cells. The extracts were then mixed before concentration under an argon flux. This method allows us to recover between 5 and 100 mg of soluble organic matter. The soluble organic matter obtained from the different samples had to be separated into different fractions prior to the GC-MS and isotopic analyses: (1) aliphatic hydrocarbons (Sat. fraction) composed of *n*-alkanes, iso-alkanes, cycloalkanes, isoprenoids compounds, etc.; (2) aromatic hydrocarbons (Aro. fraction) such as naphthalene derivatives, PAH, etc.; and (3) a "polar" fraction combining polar compounds, asphaltenes and resins (polycondensed aromatic and heterocyclic moieties with molecular weight from 1 000 to 10 000 and from 300 to 1 000 respectively).

For the separation into these different fractions, two types of column were used: a Pasteur pipette (length = 12 cm, diameter = 0.6 cm) filled with (1) 1.5 g of aluminium oxide (Al_2O_3 , 50-200 μm) and (2) 1.0 g of silicon oxide (SiO_2 , 63-200 μm). Both stationary phases were washed with cyclohexane and DCM and dried at 125 °C for at least 1 h before use. The fractionation was then performed in two steps.

Step 1:

Elution of the soluble organic matter obtained after concentration on the aluminium oxide column with 4.3 ml DCM allowed the "Sat. + Aro." fraction to be removed. This fraction is composed of the mixing of Sat. fraction, Aro. fraction and some polar compounds. Then 5 ml of DCM/Methanol (50:50 v/v) were used to recover polar compounds not collected in the Sat. + Aro. fraction.

Step 2:

In order to separate the saturated and the aromatic compounds, the mixture "Sat. + Aro." fraction is then concentrated on the silicon dioxide column and eluted with (1) 3.8 ml of pentane, then (2) 2.5 ml of pentane/DCM (65:35 v/v) and finally (3) 5 ml of DCM/Methanol (50:50 v/v) to obtain the (1) Sat., (2) Aro. and (3) "polar" fractions.

2.5 Gas chromatography - mass spectrometry

Identification of individual compounds was done using a HP 5890/HP 5971 GC-MS system equipped with a split-splitless injector. A DB5-MS fused silica column (60 m, 0.25 mm i.d., 0.1 μm film thickness) was used with helium as the carrier gas, at 1.2 ml/min. Injections were performed at 300 °C in a splitless mode with purge-on at 2 min and purge flow at 50 ml/min. The oven temperature program was from 70 °C (held 2 min) to 130 °C at 15 °C/min, then to 315 °C at 3 °C/min and finally held at 315 °C for 15 min.

2.6 Carbon isotopic analyses

Compound-specific carbon isotopes analyses were performed on a GV Instruments IsoPrime isotopic mass spectrometer coupled to a HP 6890 GC, fitted with a 30 m fused silica column (DB5-MS, 0.32 mm i.d., 0.25 μm film thickness). The oven temperature program was from 50 °C (isothermal for 1 min) to 350 °C at 5 °C/min, followed by isothermal at 350 °C for 29 min. Ultra-high purity helium was used as carrier gas at a constant flow rate of 0.5 ml/min. The samples were injected in split mode with a split ratio of 1:1 and the injector temperature was set at 310 °C. Organic compounds separated by the chromatographic column are then instantaneously converted to CO₂ by reduction at 850 °C on a CuO reactor. Prior to analysis in the IRMS, CO₂ is cryogenically purified in a liquid nitrogen adjustable trap at -100 °C. GC-IRMS runs were calibrated using 2 lab standards. These standards have been analysed by conventional method calibrated with international standards (France-Lanord and Derry,

1994). On the basis of repeated internal standards analysis and samples replicates, estimated overall reproducibility for $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkane}}$ is 0.4 ‰.

2.7 Sr and Nd isotopic compositions

Sr and Nd isotopic compositions of the bulk silicate fraction were measured as described in Pierson-Wieckmann et al. (2001) for selected channel-levee sediments. Prior to isotopic analyse, sediments were rinsed and decarbonated by leaching either with acetic or hydrochloric acid. Isotopic compositions were determined by thermo-ionisation mass spectrometry with a Finnigan MAT 262. Nd isotopic compositions are reported as $\epsilon\text{Nd}(0)$. Estimated overall 2 s.d. reproducibility for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\epsilon\text{Nd}(0)$ is respectively 0.00003 and 0.5 ϵ unit.

2.8 Vegetation modelling

To reconstruct paleovegetation, we will use in this study the CARAIB model (Warnant, 1999; Otto et al., 2002; Francois et al., 2006), a dynamic vegetation model composed of five modules describing respectively (1) the soil hydrological budget, (2) the canopy photosynthesis and stomatal regulation, (3) the carbon allocation and plant growth, (4) the heterotrophic respiration and litter/soil carbon evolution, and (5) plant competition and biogeography. The model contains a given set of herbaceous and tree plant functional types (PFTs), which can share the same grid cell. The vegetation classification (Utescher et al., in press) used for this study contains 2 herbaceous and 13 arboreal PFTs (table 4.8). These PFTs are characterized by a set of model parameters. Some of these parameters are listed in table 4.8. They describe the response of PFTs to temperature and soil water stresses, as well as the requirement of these PFTs for germination. The evolution of the soil water content in the root zone is calculated for all PFTs together by the soil hydrological module, assuming that all PFTs share the same soil water reserve. The model time step is 1 day for updating all water and carbon reservoirs, but photosynthesis and plant respiration are calculated every two hours. Vegetation cover is updated once a month for herbs and once a year for trees. Herbs are assumed to grow below trees, except if environmental conditions are such that no tree can survive on the grid cell. Consequently, herb photosynthesis is limited by the amount of light transmitted through the tree canopy. Biome vegetation maps can be constructed off-line of

CARAIB from a set of criteria using the model outputs for the abundance, leaf area index and net primary productivity of the PFTs.

Table 4.8: PFT-dependent parameters controlling plant stress and germination. Soil water thresholds SW_{mins} and SW_{maxg} refer to available soil water in relative units, i.e., in terms of the variable $(W-WP)/(FC-WC)$ where W , WP and FC are respectively the amount of soil water, the wilting point and the field capacity in mm. T_{mins} and T_{maxs} are temperature thresholds below and above which temperature stress occurs, SW_{mins} is the soil water threshold below which severe water stress occurs (stomatal closure is initiated well above this level). T_{maxg} (resp. SW_{maxg}) reflects the requirement for cold (resp. dry) conditions prior to the germination of seeds, i.e., establishment of a PFT in a grid cell is only possible when minimum monthly temperature (resp. soil water) is lower than T_{maxg} (resp. SW_{maxg}). $GDD5_{ming}$ is the minimum amount of growing-degree-days (GDD5) required for the establishment of a PFT, i.e., for the plant to be able to complete its whole reproductive cycle. $GDD5$ is the sum over the year of all daily temperature excess above 5°C: $GDD5 = \sum_{\substack{i=1 \\ T_i > 5}}^{365} (T_i(°C) - 5)$. ξ is a parameter reflecting the higher reproductive success of angiosperms compared to gymnosperms.

PFT name	T_{mins} (°C)	T_{maxs} (°C)	SW_{mins}	T_{maxg} (°C)	SW_{maxg}	$GDD5_{ming}$ (°C day)	ξ
1 C3 herbs	-50.0	43.5	0.01	-	-	50	1
2 C4 herbs	5.0	50.0	0.01	-	-	3500	1
3 Needleleaved evergreen boreal/temperate cold trees	-37.0	35.5	0.11	1.9	-	470	0.4
4 Needleleaved evergreen temperate cool trees	-25.0	35.0	0.13	2.6	-	900	0.4
5 Needleleaved evergreen temperate dry warm trees	-8.4	36.4	0.03	6.2	0.37	2240	0.4
6 Needleleaved evergreen temperate perhumid warm trees	-5.4	35.8	0.33	12.5	-	3039	0.4
7 Needleleaved summergreen boreal/temperate cold trees	-38.0	29.0	0.28	-2.6	-	680	0.4
8 Needleleaved summergreen temperate warm trees	-10.4	37.8	0.21	10.3	-	3660	0.4
9 Broadleaved evergreen temperate dry warm trees	-8.2	39.0	0.02	7.0	0.34	2330	1
10 Broadleaved evergreen temperate perhumid warm trees	-5.0	36.4	0.24	10.8	-	3304	1
11 Broadleaved summergreen boreal/temperate cold trees	-36.5	35.0	0.13	2.6	-	500	1
12 Broadleaved summergreen temperate cool trees	-31.0	39.0	0.08	2.7	-	1000	1
13 Broadleaved summergreen temperate warm trees	-16.0	34.5	0.09	4.2	-	1400	1
14 Broadleaved raingreen tropical trees	5.0	45.0	0.02	-	0.30	5000	1
15 Broadleaved evergreen tropical trees	5.0	45.0	0.25	-	-	5000	1

CARAIB also calculates the $^{13}C/^{12}C$ isotopic fractionation coefficient of C3 and C4 photosynthesis from the ratio of the intercellular to the atmospheric CO_2 pressure (Francois et al., 1998; Francois et al., 1999). As the photosynthetic flux, this fractionation coefficient is evaluated every two hours and thus varies with the opening and closure of the stomata in response to changes in solar irradiance, air relative humidity, available soil moisture or air CO_2 pressure. It is integrated over the year to evaluate, for each PFT, the $\delta^{13}C$ value of the photosynthetic carbon allocated to the different plant parts and, hence, the $\delta^{13}C$ of organic matter in the biomass, litter and soil reservoirs. The average $\delta^{13}C$ of the C_{org} stock present on a

given model grid cell thus varies not only with the proportion of C3 versus C4 plants on this grid cell, but also with the environmental conditions (mainly air humidity, soil moisture and air CO₂ pressure) which influence the ¹³C/¹²C fractionation of each photosynthetic pathway.

3. Results

3.1 Bulk Organic Carbon

Total organic carbon content (TOC⁺) ranges from 0.6 % to 1.1 % (table 4.9) with an average value of 0.8 %. This is slightly lower than the average value (0.9 %) previously reported for Quaternary sediments of the proximal Bengal fan (Bouquillon, 1987). During the last 19 ka, no clear evolution of TOC⁺ is observed (figure 4.38). Bulk organic carbon isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$) are variable, ranging from -18.6 ‰ to -22.5 ‰. On the contrary of C_{org} content, $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ defines a general trend of evolution with time. Since the oldest sediments present values around -19 ‰ whereas more recent sediments have values as high as -22 ‰, (figure 4.38) $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ exhibits an almost 4 ‰ increase during the 19 to 8 ka period. Sediments of the second part of the record, deposited after 8 ka, have more stable $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ around an average value of -21.7 ‰.

3.2 Saturated compounds: n-alkanes patterns and isotopic compositions

Soluble organic matter was extracted for four samples distributed on the core 120KL from 18.9 to 3.1 ka. Organic geochemistry results are presented in table 4.10. Soluble organic matter contents remain in the same order of magnitude although variations from 28 ppm for the poorest sample to 51 ppm for the richest one. This represents respectively 0.4 % and 0.8 % of TOC⁺. The n-alkanes abundance patterns are remarkably similar for the four samples (figure 4.39) and reveal a well characterized unimodal distribution. The main characteristic is the large predominance of high-molecular-weight (HMW, more than 24 carbons) n-alkanes compared to the light ones (LMW, corresponding to C₁₃ to C₂₄, where C_x represent the number of carbon of the aliphatic chain). Moreover, HMW n-alkanes exhibit a strong odd over even preference. The C₃₁ n-alkane is always the over-all dominant molecule, representing from 19.4 % to 23.3 % of the Sat. fraction. Among the LMW n-alkanes, C₁₇ is overabundant but remains low compared to HMW n-alkanes (between 1.6 % and 3.5 % of the

Sat. fraction). This C₃₁ centred unimodal n-alkanes distribution with very little amount of LMW n-alkanes reflect a mainly terrestrial origin of the C_{org} (Eglinton and Hamilton, 1967; Peters and Moldowan, 1993).

Table 4.9: Al/Si, total organic carbon content (TOC⁺), δ¹³C and Sr-Nd analyses of Bengal Fan sediments from cores 117KL, 118KL and 120KL. Deposition ages were calculated as explained in the text and expressed as calibrated ages. Sr and Nd data in italic are from Pierson-Wickmann et al. (2001).

Cruise	Core	Depth (cm)	Deposition age (cal. yr B.P.)	Al/Si (at:at)	TOC ⁺ (%)	δ ¹³ C _{org} (‰)	<i>⁸⁷Sr/⁸⁸Sr</i>	[Sr] (ppm)	εNd(0)	[Nd] (ppm)
	118KL	29	363	0.40	0.86	-22.3	<i>0.7404</i>	109	-14.3	36
	120KL	54	1033	0.44	0.95	-21.1				
	120KL	84	1677	0.41	0.83	-21.3				
	120KL	141	3163	0.37	0.73	-21.4				
	118KL	580	6554	0.39	0.69	-20.9				
	118KL	657	6713	0.40	0.82	-21.5				
	118KL	920	7382	0.29	0.62	-21.9				
	120KL	348	7745	0.45	1.14	-22.5	<i>0.7447</i>	99	-14.5	38
	118KL	1144	7786	0.34	0.64	-22.0				
	120KL	412	9053	0.42	0.80	-20.3				
	120KL	556	10940	0.41	0.81	-20.4				
	120KL	579	10949	0.30	0.72	-21.7	<i>0.7472</i>	100	-15.3	32
	120KL	593	10963	0.27	0.76	-19.7				
	120KL	702	11145	0.41	0.88	-20.3				
SO 93	120KL	763	11474	0.40	0.82	-20.5				
	120KL	787	11505	0.32	n.d.	n.d.	<i>0.7413</i>	128	-14.4	32
	120KL	849	12826	0.36	0.79	-21.0				
	120KL	864	12882	0.42	0.97	-20.0				
	117KL	725	13358	0.40	0.81	-20.6	<i>0.7418</i>	118	-16.0	38
	117KL	774	13707	0.39	0.76	-19.6	<i>0.7275</i>	217	-15.7	39
	120KL	960	13720	0.41	0.80	-19.2				
	120KL	966	13768	0.40	0.76	-19.6				
	117KL	822	13975	0.41	0.72	-19.6	<i>0.7432</i>	118	-16.1	39
	120KL	1031	14712	0.40	0.76	-18.6				
	117KL	925	15087	0.39	0.91	-20.6	<i>0.7410</i>	129	-14.8	39
	117KL	932	15139	0.42	0.95	-20.3	<i>0.7411</i>	119	-16.2	38
	117KL	972	15455	0.39	0.81	-19.9	<i>0.7417</i>	123	-15.4	38
	117KL	1029	15965	0.40	0.84	-19.7	<i>0.7143</i>	639	-16.2	41
	117KL	1109	16576	0.40	0.78	-19.6	<i>0.7140</i>	518	-14.7	38
	120KL	1107	18904	0.40	0.69	-18.8				

n.d. = not determined

Table 4.10: Relative abundance and isotopic composition of n-alkanes extracted from 4 sediments of the core 120KL in the middle Bengal Fan. Each n-alkane is represented by its carbon number (CX). The weighted average $\delta^{13}\text{C}$ of C27, C29, C31 and C33 is also given ($\delta^{13}\text{C}_{27-33}$). Part of these data have already been used in a previous study (Galy et al., 2007b). ^{14}C age of C_{org} is presented for 2 sediments from the channel-levee, 1 from the shelf (96KL) and 1 from the floor of the active channel (GG 118). Deposition age of the shelf sediment must be lower than 50 years as ^{137}Cs from atomic bomb testing was found in this sample. Sediment from the floor of the active channel has been deposited very recently.

Depth (cm)	SO93 120KL				SO 93 96KL	SO 93 GG118
	138-144	591-596	848-853	1104-1111	700	surface
Depositoin age (cal. yr B.P.)	3163	10963	12826	18904	< 50	modern
^{14}C Deposition age (yr)	2987	9615	10794	15661	n.d.	n.d.
C_{ora} ^{14}C age (yr)	6600	n.d.	13790	n.d.	2490	3310
C_{org} apparent age (ka)	3.6	n.d.	3.0	n.d.	2.5	3.3
C14 (%)	0.0	0.1	0.0	0.0		
C15 (%)	0.4	0.9	0.3	0.2		
C16 (%)	0.5	1.0	0.5	0.7		
C17 (%)	1.6	3.4	1.8	2.4		
C18 (%)	0.9	1.5	1.0	0.9		
C19 (%)	1.3	1.8	1.3	1.1		
C20 (%)	1.1	1.4	1.1	1.1		
C21 (%)	1.6	2.3	1.9	1.7		
C22 (%)	1.3	1.9	1.5	1.5		
C23 (%)	2.3	3.2	2.9	3.4		
C24 (%)	1.6	2.2	1.8	2.2		
C25 (%)	4.0	4.6	4.7	5.8		
C26 (%)	2.3	2.6	2.6	3.5		
C27 (%)	8.9	9.1	9.2	12.9		
C28 (%)	3.2	3.6	3.8	4.0		
C29 (%)	17.7	15.6	15.7	17.6		
C30 (%)	3.5	3.3	3.7	3.2		
C31 (%)	23.3	20.5	22.9	19.4		
C32 (%)	3.0	2.8	3.3	2.3		
C33 (%)	15.3	13.1	14.2	12.3		
C34 (%)	1.3	1.3	1.3	0.8		
C35 (%)	4.7	4.0	4.2	3.1		
$\delta^{13}\text{C}_{25}$ (‰)	-28.5	-28.0	-28.3	-26.3		
$\delta^{13}\text{C}_{27}$ (‰)	-28.4	-27.0	-26.9	-24.5		
$\delta^{13}\text{C}_{29}$ (‰)	-29.8	-29.1	-29.4	-27.2		
$\delta^{13}\text{C}_{31}$ (‰)	-30.7	-30.0	-30.7	-27.1		
$\delta^{13}\text{C}_{33}$ (‰)	-29.2	-27.6	-28.5	-25.3		
$\delta^{13}\text{C}_{35}$ (‰)	-23.7	-22.8	-23.7	-21.9		
$\delta^{13}\text{C}_{27-33}$ (‰)	-29.7	-28.7	-29.2	-26.3		

n.d. = not determined

In order to better characterize the organic matter, we calculated the carbon preference index (CPI) for HMW *n*-alkanes as described in the literature (Eglinton and Hamilton, 1963) and presented in equation (1):

$$CPI = \frac{1}{2} \left(\frac{C25 + C27 + C29 + C31 + C33}{C26 + C28 + C30 + C32 + C34} + \frac{C25 + C27 + C29 + C31 + C33}{C24 + C26 + C28 + C30 + C32} \right) \quad (1)$$

This index represents the relative abundance of odd-over-even *n*-alkanes represented in equation (1) by their carbon number (CX). Calculated CPI values range from 4.5 to 5.2, and are consistent with a terrestrial origin of the *n*-alkanes. These CPI values are in good agreement with those calculated for Miocene and Pliocene sediments from the distal Bengal Fan (Freeman and Colarusso, 2001).

To confirm the temporal trend observed for $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$, compound-specific carbon isotopes analyses were performed on *n*-alkanes extracted from four samples dedicated to organic geochemistry analyses. Individual isotopic compositions are presented here for selected odd HMW *n*-alkanes: C25, C27, C29, C31 and C33 (table 2). Individual carbon isotopic signatures are noted $\delta^{13}C_x$ (where X represent the number of carbons of the aliphatic chain considered). Odd HMW *n*-alkanes are significantly depleted relative to bulk organic carbon although over-all variability is large since $\delta^{13}C_x$ range from -30.7 ‰ to -26.3 ‰. For each sample $\delta^{13}C_x$ is also variable depending on the length of the aliphatic chain. Nevertheless, the isotopic pattern realised is similar for the four samples (figure 4.40), C25 being the less depleted molecule and C31 the more depleted one.

Consequently, to make easier the comparison between bulk and compound-specific carbon isotopes signature we calculated (equation (2)) a weighted average signature for the most abundants odd HMW *n*-alkanes:

$$\delta^{13}C_{\text{odd HMW}} = \sum_{x=27}^{x=33} f_x \times \delta^{13}C_x \quad (2)$$

where f_x is the relative proportion of each *n*-alkanes.

This average value represents for each sample the typical carbon isotopic signature of the higher plants derived C_{org} . $\delta^{13}C_{\text{odd HMW}}$ values range from -26.3 ‰ to -29.7 ‰ and exhibit a 3.4 ‰ negative shift during the 15 ka to 3 ka period (figure 2). This confirms the general decrease observed for $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$.

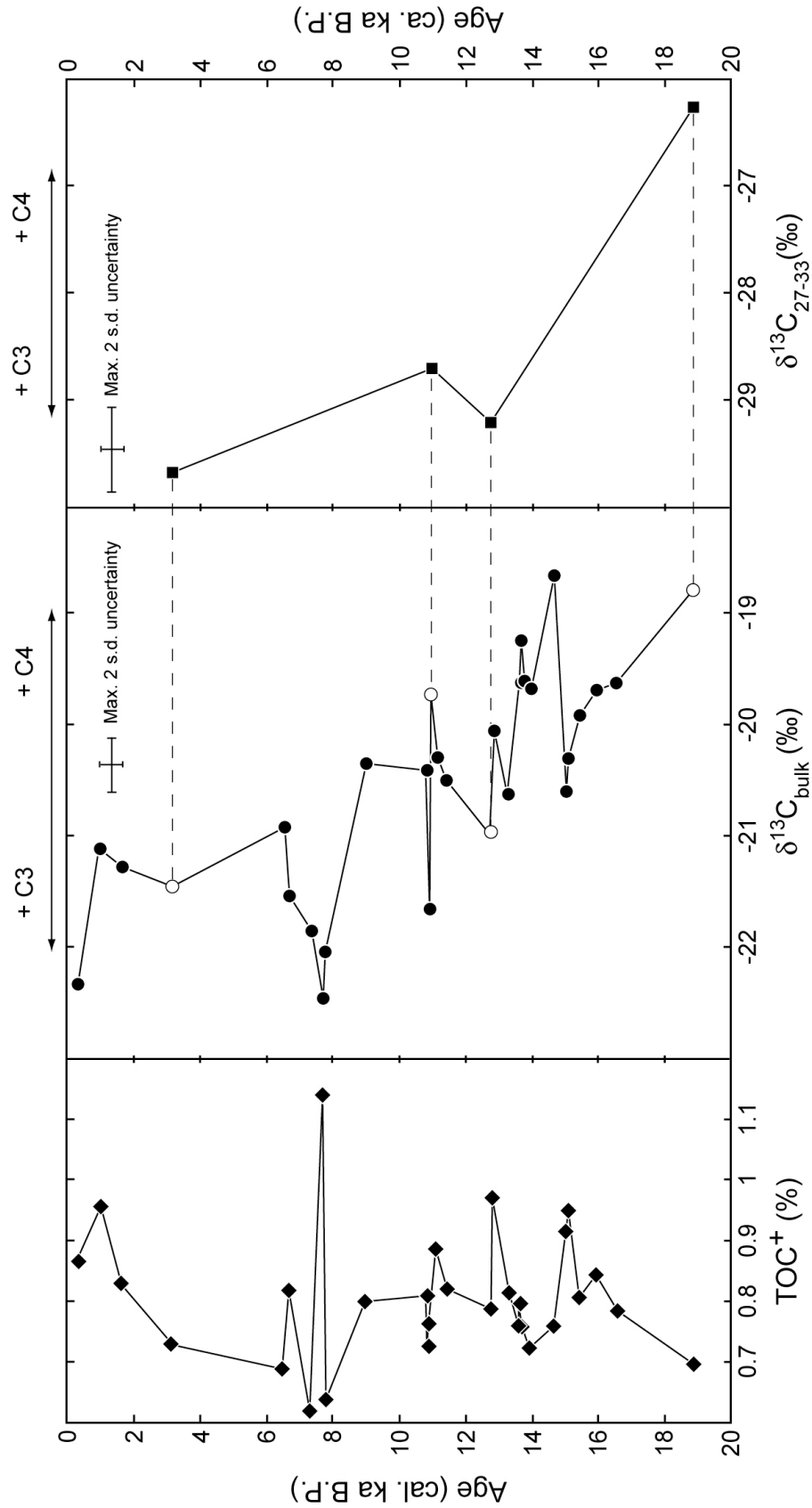


Figure 4.38: Evolution of C_{org} content and isotopic composition during the last 19 ka of sedimentation in the middle Bengal Fan. $\delta^{13}C_{27-33}$ represents the weighted average of C27, C29, C31 and C33 n-alkanes $\delta^{13}C$. From 19 to 8 ka, $\delta^{13}C$ shifts towards 3 to 4 ‰ more negative values.

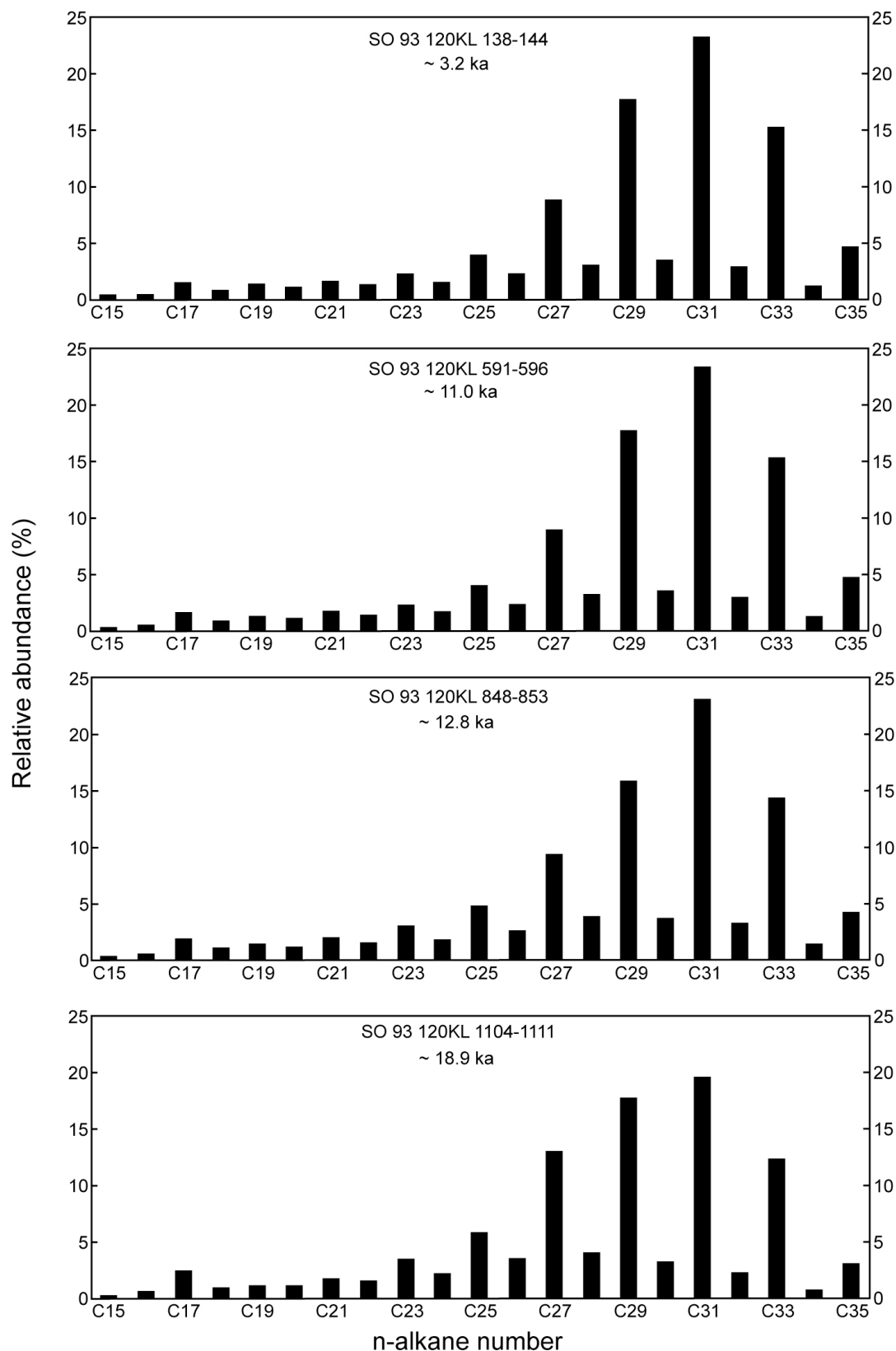


Figure 4.39: Histograms of *n*-alkanes relative abundance in aliphatic compounds extracted from 4 sediments of the SO 93 120KL core. Sample depth (in cm) and calculated average deposition age are given for each sample. The 4 samples analysed present highly similar *n*-alkanes distributions characterised by large predominance of odd high molecular weight compounds.

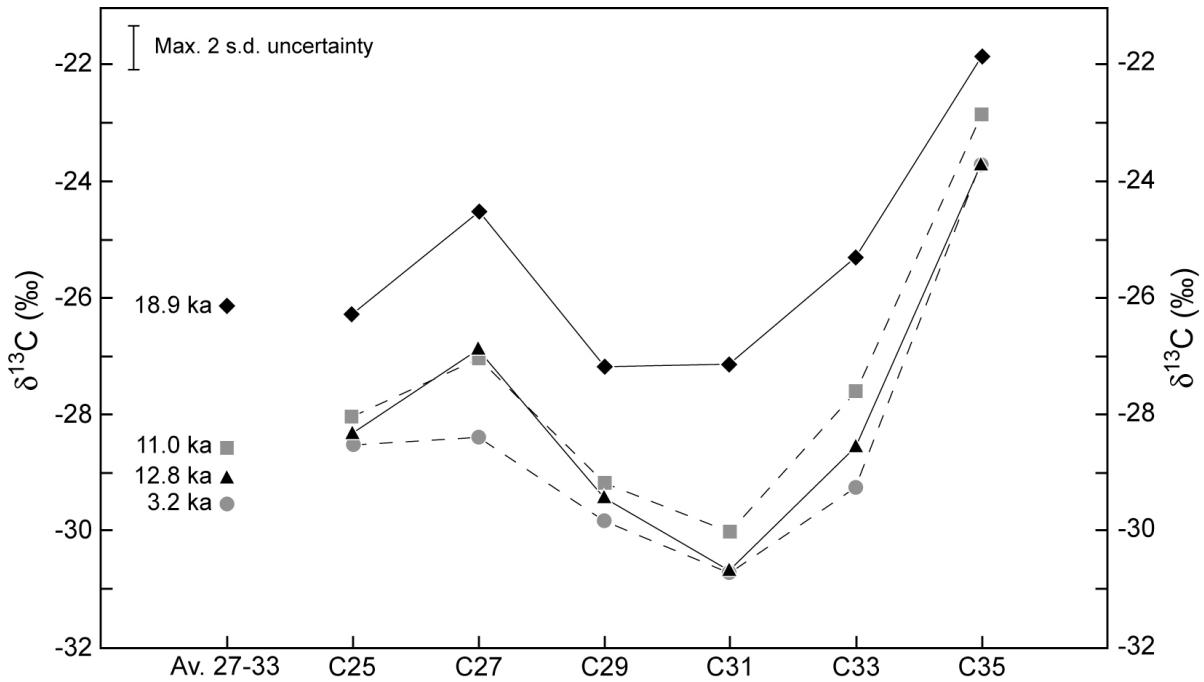


Figure 4.40: Carbon isotopic composition of odd high molecular weight *n*-alkanes extracted from 4 sediments of the SO 93 120KL core. The weighted average of the four most abundant *n*-alkanes (Av. 27-33) is also given. Samples are identified by their calculated average deposition age (see figure 4.35 for correspondence). The 4 samples analysed present highly similar isotopic pattern but the 18.9 ka sample is 2-3 ‰ less negative.

3.3 Sr and Nd isotopic compositions : Bengal Fan sediments provenance

Sr and Nd isotopic compositions of channel-levee sediments range from 0.714 to 0.747 and from -16.2 to -14.3 respectively (table 4.9). Both Sr and Nd isotopic compositions are highly stable during the last 19 ka (figure 4.41). However, two samples of the core 117 KL have abnormally low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.714) compared to all other sediments. As their $\epsilon\text{Nd}(0)$ fall in the narrow range described by the whole record, we can suspect a carbonate contribution for these sediments, may be as detrital dolomite not removed by leaching with acetic acid. As suggested by Pierson-Wickmann et al. (2001), Sr and Nd isotopic compositions thus indicate a very stable sedimentary source since the LGM. Ganga and Brahmaputra fluvial sediments have distinct Sr and Nd isotopic compositions (figure 4.41) due to geological differences in their respective source rock (Galy et al., 1999; Singh and France-Lanord, 2002). Isotopic compositions of channel-levee sediments are intermediate between modern Ganga and Brahmaputra fluvial sediments. This clearly demonstrates the Himalayan origin of these sediments and do not supports significant changes of the Ganga-Brahmaputra balance. Given the importance of climate change during the last 19 ka, this may

indicate that it occurred similarly in both Ganga and Brahmaputra basins. In addition, there is a strong isotopic contrast between High Himalayan Crystalline (HHC) and Lesser Himalaya (LH) rocks (Galy et al., 1999). Consequently, constant isotopic compositions in Bengal Fan sediments do not support notable change of the proportion of HHC and LH rocks eroded. This suggests that the distribution of erosion in the Himalayan range has remained rather stable since the LGM.

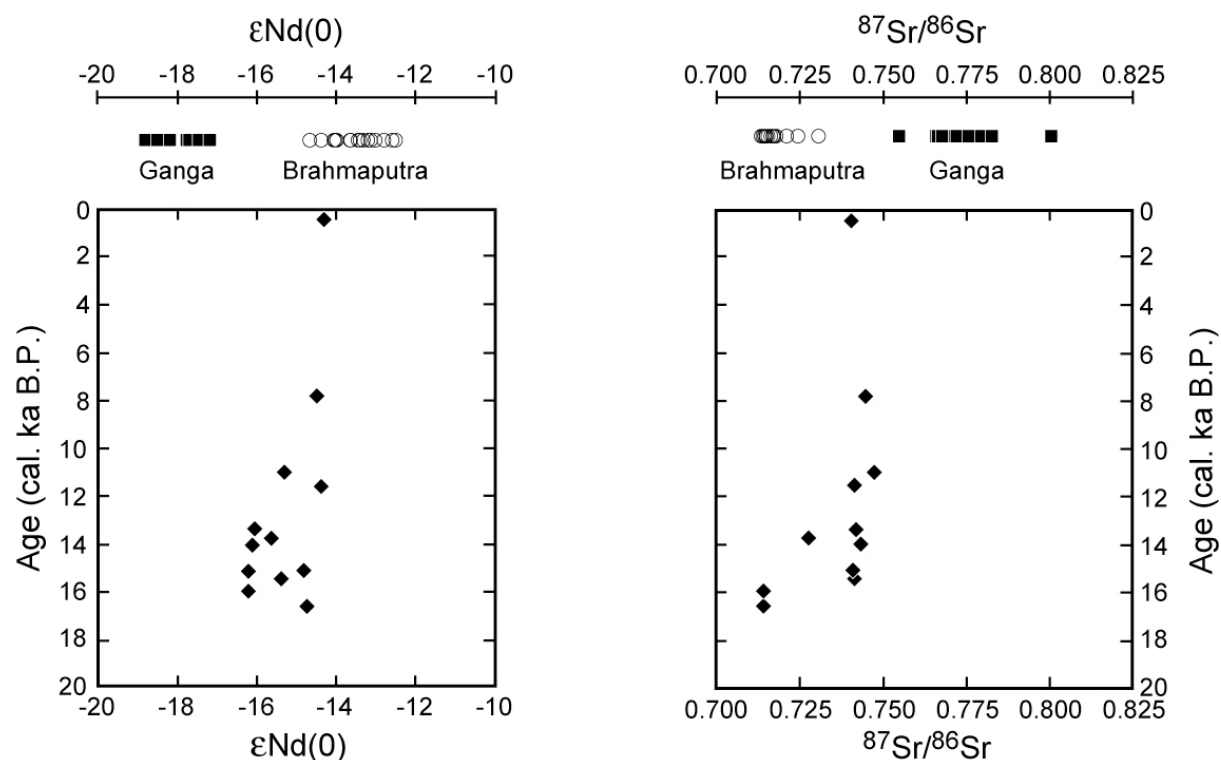


Figure 4.41: Sr and Nd isotopic composition of Bengal Fan sediments (diamonds) compared to modern Ganga (circles) and Brahmaputra (squares) river sediments. During the last 17 ka, the Sr and Nd isotopic composition remained stable and consistent with the modern Ganga-Brahmaputra mixing. River sediment analyses were taken from previous works (Galy et al., 1999; Singh and France-Lanord, 2002).

4. Discussion

4.1 Source of C_{org} in Bengal Fan sediments

As marine Bengal Fan sediments mainly derive from the Himalayan erosion (e.g. Derry and France-Lanord, 1996b) its organic matter should logically be a mix of terrestrial and marine inputs. However, previous studies of Miocene and Pliocene distal Bengal Fan sediments have suggested a strong predominance of terrestrial C_{org} in these sediments (Cochran et al., 1989; Poynter and Eglinton, 1990; Bertrand et al., 1991; Meyers and Dickens,

1992; France-Lanord and Derry, 1994; Freeman and Colarusso, 2001). Moreover, this terrestrial input seems to be highly dominated by compounds derived from higher plants. Our organic geochemistry data are in good agreement with these findings. The strong predominance of HMW n-alkanes and the consequently very low proportion of LMW n-alkanes indicate a very limited contribution of marine organic matter (Eglinton and Hamilton, 1967; Peters and Moldowan, 1993). In addition, Ganga-Brahmaputra river sediments and the four Bengal Fan sediments presented in this study define a single linear relation between bulk C_{org} and HMW n-alkanes $\delta^{13}C$; this further supports the predominance of riverine C_{org} in Bengal Fan sediments (Galy et al., 2007b). The CPI values, all largely higher than 1, fall in the range of modern vascular plants (Collister et al., 1994) likely indicating a C_{org} pool strongly influenced by higher plants. Moreover, the four sediments studied have remarkably similar n-alkanes abundance pattern which indicates a stability of the proportions of terrestrial and marine organic matter during the last 19 ka. As marine primary productivity is thought to heavily vary during glacial/interglacial cycles (Ohkouchi et al., 1997) the lack of marine input change since the LGM is an other good argument for a minor influence of marine organic carbon in these sediments.

4.2 Apparent age of C_{org} in Bengal Fan sediments

The terrestrial C_{org} deposited in marine sediments is generally much older than the deposition age of the sediments (e.g. Drenzek et al., 2007). This mainly derives from two processes: (1) it is composed of a mix of different C_{org} sources with contrasted apparent age, such as fossil C_{org} derived from rock erosion, pre-aged soil C_{org} and modern plant remains and, (2) terrestrial C_{org} may experience a significant ageing prior to be deposited, during its transport from land to the Ocean and within the Ocean. Using terrestrial C_{org} deposited in marine sediments as a paleo-vegetation proxy therefore requires estimating the lag time between deposition ages and C_{org} apparent ages in order to obtain an accurate chronology.

We measured ^{14}C age of C_{org} for two sediments from the core 120KL close to levels where foraminifera ^{14}C age had been measured. The difference between deposition and C_{org} age gives an estimate of the C_{org} apparent age. The two sediments have comparable C_{org} apparent age of 3.6 and 3.0 ka (table 4.9). In addition, two modern sediments from the shelf and the floor of the active channel have respective C_{org} age of 2.5 and 3.3 ka (table 4.9). C_{org} apparent age of Bengal Fan sediments therefore appears to be rather constant around 3 ka. ^{14}C

analyses of modern river sediments give a C_{org} apparent age of ca. 2-3 ka for Ganga-Brahmaputra average suspended sediments (Galy et al., 2007b). C_{org} exported by G-B rivers and deposited in Bengal Fan sediments therefore has highly comparable apparent age. This suggests that C_{org} transfer from continent to ocean and from the shelf to the channel-levee system is very rapid.

In G-B suspended sediments, fossil C_{org} derived from Himalayan rocks erosion represents an average of 10-20 % of total C_{org} . The apparent age of non-fossil C_{org} (i.e. derived from soils and vegetation) must therefore be lower than the 3 ka lag time between sediment deposition and C_{org} ages. Refining this estimate would require to measure compound specific ^{14}C ages to correctly take account of the fossil C_{org} contribution. Keeping in mind that the age of the non fossil C_{org} buried in Bengal Fan sediments is hitherto rather uncertain, we can however conclude that the chronology defined by sediment deposition ages must be shifted by a maximum value of ca. 3 ka.

4.3 Terrestrial C_{org} input during the last glacial cycle

The predominance of terrestrial C_{org} and the almost complete preservation of the riverine C_{org} in Bengal Fan sediments allow the use of bulk C_{org} isotopic signature ($\delta^{13}C_{bulk}$) as a terrestrial plants input proxy. In the higher plants, the photosynthetic pathway exerts a dominant control on the carbon isotopic signature. The C4 pathway (Hatch-Slack cycle) characteristic of tropical grasses lead to carbon isotopic composition that ranges between -10 and -16 ‰ with an average around -13 ‰. The $\delta^{13}C_{bulk}$ of C3 plants (Calvin cycle) is more variable than that of C4 plants and range from -20 to -35 ‰ with an average value of -26 ‰ (Deines, 1980; Collister et al., 1994). The $\delta^{13}C_{bulk}$ of Bengal Fan sediments have already been used to document the late Miocene C4 plants expansion in the Himalayan basin (France-Lanord and Derry, 1994; Freeman and Colarusso, 2001). During this event, the concordance between continental records such as $\delta^{13}C$ of paleosoils carbonates (Quade et al., 1989; Cerling et al., 1993; Quade and Cerling, 1995) or fossil tooth enamel from grazing mammals (Quade et al., 1992) and $\delta^{13}C_{bulk}$ in marine Bengal Fan sediments proves the efficiency of this later proxy to study continental vegetation changes in the Himalayan basin. The isotopic composition of C3 plants varies between different species and is controlled by several parameters, mainly atmospheric CO_2 level (PCO_2), atmospheric CO_2 isotopic composition and climatic parameters such as relative humidity and growing temperature (Farquhar et al., 1982;

Pancost and Boot, 2004). During the LGM, lower PCO_2 and lower relative humidity may have slightly increased $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ of C3 plants in the Himalayan basin. On the other hand, atmospheric CO_2 $\delta^{13}C$ was ca. 0.5 ‰ lower during LGM (Smith et al., 1999), which must have decreased $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ of C3 plants. Given the extent of PCO_2 , relative humidity and atmospheric CO_2 $\delta^{13}C$ variations since the LGM, the $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ of Himalayan C3 plants should have been quite stable over the last 19 ka. In addition, the $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ values (up to -18.6 ‰) found in late glacial sediments (table 4.8) are higher than the upper limit of C3 plants $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ (i.e. -20 ‰). Such high $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ values are thus undoubtedly attributable to a significant contribution of C4 plants. We assume that the $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ 3-4 ‰ negative shift observed in our samples during the 19 ka to 8 ka period is mainly attributed to a change in the C3 and C4 plants relative inputs. At the LGM, sediments exhibit a C_{org} pool with a high contribution of C4 plants while since middle Holocene C3 plants have been dominating. Considering average carbon isotopic signatures of -13 ‰ and -26 ‰ for C4 and C3 plants respectively (Deines, 1980) we can estimate a C3:C4 ratio in Bengal sediments as low as 45:55 for the LGM and around 75:25 for the last 8 ka. These calculated C3:C4 ratios are rather uncertain due to: (1) the large range of isotopic composition measured in modern C3 and C4 plants and, (2) the short term $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$ variations observed in the Bengal Fan record. However, its relative variation through time reflects a change of the relative proportions of C3 and C4 plants in the basin. Since odd HMW n-alkanes are characteristic biomarkers of higher plants, their carbon isotopic composition is often used in marine sediments as non ambiguous continental vegetation proxy (e.g. Rieley et al., 1991; Bird et al., 1995; Lockheart et al., 1997; Pagani et al., 2000; Freeman and Colarusso, 2001; Drenzek et al., 2007). In our samples, the carbon isotopic compositions of odd HMW n-alkanes are in good agreement with bulk isotopic compositions, following a decreasing trend since the LGM. This confirms the change in C3 and C4 inputs proportions inferred by $\delta^{13}C_{\text{bulk}}$. On the basis of previous studies of modern C3 and C4 plants, (Rieley et al., 1993; Collister et al., 1994; Yamada and Ishiwatari, 1999; Chikaraishi et al., 2005) $\delta^{13}C_{\text{odd HMW}}$ end-members values can be fixed at -34.5 ‰ and -19.8 ‰ for C3 and C4 plants respectively. Thus, the $\delta^{13}C_{\text{odd HMW}}$ values of the four sediments studied lead to an estimation of C3:C4 ratio of 45:55 for the LGM sediment shifting to 65:35 for the 3.2 ka old sediment. Consequently, bulk organic matter as well as terrestrial specific biomarkers isotopic signature agree. Both reveal for the Bengal Fan sediments a strong decrease of C4 plants input during the LGM to middle Holocene period.

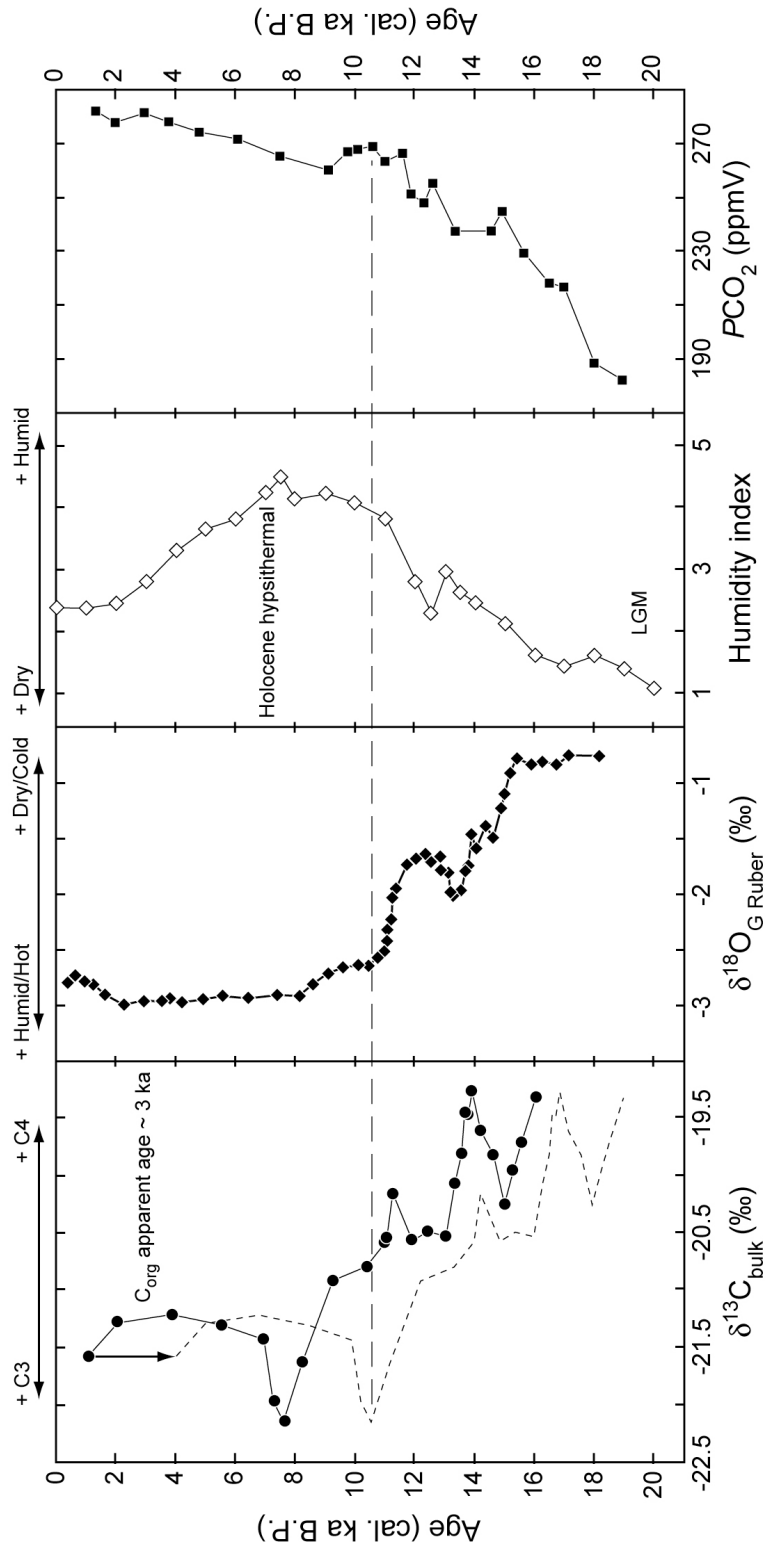


Figure 4.42: Comparison between $\delta^{13}C_{org}$ of middle Bengal Fan sediments (this study) and regional/global paleoclimate proxies. The three points moving average of $\delta^{13}C_{bulk}$ (black dots) has been calculated to smooth short-term variations. The dashed line represents the same data shifted of 3 ka towards the past. The foraminifer (*Globigerina Ruber*) $\delta^{18}O$ curve is a composite log realised from individual measurements in sediments from cores 117KL, 118KL and 120KL (Weber et al., 1997). The humidity index represents the relative evolution of humidity in the Himalayan area inferred by the compilation of several proxies. Data were extracted from (Herzschuh, 2006). Atmospheric PCO_2 reconstruction realised from the Taylor Dome ice core (Indermühle et al., 1999) is also shown.

4.4 Implications for paleovegetation

Since the expansion of C4 plants in the Miocene (ca. 7 Ma), the C_{org} stored in Bengal Fan sediments has been composed of a various proportion of C3 and C4 inputs (France-Lanord and Derry, 1994; Freeman and Colarusso, 2001). The temporal change of the C3:C4 ratio in these sediments exported during the Himalayan erosion can be attributed to two principal causes: (1) changes in the proportion of the basin area respectively covered by C3 and C4 plants and, (2) changes in the erosion distribution in the basin modifying the exportation of organic matter. Indeed, because of physiological differences, C3 and C4 plants are each adapted to specific environments (Sage et al., 1999) and consequently not uniformly distributed over the basin. In term of relief, the Himalayan basin is composed of two distinct parts: the Himalayan mountain range and the floodplain. These two very contrasted parts of the basin exhibit different vegetation response to climate change. As C4 plants are largely underprivileged compared to C3 ones in mountainous environments (Sage et al., 1999), the Himalayan range has probably always been dominated by C3 plants as it is now the case (Dobremez, 1976; Blasco et al., 1996). This assumption is also supported by the persistence of orographic precipitations over the Himalayan range during glacial periods as orographic precipitations lead to the presence of C3 forest. In the floodplain, C3 and C4 plants are coexisting and their proportions are determined by climatic parameters such as temperature, moisture and atmospheric PCO_2 . As a consequence, a change in the proportions of C_{org} derived from the mountain versus plain would modify the C3:C4 ratio in the same way than a change of the relative productivity of C3 and C4 plants in the basin. Our data indicate a higher contribution of C4 plants to the organic matter stored in Bengal fan sediments at the LGM than for the modern period. This can therefore either be due to: (1) a higher proportion of C4 plants in the basin or (2) a smaller input of “C3 dominated” mountain C_{org} at LGM than today. During the Last glacial period, glaciers extent was significantly more important than since the middle Holocene as a result of lower temperature in the Himalayan range (Duncan et al., 1998; Owen and Benn, 2005; Gayer et al., 2006). This should have reduced the runoff in the upper parts of the range but it is not clear that this would notably modify the balance between mountain and plain sediment input. Moreover the observation of the modern Ganga system shows that most of the mountainous organic carbon is oxidised and replaced during the plain transit (Galy et al., 2008) implying that there is a poor coupling between the organic matter and ultimate sediment sources. These elements favour the hypothesis of a vegetation

change in the basin. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ record is compatible with a plain dominated by C4 plants during the late glacial, then the proportion of C3 plants increased progressively between 19 ka and 8 ka and remained quite stable until the modern period when C3 plants are dominating. In the Bay of Bengal, the $\delta^{18}\text{O}$ of planktonic foraminifers documents the regional climate as it is controlled by the sea surface temperature and the hydrological budget (Duplessy, 1982; Weber et al., 1997; Delaygue et al., 2001; Weber et al., 2003). During the last 18 ka, the $\delta^{18}\text{O}$ decreased strongly until 10.5 ka and then remained stable throughout the Holocene (figure 4.42). This reflects that the glacial conditions were colder and dryer relative to present and that the climate evolved toward warm and humid climate during the Holocene. The paleo-humidity in the Himalayan basin has been estimated from a compilation of several proxies (Herzschuh, 2006). Humidity increased largely from the LGM to ca. 8 ka and then decreased to modern conditions (figure 4.42). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$, $\delta^{18}\text{O}$ and paleo-humidity are all characterised by a dramatic change between the LGM and the mid-Holocene (figure 4.42). The C_{org} residence time in the Himalayan basin is hitherto rather uncertain and may have changed in response to climate change. Precise comparison between the timing of vegetation and climate change thus remains difficult. However, assuming a maximum C_{org} apparent age of ca. 3 ka (see 4.2), the vegetation change appears earlier than that of $\delta^{18}\text{O}$. This may be due to a delay between climatic conditions and $\delta^{18}\text{O}$ change. $\delta^{18}\text{O}$ decrease after LGM mainly reflects an increase of the Ganga-Brahmaputra runoff, which is not related to climate change by a simple and linear function (Delaygue et al., 2001). Indeed, for a few ka after the LGM, combined increase of precipitation and limited increase of temperature must have increased the amount of snowy precipitations in Himalaya and therefore delayed the runoff increase. This is further supported by both the late retreat of Himalayan glaciers (Gayer et al., 2006) and the lag between humidity and $\delta^{18}\text{O}$ change after the LGM (figure 4.42).

4.5 Link with paleoclimatic conditions

C3 and C4 plants are each adapted to specific conditions. Two types of parameters control the predominance of one photosynthetic pathway over the other: (1) atmospheric CO_2 concentration and (2) pure climatic parameters, mainly plant available moisture (PAM) and daytime growing-season temperature (Long, 1999; Sage et al., 1999). At low atmospheric PCO_2 , C4 plants, which use a CO_2 -concentrating mechanism, will outcompete C3 plants. Moreover, C4 plants better support water stress (i.e. low PAM) and high temperatures than

C3 plants. While the relative influence of PCO_2 and climatic parameters on C3:C4 evolution is still debated, recent studies show that a single PCO_2 evolution cannot explain alone significant C3:C4 changes neither for long time scales nor for glacial interglacial periods. The Miocene PCO_2 reconstructions (Pagani et al., 1999; Pagani et al., 2005) do not support the hypothesis that the late Miocene C4 plants expansion was primarily caused by a PCO_2 decrease (Cerling et al., 1997). In Mesoamerica, China or Central Africa, greater proportions of C3 plants have been reported for glacial periods characterized by low PCO_2 , than for interglacial periods characterized by higher PCO_2 (Huang et al., 2001; Schefuss et al., 2003; An et al., 2005). These recent multi-proxies studies clearly demonstrate that the regional climate controls the relative C3 and C4 abundances on land and highlights the predominant effect of aridity. Our $\delta^{13}C$ record indicates that C4 plants declined in the Himalayan basin when both humidity and PCO_2 increased while no significant vegetation change occurred when PCO_2 and humidity evolved in opposite directions (figure 4.42). Therefore, the LGM to pre-industrial PCO_2 increase (from approximately 210 ppmv to 290 ppmv (e.g. Petit et al., 1999)) cannot fully explain the C4 plants proportion decrease observed in the Himalayan basin during this period. Although the PCO_2 effect cannot be ruled out, this vegetation change also indicates a climate change in the basin. As the mean growing season temperature was lower under glacial conditions (which tends to favour C3 plants), higher C4 plants proportion is mainly indicative of a stronger water stress (i.e. a smaller PAM). Over the basin, our data therefore indicate more arid and seasonal conditions during LGM than for Holocene. This is in good agreement with oceanic and local climate proxies showing a strong moisture increase in the Himalayan basin during the LGM to mid Holocene period (Herzschuh, 2006). Oceanic proxies and climatic models predict strong SW monsoon and weak NE monsoon during warm interstadials and conversely weak SW monsoon and strong NE monsoon during glacial periods (see Wang et al. (2005) for a review). These atmospheric circulation modifications would mainly reduce the precipitations and increase the seasonality over the Himalayan basin. Our data represent a continental “basin scale” record of these monsoon changes during the last glacial/interglacial cycle and therefore support climatic models.

4.6 Vegetation modelling

In order to assess the importance of vegetation changes in the Himalayan region during the last deglaciation, we calculated the distribution of the major biomes and plant

functional types in this region at the LGM, using the CARAIB dynamic vegetation model. The input climatic fields which are necessary to run the model are: (1) diurnal mean air temperature ($T_d = 0.5(T_{\max} + T_{\min})$), (2) diurnal amplitude of air temperature change between day and night ($\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$), (3) precipitation (P), (4) air relative humidity (RH), (5) percentage of sunshine hours (SH) and (6) wind speed (v). Daily values of all these variables are needed. They are derived from monthly mean values by using a stochastic generator (Hubert et al., 1998). The monthly climatic fields for the control simulation (present) are taken from the climatology of (New et al.) (2002), which is an average for the 1961-1990 period. The LGM climatic fields are obtained by adding to this present-day climatology the anomalies (LGM minus present) from a run of the LMDz climate model (Jost et al., 2005) interpolated at $10' \times 10'$ (the resolution of the New et al.'s climatology) following the method described by François et al. (1999). The atmospheric CO_2 level and $\delta^{13}\text{C}$ are 280 ppmv and -6.5 ‰ (the pre-industrial values) in the control simulation. The corresponding values are 200 ppmv and -7 ‰ in the LGM simulation (Leuenberger et al., 1992; Siengenthaler et al., 2005). Many reconstructions of LGM climate with atmospheric general circulation models tend to significantly underestimate the overall trend towards drier conditions at the LGM suggested by the continental data (Harrison, 1999). It is thus likely that precipitation at the LGM is overestimated in the current reconstruction made with the LMDz model. For instance, the reduction in summer (JJAS) precipitation over North India ($70^\circ\text{E}-100^\circ\text{E}$; $20^\circ\text{N}-40^\circ\text{N}$) at the LGM compared to the present ranges between 0 and 1.8 mm/day in the whole set of PMIP1 and PMIP2 models according to Braconnot et al. (2007), while the corresponding value for the LMDz simulation used in our study is only 0.42 mm/day, suggesting that this LMDz simulation overestimates LGM precipitation in this part of Asia. Specifically, overestimated precipitation would lead to an underestimation of the proportion of C4 plants since they are better adapted to high hydric stress than C3 plants.

Figure 4.43 shows the distribution of (natural vegetation) biomes in the Himalayan region calculated by the model for the present and the LGM. The potential vegetation calculated for the present is mostly forest in the Brahmaputra basin, except in the Tibetan part of the basin where tundra biome (i.e., C3 herbaceous PFT) is present. As a result, C4 plants are essentially absent from this basin. In the Ganga basin, tropical forests and savannas are located in the east and tropical grasslands in the west, while a succession of vegetation types is observed in Himalaya starting from subtropical forests (i.e., where PFTs 6, 8 and 10 are dominant) at low elevation and shifting to temperate deciduous broadleaf forest, cool

temperate mixed forest, boreal/montane forest or woodland, and finally tundras as the elevation increases. The vegetation types containing C4 plants are mainly the tropical grassland, the savanna and the semi-desert biomes: 94 % of tropical grassland net primary productivity is from C4 photosynthesis on the simulated domain, while this percentage is 49 % for savannas and 41 % for semi-deserts. Consequently, C4 vegetation is abundant in the western part of the Ganga basin. Figure 4.44 shows the distribution of the average $\delta^{13}\text{C}$ of the C_{org} stock (biomass + litter + soil) over the studied region. A gradient of this $\delta^{13}\text{C}$ is clearly visible in the Ganga basin, from about -25 ‰ (typical of C3 photosynthesis) in the most eastern part or in the mountains to -12 ‰ (typical of C4 photosynthesis) in the western part of the basin. This change of isotopic composition is mostly due to the change in the relative abundance of C4 plants. A north-south gradient is also visible in the Brahmaputra basin with values as low as -26 ‰ in the southern and as high as -22 ‰ in the northern part of the basin. Since almost no C4 vegetation is present in the Brahmaputra basin, this 4 ‰ shift is due only to the change in C3 fractionation associated with the north-south moisture gradient and the drop in CO_2 pressure with increasing elevation.

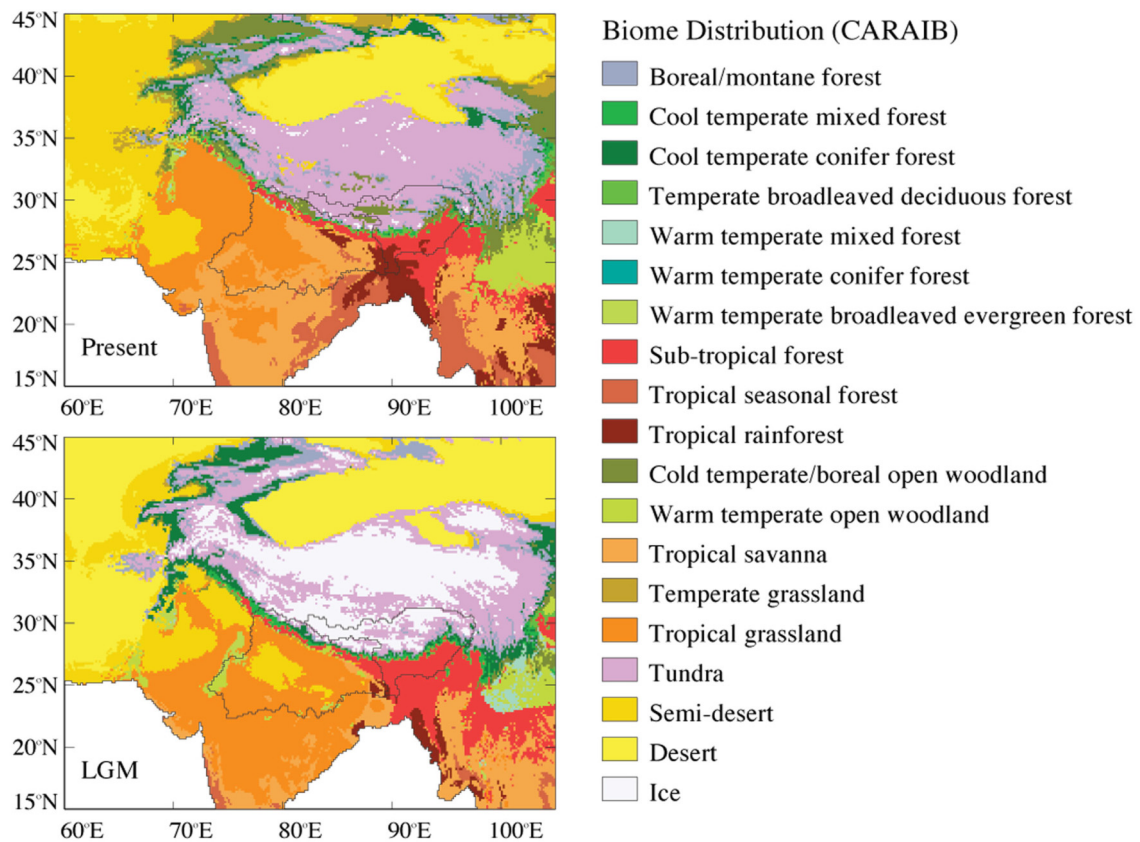


Figure 4.43: Distribution of potential biomes in the Himalayan region calculated by the CARAIB dynamic vegetation model for the present (top) and the LGM (bottom). The grey contours indicate the boundaries of the Ganges (west contour) and Brahmaputra (east contour) basins.

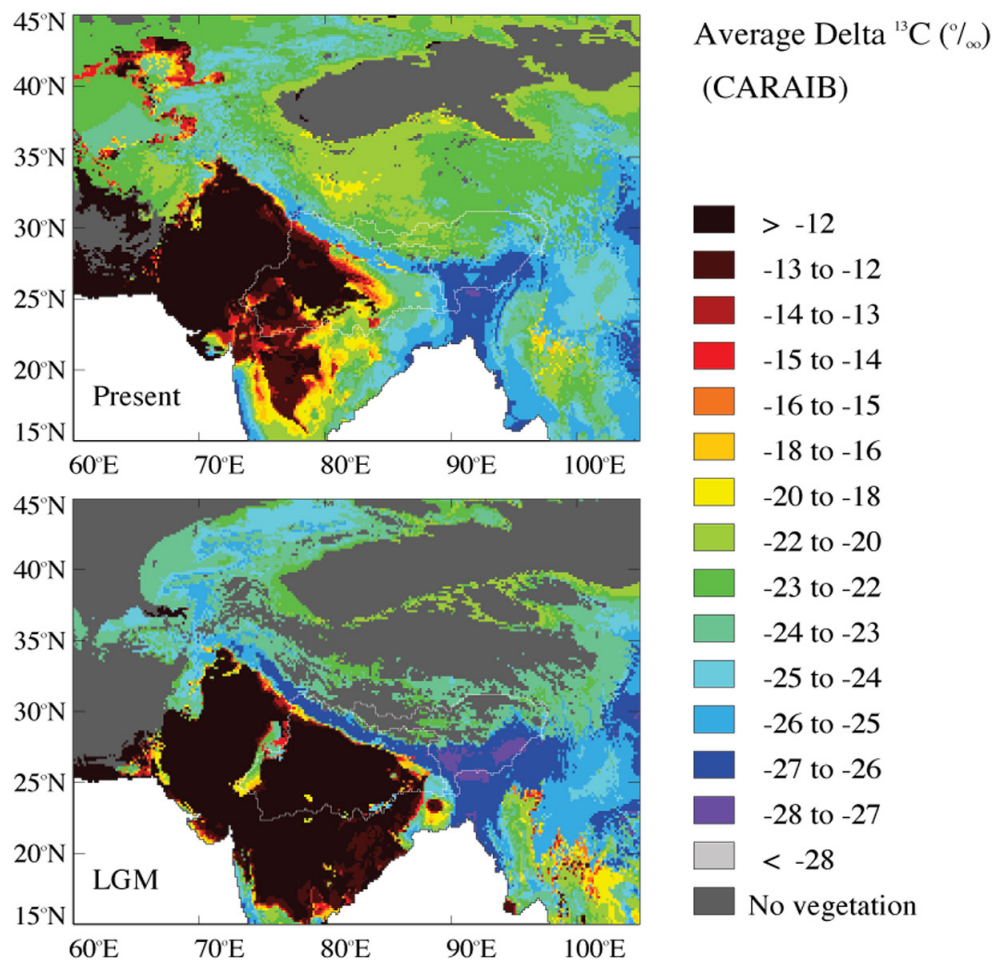


Figure 4.44: Average $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter (biomass + litter + soil C) in the Himalayan region calculated by the CARAIB dynamic vegetation model for the present (top) and the LGM (bottom). The white contours indicate the boundaries of the Ganges (west contour) and Brahmaputra (east contour) basins.

During the LGM, the vegetation distribution was similar to the present in the Brahmaputra basin, except that vegetation was more rarefied in response to the lower atmospheric CO_2 level (fertilization effect), with a less dense forest cover in the south and some areas devoid of vegetation (ice) replacing partly tundras in the northern basin. Consistently, the isotopic composition of organic matter is not very different from the present-day one, except for a small shift towards lower values mostly associated with the 0.5 ‰ decrease of atmospheric $\delta^{13}\text{C}$. By contrast, in the Ganga basin, a significant expansion of tropical grasslands towards the East at the expense of savannas and forests is observed. Also, some areas turn to semi-deserts in the western part of the basin. Consequently, the abundance of C4 vegetation is higher and the $\delta^{13}\text{C}$ of average organic matter is also higher.

The change in $\delta^{13}\text{C}$ is particularly large in the eastern part of the basin where the $\delta^{13}\text{C}$ tends to become close to the C4 value.

Table 4.11 shows model climatic, vegetation and isotopic results averaged over the two basins. From the LGM to the present, annual mean temperature has increased by 3.4 °C in the Brahmaputra basin and by 2.4 °C in the Ganga basin. LGM annual precipitations are comparable to modern ones, except for a slight increase (50 mm/yr) in the Ganga basin. Note, however, that the amplitude of the seasonal precipitation change between winter (DJF) and summer (JJA) was slightly smaller at the LGM compared to present, especially in the Ganga basin. The combination of colder temperatures with almost constant precipitations leads to wetter soils at the LGM in both basins, since the colder climate tends to reduce evapotranspiration. These changes in moisture (and temperature) conditions would both tend to favour C3 (e.g., forests) with respect to C4 vegetation. Similarly, the expected impact of the reduced amplitude of the seasonal precipitation signal would also be to increase C3 versus C4 plant abundance. Hence, the calculated increase of the abundance of C4 vegetation in the Ganga basin is the result of the lower atmospheric CO_2 level at the LGM. This CO_2 effect overcompensates for the effect of the colder and wetter conditions in the basin. However, overestimated precipitation at LGM may explain why the model predicts a dominant control of CO_2 level while climatic data suggest that C3 plants became dominant by combined increase of CO_2 level and humidity. The percentage of C4 material in the organic carbon stock (biomass, litter, soil C) of the Ganges basin decreases from 73 % at the LGM to 52 % at present.

To evaluate the impact of the calculated changes in vegetation distribution and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation on the $\delta^{13}\text{C}$ of the land organic material transported to the Bay of Bengal by the two rivers, we computed in table 4.11 a runoff-weighted average of the $\delta^{13}\text{C}$ of the C_{org} stocks present in both basins. This runoff-weighted average was preferred to a simple area-weighted average, because it can be expected that high runoff regions will contribute more than low runoff ones to the flux and isotopic composition of land organic carbon transported by rivers. This simple approach is adopted here in view of the currently poor quantitative understanding of the processes that govern organic matter transport from the soils to the river system at the scale of a large river basin.

Table 4.11: Model results averaged over the Brahmaputra and Ganga basins for the present and the LGM. TEMP and PREC are basin average annual air temperature and precipitation respectively, and MPREC is the monthly mean precipitation for December-January-February (DJF) and June-July-August (JJA). These variables are 1961-1990 climatological means (New et al., 2002) for the present and are derived from a run of the LMDz climate model for the LGM simulation. ASW is the relative amount of available soil water in the root zone calculated by the CARAIB vegetation model, i.e., $ASW = (SW-WP)/(FC-WP)$, where SW is the soil water amount, FC the field capacity and WP the wilting point in mm. f_{C4} is the fraction of C4 material in the basin organic carbon stock (biomass + litter + soil C). Δ_{C3} and Δ_{C4} are the basin runoff-weighted means of the ^{13}C fractionation coefficients for C3 and C4 plants respectively. $\delta^{13}C$ is the runoff-weighted mean isotopic composition of organic matter (C3 + C4 carbon stocks) over the basin.

		TEMP	PREC	MPREC		ASW	f_{C4}	Δ_{C3} (*)	Δ_{C4} (*)	$\delta^{13}C$ (*)
		(°C)	(mm/yr)	(mm/mo)			(%)	(‰)	(‰)	(‰)
				DJF	JJA					
Brahmaputra basin										
Area: 534577 km ²	Present	7.0	1033	9	200	0.88	0.2	19.7	3.4	-26.1
Elevation: 3335 m	LGM	3.6	1020	17	192	1.14	0.3	19.7	3.6	-26.7
Ganga basin										
Area: 976201 km ²	Present	22.4	1109	14	251	0.73	52.0	18.6	3.7	-19.0
Elevation: 780 m	LGM	20.0	1059	27	226	0.86	73.1	18.3	3.9	-16.1

(*) runoff-weighted averages

As shown in table 4.11, this runoff-weighted average $\delta^{13}C$ increases slightly in the Brahmaputra basin between the LGM and the present, reflecting mostly the change in atmospheric $\delta^{13}C$. By contrast, in the Ganga basin, a significant decrease of about 3 ‰ is observed, as a response to the decrease in the abundance of C4 plants in this area. Combining both rivers, on the basis of model-predicted runoffs, leads to a $\delta^{13}C$ of -20.3 ‰ at the LGM and -21.5 ‰ at present for the land organic matter transported by the Ganges-Brahmaputra system. This 1.2 ‰ decrease between the LGM and the present can be compared to the 3–4 ‰ depletion recorded in the Bengal Fan sediments (figure 4.38). The trend is in the right direction, indicating that the model response is realistic, but the amplitude of the change appears too small by at least a factor of 2. More investigations, such as sensitivity tests and mid-Holocene modelling, are required to give a definite explanation for this mismatch. However, we identified a couple of model limitations that may at least partly explain its discrepancy with the data. First, as previously stated, it is likely that precipitation in the Ganga basin at the LGM is overestimated in the current reconstruction made with the LMDz model. If so, the trend towards higher abundance of C4 plants at the LGM would be underestimated, partly explaining the mismatch between predicted and observed $\delta^{13}C$. In

addition, in future study, testing the respective effect of each parameters (CO_2 , humidity, temperature) will require to compare vegetation simulations at LGM, Holocene hypsithermal (ca. 7 ka) and modern periods. Sensitivity experiments with the vegetation model (not reported here) have also shown that the results critically depend on the values of the parameters describing the impacts of temperature and soil water stresses on vegetation. Second, an additional bias of the model is likely due to the oversimplified transport function. Here we assume that C_{org} input is a linear function of runoff whereas we observed on the Ganga basin that a major part of the C_{org} exported from the mountainous part of the basin is replaced in the floodplain (Galy et al., 2008). This tends to favour plain over mountain vegetation signature and in this case would increase the magnitude of the $\delta^{13}\text{C}$ shift predicted by the model. Third, we calculated the runoff-weighted average of the $\delta^{13}\text{C}$ of the C_{org} stocks (vegetation + soil C + litter). However, these three components do not contribute equally to the riverine C_{org} , which appears to be largely influenced by soil C_{org} . The $\delta^{13}\text{C}$ value calculated for each simulation (LGM and present) might therefore not represent that of the C_{org} exported by the rivers and deposited in the Bengal Fan. This last limitation should however have a moderate impact on the calculated shift between LGM and present. Anyway, the model appears to reproduce the correct trends. A more precise evaluation of the isotopic signatures of the land organic matter transported to the Bengal Fan sediments at the LGM not only requires better paleoclimatic reconstructions, but also the development of organic matter transport models from the soil to the river, the sea and the sediments.

5. Conclusion

The active channel-levee of the middle Bengal Fan provides a 19 ka record of sediments exported during the Himalayan erosion. The total C_{org} content of these sediments is stable through time around 0.7 %, slightly lower than previous estimates for the modern Bengal Fan. Relative abundance and distribution of n-alkanes indicate a strong predominance of terrestrial higher plants derived organic matter and a conversely minor input of marine, algae and microbial component. This supports the idea that riverine organic matter delivered during the Himalayan erosion dominates organic matter stored in the Bengal Fan sediments and allows to study vegetation changes in the Himalayan basin during the last glacial/interglacial cycle. Bulk C_{org} $\delta^{13}\text{C}$ as well as specific higher plants biomarkers $\delta^{13}\text{C}$ present a large negative shift during the LGM to mid Holocene period. The organic matter

$\delta^{13}\text{C}$ variations indicate: (1) a strong contribution of C4 plants during the LGM, (2) a progressive increase of C3 plants input from 19 to ca. 8 ka and, (3) stable C3/C4 proportions dominated by C3 since the mid Holocene. We can therefore propose that the C4 plants cover of the Indo-Gangetic plain decreased since the LGM when this photosynthetic pathway was dominant. The distribution of LGM vegetation in the basin modelled using the CARAIB dynamic vegetation model is consistent with C_{org} data. The model indicates a dominance of C4 plants in the Gangetic plain during the LGM while the eastern part of the basin remained dominated by C3 plants. The decline of C4 plants after the LGM appears to be due to combined increase of CO_2 and humidity levels and suggests a significant climate change in the Himalayan basin. This supports the hypothesis of more arid conditions at the LGM than during the mid-Holocene and agrees with reconstructions of the monsoon indicating stronger SW monsoon during interglacial and stronger NE monsoon during glacial periods. The Bengal Fan sediments thus provide a reliable tool for studying continental changes through time in the Himalayan basin and therefore to study the ocean-continent interactions during major climatic changes.

Acknowledgements

This study was funded by CNRS-INSU programs "Eclipse" and "Relief de la Terre". LF is research associate at the *Belgian Fund for Scientific Research* (F.R.S.-FNRS). Part of this research was undertaken while LF was in sabbatical visit to *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* in Vandoeuvre-lès-Nancy, under a grant of CNRS and Région Lorraine. We thank Jeanne-Marine Laurent for help in extracting the basin contours from the GTOPO30 database in the GRASS GIS software. We are grateful to Masa Kageyama for providing us the outputs of the LMDz climate model for the last glacial maximum simulation. We thank R. Bonnefille, two anonymous reviewers as well as C. Hillaire-Marcel for their constructive comments. This is CRPG contribution # 1922.

4.3.2 Influence du climat sur l'enfouissement de carbone organique depuis le dernier maximum glaciaire

Nous avons montré que les changements climatiques survenus au cours de derniers 16 ka ont eu un impact notable sur la végétation du bassin Himalayen (cf. § précédent). En outre, l'enregistrement sédimentaire du cône du Bengale indique que ces variations climatiques ont certainement entraîné des modifications notables des flux sédimentaires ainsi que du régime d'altération (cf. § 3.5.3.2). Par conséquent, on peut s'attendre à ce que le bilan d'exportation et d'enfouissement de carbone organique associé à l'érosion de l'Himalaya ait également été affecté par cette variabilité climatique.

La réalisation de bilan d'enfouissement de carbone organique dans le passé est entièrement dépendante de la reconstruction des flux sédimentaires ce qui est extrêmement difficile à l'échelle d'un système de dépôt de la taille du Cône du Bengale. Cependant, à partir de l'enregistrement sédimentaire du Cône du Bengale, il est possible d'étudier l'évolution de la charge en carbone organique des sédiments déposés. En utilisant la normalisation au rapport Al/Si et en prenant comme référence la tendance définie par les sédiments actuels de la Lower Meghna, on peut calculer pour chaque échantillon l'écart de charge en carbone organique C^* de la façon suivante :

$$C^* = TOC - (a \times \frac{Al}{Si} + b) \quad (4.1)$$

où a et b sont les coefficients de la relation linéaire reliant TOC et Al/Si dans les sédiments actuels de la Lower Meghna (cf. § 4.1).

C^* caractérise l'excès ($C^* > 0$) ou le déficit ($C^* < 0$) de charge en carbone organique par rapport aux sédiments actuellement délivrés au cône du Bengale, indépendamment des caractéristiques sédimentaires (cf. la définition similaire du rapport $\frac{K^*}{Si}$, § 3.5.3.2).

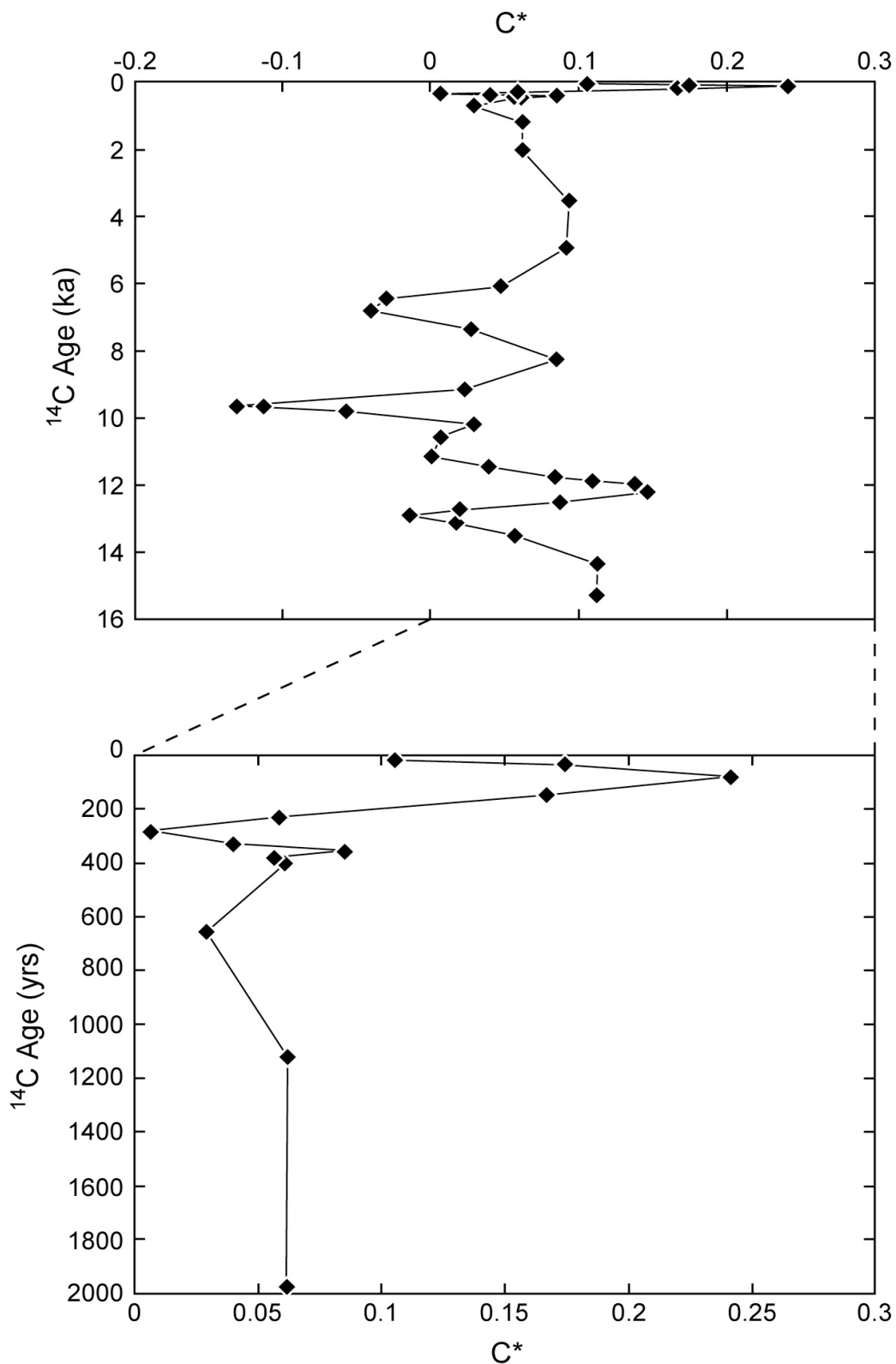


Figure 4.45 : Evolution temporelle du paramètre C^* défini à partir des sédiments déposés dans le Cône du Bengale au cours des dernier 16 ka (haut) et zoom sur les deux derniers millénaires (bas). Afin d'atténuer les variations haute fréquence, nous avons calculé la moyenne mobile sur trois points successifs. L'enregistrement ne fait pas apparaître de tendance nette. Des variations de faible amplitude sont observées au cours de la dernière déglaciation (13 à 10 ka) ainsi qu'au cours du dernier millénaire.

Au cours des derniers 16 ka, le paramètre C^* reste globalement constant autour d'une valeur moyenne très proche de zéro (~ 0.05) (figure 4.42). On note des variations à courte échelle de temps pendant la période entre 14 et 6 ka ainsi qu'au cours du dernier millier d'années. Cependant, l'amplitude de ces variations est limitée et n'excède pas la gamme de variation définie par les sédiments actuels de la Lower Meghna. Cette gamme de variation correspond à la variabilité de la charge en carbone organique des sédiments de la Lower Meghna pris individuellement. Elle peut par exemple être due à une plus ou moins grande proportion de particules indépendantes de carbone organique. Dans les sédiments du Cône du Bengale, de faibles contributions de matière organique marine peuvent également expliquer une partie de la variabilité de C^* .

Au cours des 16 derniers ka, en dépit des fortes variations du climat et de la végétation, la charge en carbone organique des sédiments du Cône du Bengale est restée globalement stable et comparable à celle des sédiments actuellement délivrés par la Lower Meghna. L'évolution des conditions climatiques au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire ne semble donc pas avoir exercé un contrôle majeur sur la charge en carbone organique des sédiments enfouis dans le Cône du Bengale. En outre, les périodes d'intense érosion de sédiments fortement altérés telles que lors de la déglaciation et lors du dernier millénaire (cf. § 3.5.3.2) ne semblent pas se traduire par un changement univoque de la charge en carbone organique, comme l'indique l'absence totale de corrélation entre les paramètres $(K/Si)^*$ et C^* (non montré). L'effet de la très forte érosion actuelle des sols de la plaine décrite dans le bassin du Gange (cf. § 3.5.3.1) sur la charge en carbone organique est difficile à évaluer. Lorsque ce processus s'initie, l'augmentation dans les sédiments de la proportion de particules de sols chargées en carbone organique doit probablement conduire à une augmentation de leur charge en carbone organique. Cependant, l'utilisation extensive des sols pour l'agriculture conduit généralement à une diminution de leur stock de carbone organique et de nutriments (e.g. Harrison et al., 1993). Ainsi, l'érosion accrue de sols de plaine n'engendre pas nécessairement une augmentation durable de la charge en carbone organique des sédiments de rivière. L'analyse détaillée de l'évolution du paramètre C^* au cours des derniers 1000 ans montre une forte augmentation entre 300 et 50 ans suivie d'une diminution jusqu'à l'actuel. Cette évolution peut être en accord avec une initiation de l'érosion accrue des sols de la plaine il y a environ 300 à 400 ans. Cependant, compte tenu de la faible ampleur des variations du paramètre C^* et des nombreux autres phénomènes pouvant les engendrer, l'étude de l'effet de l'activité anthropique sur la charge en carbone organique requerra l'utilisation de traceurs moins équivoques.

Bien que nous ne connaissions pas la charge en carbone organique des sédiments de rivière transportés au cours des derniers 16 ka, la constance du paramètre C^* et des caractéristiques de la matière organique enfouie dans les sédiments du Cône du Bengale (e.g. proportion de carbone organique terrigène et âge apparent, cf. § précédents) indique que l'efficacité d'enfouissement est probablement demeurée proche de 100 % au cours de cette période. La persistance pendant les phases glaciaires d'une érosion physique et d'un runoff relativement important en Himalaya, comme l'indiquent les taux de sédimentation relativement élevés dans le Cône du Bengale (Weber et al., 1997), explique en partie la très bonne préservation du carbone organique terrigène au dernier maximum glaciaire. En outre, la configuration géographique de la baie du Bengale et la persistance d'une anomalie de salinité significative à cette période (Duplessy, 1982; Delaygue et al., 2001) indiquent que la stratification de l'océan et donc la faible oxygénation de ses eaux devait également favoriser la préservation du carbone organique.

Le flux d'enfouissement de carbone organique associé à l'érosion de l'Himalaya semble être une fonction directe du flux sédimentaire et donc du runoff. Bien que les paleo flux sédimentaires et les paleo runoffs soient très difficiles à estimer, les reconstructions disponibles indiquent qu'au cours des derniers 16 ka, le flux sédimentaire généré par l'érosion de l'Himalaya a varié de façon importante; plus faible qu'aujourd'hui lors du dernier maximum glaciaire, il était certainement plus élevé lors de la déglaciation (Duplessy, 1982; Weber et al., 1997; Goodbred and Kuehl, 2000; Delaygue et al., 2001). Notre étude indique que ces variations de flux sédimentaire ont dû se traduire par des variations du flux d'enfouissement de carbone organique d'amplitude équivalente. Par conséquent, lors de la dernière période glaciaire la diminution du flux de sédiment aurait été à l'origine d'une diminution du flux d'enfouissement de carbone organique. En outre, nous n'observons pas d'évolution de la proportion de matière organique marine au cours des derniers 16 ka (cf § 4.3.1). Bien que nous ne disposions que d'un nombre limité de données, la productivité primaire de la Baie du Bengale ne semble pas avoir évolué au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Par conséquent, l'exemple du système Himalayen semble indiquer une diminution de la séquestration de carbone organique (terrigen et marin) lors des périodes glaciaires.

Les causes de la diminution de la PCO_2 atmosphérique au cours des périodes glaciaires sont largement débattues (pour une synthèse voir Broecker and Peng, 1992; Sigman and Boyle, 2000). De nombreux auteurs invoquent une séquestration accrue de carbone organique pendant les phases glaciaires par rapport aux phases interglaciaires. Plusieurs

théories fréquemment invoquées, qui ne sont d'ailleurs pas antagonistes, font intervenir : (1) une augmentation de la productivité primaire de l'océan, (2) une meilleure préservation et enfouissement du carbone organique marin et, (3) une augmentation de l'enfouissement de carbone organique terrigène. La première hypothèse fait référence à une utilisation plus complète des nutriments (N et P) conduisant à une augmentation de la synthèse de matière organique marine. La deuxième hypothèse suppose qu'en période glaciaire les modalités de la circulation océanique favorisent une stratification accrue de l'océan et donc une zone à faible teneur en oxygène plus étendue et plus proche de la surface qu'en conditions interglaciaires favorisant la préservation de la matière organique marine. Enfin, la dernière hypothèse suppose que la baisse du niveau marin au glaciaire permet un transfert direct des sédiments au système océanique profond (au-delà du Shelf-break) ce qui favorise la préservation du carbone organique (Aller and Blair, 2006).

De nombreuses études visant à reconstruire les variations du flux d'enfouissement de carbone organique marin lors des cycles glaciaire-interglaciaire montrent que les reconstructions basées sur différents systèmes sédimentaires aboutissent à des conclusions opposées (e.g. Bertrand et al., 1996; Pedersen and Bertrand, 2000; Mollenhauer et al., 2004). En outre, l'exportation et l'enfouissement de carbone organique terrigène sont fréquemment cantonnés au cycle long terme du carbone ($t < 10^6$ ans) et leur influence est considérée comme un processus négligeable à l'échelle des variations glaciaires-interglaciaires (e.g. Berner, 1999; Sigman and Boyle, 2000). Nous avons montré que, pour l'Océan Indien, la séquestration de carbone organique terrigène est plus faible en période glaciaire qu'en période interglaciaire, principalement à cause d'une diminution des flux sédimentaires. Par conséquent, notre étude indique clairement que les variations de l'enfouissement de carbone organique terrigène à l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaire (i.e. 10^4 ans) peuvent avoir un rôle non négligeable en terme de composition de l'atmosphère. Cela est en accord avec de récentes études qui suggèrent que l'accumulation de carbone organique dans les sols n'est pas à l'équilibre à l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaire (Smittenberg et al., 2006). Le ralentissement de l'érosion des orogènes actifs en période glaciaire pourrait entraîner une diminution notable de la séquestration de carbone organique terrigène et donc une augmentation relative de la PCO_2 . Finalement, cela renforce la théorie selon laquelle les variations de la composition chimique de l'océan (en particulier l'abaissement de la lysocline) sont le principal agent de la diminution de la PCO_2 atmosphérique au cours des périodes glaciaires (Broecker and Peng, 1992; Archer and Maier-Reimer, 1994).

Conclusion générale



Coucher de soleil et nuages de mousson sur la plaine d'inondation du Brahmapoutre, près de Sirajganj (Bangladesh) en Juillet 2004

Approche quantitative de l'érosion actuelle

Les sédiments de rivière apportent des informations très précieuses sur les processus qui gouvernent le fonctionnement de la surface de la Terre. Largement utilisés dès le XIX^{ème} siècle pour documenter les formations géologiques et les ressources minérales d'un bassin donné, les sédiments de rivière sont devenus des indicateurs précieux du cycle biogéochimique et des transferts continent-océan. En outre, leur dépôt sous la forme de sédiments détritiques constitue les archives géologiques qui nous permettent de reconstituer l'histoire de la planète.

Au cours de l'érosion, la diversité des processus qui génèrent les sédiments de rivière en font des matériaux complexes dont les caractéristiques physiques et chimiques sont extrêmement variables. Le transport fluvial des sédiments, par le jeu de la sédimentation différentielle, est une des composantes essentielles de leur complexité. Sur le plan du transport physique, cette diversité est prise en compte depuis longtemps par les hydrologues qui tiennent compte des gradients de charge sédimentaire et de granulométrie dans les rivières. Ce nonobstant, la variabilité géochimique des sédiments de rivière n'a été, pour le moment, que partiellement utilisée. La réalisation de prélèvements de matières en suspension en profondeur dans la tranche d'eau et l'analyse de leurs caractéristiques géochimiques permettent de mieux appréhender l'information portée par ces sédiments. Cette méthodologie est même absolument nécessaire pour déterminer la composition moyenne des matières en suspension et donc réaliser des bilans géochimiques à l'échelle des bassins. Cela se révèle également un outil très efficace pour analyser les processus d'altération ainsi que les mélanges de provenances sédimentaires car ces familles de sédiments déterminent des droites de mélange naturelles dans les diagrammes géochimiques. Au cours de cette thèse, les profils d'échantillonnage en profondeur que nous avons réalisés ont permis de réellement progresser dans : (1) la quantification des flux de carbone organique associés au transport sédimentaire et, (2) la compréhension de processus complexes tels que le mélange entre le carbone "fossile" hérité de l'érosion des roches et le carbone "récent" issue de la biomasse actuelle, ou le lien entre les caractéristiques sédimentaires et la charge en carbone organique.

Ce travail reste cependant assez préliminaire car nous n'avons pu prendre en compte qu'une partie de la complexité des processus. En effet, afin d'être le plus représentatif possible du flux annuel, l'échantillonnage a été délibérément réalisé en période de mousson car elle

correspond à la période de transport maximum. Cependant, même si les grands fleuves sont moins sensibles aux fluctuations à haute fréquence que les petites rivières, il est clair que le flux journalier peut varier sensiblement au cours de la mousson. Il s'en suit sans aucun doute une variation significative des propriétés géochimiques des sédiments. Un travail d'analyse à haute résolution temporelle sur une saison de mousson, associé à une acquisition de données de flux, doit permettre d'appréhender cet effet. Le deuxième point critique de notre approche concerne la charge de fond. Ses caractéristiques sont très contrastées par rapport aux matières en suspension et, même si elles jouent probablement un rôle mineur en terme d'exportation de carbone organique, elles représentent une part importante du flux sédimentaire. Il n'existe pas réellement de solution technique pour mesurer directement ce flux mais il est certainement possible de mieux le contraindre. En particulier en caractérisant en détail les gradients de concentration et de composition à l'interface entre la tranche d'eau et le fond, où les concentrations en sédiment augmentent de manière exponentielle alors que la vitesse des particules est globalement constante. L'utilisation de contraintes géophysiques comme celles fournies par les mesures ADCP est également une voie prometteuse.

Erosion actuelle de la chaîne Himalayenne

Les sédiments transportés par les rivières des bassins du Gange et du Brahmapoutre sont soumis à un tri minéralogique et granulométrique intense sous l'effet de forts gradients hydrodynamiques. Il en résulte une forte hétérogénéité des caractéristiques sédimentaires au sein des rivières du bassin, et en particulier une nette différenciation des matières en suspension selon la profondeur. La stratégie d'échantillonnage mise en œuvre (la réalisation de "profils en profondeur") couplée à la mesure de la répartition de la vitesse du courant dans l'ensemble de la section verticale des rivières permet d'intégrer les gradients de composition, de concentration et de vitesse afin d'estimer les caractéristiques moyennes des matières en suspension transportées par ces rivières. Celles-ci sont nettement différentes des caractéristiques des matières en suspension de surface. Cela montre qu'il est fondamental de tenir compte des hétérogénéités sédimentaires afin d'établir des bilans de matière fiables.

Pour le Gange, le Brahmapoutre et la Lower Meghna, le bilan géochimique d'érosion, réalisé à partir de l'estimation de la composition moyenne des matières en suspension et des charges de fond, indique que la somme du flux de charge de fond et du flux de dépôt dans la

plaine représente de 30 à 50 % du flux de matières en suspension. Ces résultats sont globalement concordants avec ceux obtenus par Galy et France-Lanord (2001) bien que la prise en compte de la variabilité sédimentaire des matières en suspension conduise à diminuer l'importance de la charge de fond et du dépôt dans la plaine.

Le bilan d'altération réalisé pour le bassin du Gange fait apparaître un fort déséquilibre entre le flux particulaire et le flux dissous d'éléments solubles. Cette altération hors d'état stationnaire s'explique par l'érosion de particules fines de sols de la plaine du Gange. Une estimation grossière indique qu'environ 250×10^6 tonnes de particules fines de sols sont érodées chaque année dans la plaine du Gange. L'étude des sédiments déposés dans le Cône du Bengale au cours des derniers 16 ka semble indiquer qu'une telle situation s'est déjà produite lors de la déglaciation, entre 13 et 10 ka. Cependant, compte tenu de la relative stabilité climatique au cours des derniers milliers d'années, il semble que l'érosion actuelle des sols de la plaine soit principalement liée à l'augmentation de la pression anthropique dans le bassin et en particulier à l'intense déforestation de la plaine.

Le transport fluvial du carbone organique

Dans les sédiments de rivière du bassin du Gange-Brahmapoutre, le carbone organique est présent sous deux formes distinctes : (1) des particules indépendantes et (2) des agrégats organo-minéraux. Ces deux formes de carbone organique sont notablement affectées par les phénomènes de tri qui s'exercent au cours du transport. En conséquence, la teneur en carbone organique des sédiments de rivière covarie avec les caractéristiques sédimentaires, en particulier la granulométrie et la minéralogie. Les sédiments transportés par les différentes rivières majeures du système fluvial ont une charge en carbone organique assez similaire. La comparaison de différents sous-bassins semble néanmoins indiquer une relation inverse entre la charge en carbone organique et l'intensité de l'érosion physique. Contrairement à l'idée généralement admise, la surface spécifique n'est pas, dans le bassin du Gange-Brahmapoutre, un facteur de contrôle majeur de la charge en carbone organique.

La proportion de carbone organique fossile, dérivé de l'érosion des roches Himalayennes et de carbone organique "récent", composé de matière organique des sols et de débris végétaux, varie fortement avec les caractéristiques sédimentaires. Le carbone organique des sédiments grossiers transportés au fond des rivières est largement dominé par le

carbone organique fossile dont la proportion est estimée entre 50 et 100 %. A contrario, dans les matières en suspension, la proportion moyenne de carbone organique fossile est estimée entre 10 et 20 %. La caractérisation du degré d'organisation du carbone fossile indique que les phases désorganisées sont préférentiellement et rapidement oxydées au cours du transport alors que les phases dont la structure est proche de celle du graphite sont préservées.

Dans les sédiments des rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre, le carbone organique récent est largement dominé par les apports de végétaux supérieurs constitués de débris végétaux peu dégradés et de matière organique des sols. Comparativement à d'autres grands systèmes fluviaux comme l'Amazone, le Zaïre ou la Fly, la proportion de débris végétaux est élevée. A la sortie de la chaîne Himalayenne et dans le bassin du Brahmapoutre, la contribution des plantes en C3 est dominante. En revanche, une fraction notable de la matière organique des sédiments du Gange correspond à une contribution de plantes en C4. Cette dernière est acquise lors de la traversée de la plaine Indo-Gangétique au cours de laquelle plus de 50 % de la matière organique est renouvelée. Ce processus correspond à l'oxydation de la matière organique dérivée des zones de montagne et à son remplacement par de la matière organique de la plaine. Il semble favorisé par le caractère méandrique des rivières de plaine du bassin du Gange et se produire à la faveur de l'avulsion de leur cours. Du point de vue du carbone organique, l'enregistrement détritique marin ne constitue donc pas une simple intégration de l'ensemble du bassin d'alimentation mais reflète plutôt une empreinte préférentielle de la plaine d'inondation.

Bilan actuel d'exportation et d'enfouissement de carbone organique

A partir de la caractérisation de la charge moyenne en carbone organique des sédiments de rivière et du bilan actuel d'érosion de l'Himalaya, nous estimons le flux total de carbone organique exporté par les rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre à $4.0 \pm 0.2 \times 10^{11}$ mol/an. Compte tenu de la proportion de carbone fossile dérivé de l'érosion des roches himalayennes, nous estimons le flux de carbone organique "récent" à $3.1 \pm 0.3 \times 10^{11}$ mol/an et le flux de carbone organique fossile à $0.9 \pm 0.4 \times 10^{11}$ mol/an. Les dernières estimations du flux global de carbone organique particulaire terrigène sont comprises entre 1.6 et 1.8×10^{13} mol/an (Ludwig et al., 1996; Schlünz and Schneider, 2000).

L'exportation de carbone organique terrigène associé à l'érosion de l'Himalaya représente donc environ 2 à 3 % du flux global. A titre de comparaison, cela représente plus de 2 fois le flux véhiculé par la Mackenzie (Drenzek et al., 2007 et références incluses) mais à peine plus de la moitié du flux véhiculé par l'Amazone (Aller and Blair, 2006 et références incluses).

La matière organique des sédiments déposés au cours des derniers 16 ka dans le Cône sous-marin du Bengale est caractérisée par une très forte dominance du carbone organique d'origine terrigène par rapport à celui d'origine marine. Leur charge en carbone organique est en outre similaire à celle des sédiments transportés par la Lower Meghna. Ces deux caractéristiques indiquent que la matière organique terrigène exportée par le système fluvial du Gange-Brahmapoutre est très largement préservée et enfouie au fond de la Baie du Bengale. Comparée aux autres grands systèmes deltaïques, cette efficacité d'enfouissement est exceptionnelle. A l'échelle globale, il est en effet admis qu'environ 70 % du carbone organique terrigène est oxydé au niveau des marges actives (Schlünz and Schneider, 2000; Burdige, 2005). L'étude détaillée des sédiments de rivière indique que ni la composition ni le mode de transport du carbone organique ne peuvent expliquer son exceptionnelle préservation dans le Cône du Bengale. Cependant, les eaux de la Baie du Bengale sont caractérisées par une forte stratification et une faible oxygénation, conditions principalement générées par sa configuration géométrique semi-fermée et l'importance du flux de nutriments associé aux rivières du bassin du Gange-Brahmapoutre. En outre, la très forte érosion physique de l'Himalaya produit un flux de sédiments très important qui se traduit par des taux de sédimentation très élevés dans le Cône proximal du Bengale et un transfert rapide des sédiments vers le cône distal. Ces conditions limitent l'exposition de la matière organique à son principal agent d'oxydation, l'oxygène, et favorisent donc sa préservation. Finalement, la très forte érosion physique de la chaîne Himalayenne semble majoritairement responsable de la très bonne préservation du carbone organique terrigène dans les sédiments du Cône du Bengale.

Les flux actuels d'enfouissement de carbone organique "récent" et de carbone organique fossile généré par l'érosion de l'Himalaya sont donc globalement identiques aux flux d'exportation déterminés à partir de l'étude du système fluvial, c'est-à-dire respectivement $3.1 \pm 0.3 \times 10^{11}$ mol/an et $0.9 \pm 0.4 \times 10^{11}$ mol/an. Le flux d'alcalinité correspondant à l'altération des silicates sur le bassin du Gange-Brahmapoutre est estimé à 2.66×10^{11} mol/an (Galy and France-Lanord, 1999). Ceci se traduit par une consommation maximale de CO₂ atmosphérique de 1.3×10^{11} mol/an en supposant que toute l'alcalinité participe à la formation

de carbonates. Plus vraisemblablement, cette efficacité est entre 25 et 50% (e.g. Berner and Berner, 1996) ce qui correspondrait à une séquestration de CO₂ de 0.4 à 0.6 × 10¹¹ mol/an. Par conséquent, la consommation totale de CO₂ atmosphérique associée à l'érosion actuelle de l'Himalaya est d'environ 3.6 × 10¹¹ mol/an dont plus de 80% sont imputables aux échanges de carbone organique.

Rôle des orogènes actifs dans le cycle global du C

L'exemple du système Himalayen suggère que l'enfouissement de carbone organique terrigène associé à l'érosion des orogènes actifs soit directement accru par leur taux d'érosion physique. Les sédiments déposés dans le Cône sous-marin du Bengale enregistrent remarquablement la réponse de la végétation du bassin Himalayen aux variations climatiques du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Cependant, ils indiquent que l'efficacité d'enfouissement du carbone organique terrigène est demeurée proche de 100 % tout au long de cette période. Il semble donc que la réduction probable du flux de sédiment en conditions glaciaires ne soit pas de nature à favoriser l'oxydation de carbone organique dans la Baie du Bengale. Par conséquent, la séquestration de carbone organique associé à l'érosion de l'Himalaya est une fonction directe du flux sédimentaire et donc de l'écoulement spécifique. A l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaire, la séquestration de carbone organique terrigène n'est certainement pas à l'état stationnaire et ses variations doivent donc être prises en compte dans les bilans globaux de carbone.

L'étude des sédiments Mio-Pliocènes du Cône du Bengale suggère que les conditions permettant une préservation complète du carbone organique terrigène aient perduré tout au long du Néogène (France-Lanord and Derry, 1997). A la lumière de notre étude, il semble probable que les conclusions de France-Lanord et Derry (1997) et de Galy (1999) quant au rôle prépondérant de l'enfouissement de carbone organique sur la consommation de CO₂ atmosphérique à long terme soient valides. La reconstruction précise des taux d'accumulation et des paléo-flux sédimentaires est donc un enjeu majeur afin de quantifier précisément l'impact de l'érosion de l'Himalaya sur le climat global.

A l'échelle du cycle long-terme du carbone (>10⁴ ans), l'enfouissement de carbone organique terrigène généré par l'érosion des orogènes actifs doit exercer une rétroaction négative sur la PCO₂ atmosphérique. Pour une morphologie de la surface de la terre fixée (i.e.

position des continents et relief), l'augmentation de la PCO_2 atmosphérique engendre une augmentation de la température et des précipitations par effet de serre (e.g. Berner, 1999) ce qui produit une augmentation de l'érosion physique des continents qui se traduit par une augmentation de l'enfouissement de carbone organique terrigène et donc par une diminution de la PCO_2 atmosphérique. Dans le cas de l'érosion des orogènes actifs, l'altération des silicates et l'enfouissement de carbone organique semblent donc répondre de la même façon au forçage climatique. Il est donc probable que l'effet net de la création d'orogènes actifs soit une diminution de la teneur en CO_2 de l'atmosphère et donc un refroidissement du climat.

Bibliographie

- Aller, R. C. and Blair, N. E., 2006. Carbon remineralization in the Amazon-Guianas tropical mobile mudbelt: A sedimentary incinerator. *Continental Shelf Research* **26**, 2241-2259.
- Aller, R. C., Blair, N. E., Xia, Q., and Rude, P. D., 1996. Remineralization rates, recycling, and storage of carbon in Amazon shelf sediments. *Continental Shelf Research* **16**, 753-786.
- An, Z., Huang, Y., Liu, W., Guo, Z., Clemens, S., Li, L., Prell, W., Ning, Y., Cai, Y., Zhou, W., Lin, B., Zhang, Q., Cao, Y., Qiang, X., Chang, H., and Wu, Z., 2005. Multiple expansions of C4 plant biomass in East Asia since 7 Ma coupled with strengthened monsoon circulation. *Geology* **33**, 705-708.
- Archer, D. and Maier-Reimer, E., 1994. Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration. *Nature* **367**, 260-263.
- Aucour, A.-M., France-Lanord, C., Pedoja, K., Pierson-Wickmann, A.-C., and Sheppard, S. M. F., 2006. Fluxes and sources of particulate organic carbon in the Ganga-Brahmaputra river system. *Global Biogeochemical Cycles* **20**, 1-12.
- Aufdenkampe, A. K., Mayorga, E., Hedges, J. I., Llerena, C., Quay, P. D., Gudeman, J., Krusche, A. V., and Richey, J. E., 2007. Organic matter in the Peruvian headwaters of the Amazon: Compositional evolution from the Andes to the lowland Amazon mainstem. *Organic Geochemistry* **38**, 337-364.
- Badie, B. and Didot, B., 2007. L'état du monde. Editions La Découverte, Paris.
- Basu, A. R., Jacobsen, S. B., Poreda, R. J., Dowling, C. B., and Aggarwal, P. K., 2001. Large Groundwater Strontium Flux to the Ocean from the Bengal Basin and the Marine Strontium Isotope Record. *Science* **293**, 1470-1473.
- Beck, R. A., Burbank, D. W., Sercombe, W. J., Olson, T. L., and Khan, A. M., 1995. Organic carbon exhumation and global warming during the early Himalayan collision. *Geology* **23**, 387-390.
- Berner, R. A., 1990. Atmospheric CO₂ levels over Phanerozoic Time. *Science* **249**, 1382-1386.
- Berner, R. A., 1999. A new look at the long-term carbon cycle. *GSA Today* **9**, 1-6.
- Berner, R. A. and Berner, E., 1996. *Global Environment : Water, Air, and Geochemical Cycles*. Prentice Hall.
- Berner, U., Poggenburg, J., Faber, E., Quadfasel, D., and Frische, A., 2003. Methane in ocean waters of the Bay of Bengal: its sources and exchange with the atmosphere. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **50**, 925-950.
- Bertrand, P., Lallier-Verges, E., and Grall, H., 1991. Organic petrology of Neogene sediments from North Indian ocean (Leg 117): amount, type, and preservation of organic matter. In: Prell, W. L., Niitsuma, N., and al., e. Eds.), Proc. ODP, Sci. Res. Ocean Drilling Program.
- Bertrand, P., Shimmield, G., Martinez, P., Grousset, F., Jorissen, F., Paterne, M., Pujol, C., Bouloubassi, I., Buat Menard, P., Peypouquet, J. P., Beaufort, L., Sicre, M. A., Lallier-Verges, E., Foster, J. M., and Ternois, Y., 1996. The glacial ocean productivity hypothesis: The importance of regional temporal and spatial studies. *Marine Geology* **130**, 1-9.

- Beysac, O., Bollinger, L., Avouac, J.-P., and Goffe, B., 2004. Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary Science Letters* **225**, 233-241.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., and Rouzaud, J.-N., 2002a. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic geology* **20**, 859-871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., and Rouzaud, J.-N., 2003. On the characterisation of disordered and heterogenous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta Part A* **59**, 2267-2276.
- Beysac, O., Rouzaud, J.-N., Goffé, B., Brunet, F., and Chopin, C., 2002b. Graphitization in a high-pressure, low temperature gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143**, 19-31.
- Bird, M. I., Summons, R. E., Gagan, M. K., Roksandic, Z., Dowling, L., Head, J., Keith Fifield, L., Cresswell, R. G., and Johnson, D. P., 1995. Terrestrial vegetation change inferred from n-alkane $\delta^{13}C$ analysis in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 2853-2857.
- Blair, N. E., Leithold, E. L., and Aller, R. C., 2004. From bedrock to burial: the evolution of particulate organic carbon across coupled watershed-continental margin systems. *Marine Chemistry* **92**, 141-156.
- Blair, N. E., Leithold, E. L., Ford, S. T., Peeler, K. A., Holmes, J. C., and Perkey, D. W., 2003. The persistence of memory: the fate of ancient sedimentary organic carbon in a modern sedimentary system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 63-73.
- Blasco, F., Bellan, M. F., and Aizpuru, M., 1996. A vegetation map of tropical continental Asia at scale 1.5 million. *Journal of Vegetation Science* **7**, 623-634.
- Bock, M. J. and Mayer, L. M., 2000. Mesodensity organo-clay associations in a near-shore sediment. *Marine Geology* **163**, 65-75.
- Bouquillon, A., 1987. Influence continentales et marines dans les sédiments Cénozoïques de l'océan Indien Nord Oriental. thesis, Université de Lille Flandres-Artois.
- Brass, G. W., 1976. The variation of the marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**, 721-730.
- Broecker, W. S., 1970. A boundary condition on the evolution of atmospheric oxygen. *Journal of Geophysical Research* **75**, 3553-3557.
- Broecker, W. S. and Peng, T.-H., 1992. Archer's World: CO₂'s Glacial Hideout? In: Press, E. (Ed.), *Greenhouse Puzzles*, NY.
- Broecker, W. S., Toggweiler, J. R., and Takahashi, T., 1980. The Bay of Bengal - A major nutrient source for the deep Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **49**, 506-512.
- Brunauer, S., Emmet, P. H., and Teller, E., 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal of the American Chemical Society* **60**, 309-319.

- Burdige, D. J., 2005. Burial of terrestrial organic matter in marine sediments: A re-assessment. *Global Biogeochemical Cycles* **19**.
- Buseck, P. R. and Huang, B.-J., 1985. Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 2003-2016.
- Cai, W.-J. and Sayles, F. L., 1996. Oxygen penetration depths and fluxes in marine sediments. *Marine Chemistry* **52**, 123-131.
- Cerling, T. E., Harris, J. M., MacFadden, B. J., Leakey, M. G., Quade, J., Eisenmann, V., and Ehrlinger, J. R., 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary, . *Nature* **389**, 153-158.
- Cerling, T. E., Wang, Y., and Quade, J., 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature* **361**, 344-345.
- Chabaux, F., Granet, M., Pelt, E., France-Lanord, C., and Galy, V., 2006. 238U-234U-230Th disequilibria and timescale of sedimentary transfers in rivers: Clues from the Gangetic plain rivers. *Journal of Geochemical Exploration* **88**, 373-375.
- Chamberlin, T. C., 1899. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. *Journal of Geology* **7**, 545-584.
- Cheshire, M. V., 1979. Nature and origin of carbohydrates in soils. Academic Press, London.
- Chikaraishi, Y., Yamada, Y., and Naraoka, H., 2005. Carbon and hydrogen isotopic composition of sterols from riverine and marine sediments. *Limnology and Oceanography* **50**, 1763-1770.
- Cochran, J. R., Stow, D. A. V., Auroux, C., Amano, K., Balson, P. S., Boulegue, J. J., Brass, G. W., Corrigan, J., Gartner, S., Hall, S., Iaccarino, S., and Ishizuka, T., 1989. Leg 116 Distal Bengal Fan. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Coleman, J. M., 1969. Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology* **3**, 129-239.
- Collister, J. W., Rieley, G., Stern, B., Eglinton, G., and Fry, B., 1994. Compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms. *Organic Geochemistry* **21**, 619-627.
- Coplen, T. B., 1996. New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 3359-3360.
- Curray, J. R., Emmel, F. J., and Moore, D. G., 2003. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Marine and Petroleum Geology* **19**, 1191-1223.
- Curry, K. J., Bennett, R. H., Mayer, L. M., Curry, A., Abril, M., Biesiot, P. M., and Hulbert, M. H., 2007. Direct visualization of clay microfabric signatures driving organic matter preservation in fine-grained sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 1709-1720.
- Dade, W. B. and Friend, P. F., 1998. Grain-size, sediment-transport regime, and channel slope in alluvial rivers. *Journal of Geology* **106**, 661-675.

- De Boer, J. H., Lippens, B. C., Linsen, B. G., Brokhoff, J. C. P., Van der Heuvel, A., and Osinga, T. J., 1966. The t -curve of multimolecular N_2 adsorption. *Journal of Colloid and Interface Science* **23**, 577-599.
- Deines, P., 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz, P. and Fontes, J. C. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, New York.
- Delaygue, G., Bard, E., Rollion, C., Jouzel, J., Stiévenard, M., Duplessy, J.-C., and Granssen, G., 2001. Oxygen isotope/salinity relationship in the northern Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* **106**, 4565-4574.
- Derrien, D., Marol, C., Balabane, M., and Balesdent, J., 2006. The turnover of carbohydrate carbon in a cultivated soil estimated by ^{13}C natural abundances. *European Journal of Soil Science* **57**, 547-557.
- Derry, L. A. and France-Lanord, C., 1996a. Neogene Growth of the Sedimentary Organic Carbon Reservoir. *Paleoceanography* **11**, 267-275.
- Derry, L. A. and France-Lanord, C., 1996b. Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}Sr/^{86}Sr$: impact on the marine Sr record. *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 59-74.
- Derry, L. A. and France-Lanord, C., 1997. Himalayan weathering and erosion fluxes: climate and tectonic controls. In: Ruddiman, W. F. (Ed.), *Tectonic uplift and climate change*. Plenum, New York.
- Dobremez, J. F., 1976. *Le Népal : écologie et biogéographie*, Paris.
- Dowling, C. B., Poreda, R. J., and Basu, A. R., 2003. The groundwater geochemistry of the Bengal Basin: Weathering, chemisorption, and trace metal flux to the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 2117-2136.
- Drenzek, N. J., Montlucon, D. B., Yunker, M. B., Macdonald, R. W., and Eglinton, T. I., 2007. Constraints on the origin of sedimentary organic carbon in the Beaufort Sea from coupled molecular ^{13}C and ^{14}C measurements. *Marine Chemistry* **103**, 146-162.
- Duncan, C. C., Klein, A. J., Masek, J. G., and Isacks, B. L., 1998. Comparison of Late Pleistocene and Modern Glacier Extents in Central Nepal Based on Digital Elevation Data and Satellite Imagery. *Quaternary Research* **49**, 241-254.
- Duplessy, J. C., 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean, . *Nature* **295**, 494-498.
- Dupre, B., Dessert, C., Oliva, P., Godderis, Y., Viers, J., Francois, L., Millot, R., and Gaillardet, J., 2003. Rivers, chemical weathering and Earth's climate. *Comptes Rendus Geosciences* **335**, 1141-1160.
- Dupre, B., Gaillardet, J., Rousseau, D., and Allegre, C. J., 1996. Major and trace elements of river-borne material: The Congo Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 1301-1321.
- Ebelmen, J. J., 1845. Sur les produits de la décomposition des espèces minérales de la famille des silicates. *Annales des Mines* **7**, 3-66.

- Edmond, J. M., 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science* **258**, 1594-1597.
- Eglinton, G. and Hamilton, R. J., 1963. The distribution of alkanes. In: Swain, T. (Ed.), *Chemical Plant Taxonomy*. Academic Press, New York.
- Eglinton, G. and Hamilton, R. J., 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* **156**, 1322-1335.
- Eglinton, T. I., Aluwihare, L. I., Bauer, J. E., Druffel, E. R. M., and McNichol, A. P., 1996. Gas chromatographic isolation of individual compounds from complex matrices for radiocarbon dating. *Analytical Chemistry* **68**, 904-912.
- Everest, R., 1832. Some observations on the quantity of Earthy Matter brought down by the Ganges River. *Journal of the Asiatic Society of Bengal* **1**, 238-242.
- FAP, 1995. A Study of Sedimentation in the Brahmaputra-Jamuna Floodplain. FCPO.
- Farquhar, G. D., O'Leary, M. H., and Berry, J. A., 1982. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Australian Journal of Plant Physiology* **9**, 121-137.
- Filizola, N. and Guyot, J., 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the Amazon River. *Hydrological Sciences Journal* **49**, 143-153.
- Finlayson, D. P., Montgomery, D. R., and Hallet, B., 2002. Spatial coincidence of rapid inferred erosion with young metamorphic massifs in the Himalayas. *Geology* **30**, 219-222.
- 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: Treloar, P. J. and Searle, M. Eds.), *Himalayan Tectonics*. Geol. Soc. Lond., London.
- France-Lanord, C. and Derry, L. A., 1994. $\delta^{13}\text{C}$ of organic carbon in the Bengal Fan: Source evolution and transport of C3 and C4 plant carbon to marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 4809-4814.
- France-Lanord, C. and Derry, L. A., 1997. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. *Nature* **390**, 65-67.
- France-Lanord, C., Evans, M., Hurtrez, J.-E., and Riotte, J., 2003. Annual dissolved fluxes from Central Nepal rivers: budget of chemical erosion in the Himalayas. *Comptes Rendus Geosciences* **335**, 1131-1140.
- France-Lanord, C. and 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.
- Francois, L., Ghislain, M., Otto, D., and Micheels, A., 2006. Late Miocene vegetation reconstruction with the CARAIB model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 302-320.
- Francois, L. M., Delire, C., Warnant, P., and Munhoven, G., 1998. Modelling the glacial-interglacial changes in the continental biosphere. *Global and Planetary Change* **16-17**, 37-52.

- Francois, L. M., Godderis, Y., Warnant, P., Ramstein, G., de Noblet, N., and Lorenz, S., 1999. Carbon stocks and isotopic budgets of the terrestrial biosphere at mid-Holocene and last glacial maximum times. *Chemical Geology* **159**, 163-189.
- Fraser, A. S., Hodgson, K., Meybeck, M., and Ongley, E. D., 2002. Annotated Digital Atlas of Global Water Quality. UNEP/WHO GEMS/Water.
- Freeman, K. H. and Colarusso, L. A., 2001. Molecular and isotopic records of C4 grassland expansion in the late Miocene. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 1439-1454.
- Froelich, P. N., 1980. Analysis of organic carbon in marine sediments. *Limnology and Oceanography* **25**, 564-572.
- Furukawa, Y., 2000. Energy-filtering transmission electron microscopy (EFTEM) and electron energy-loss spectroscopy (EELS) investigation of clay-organic matter aggregates in aquatic sediments. *Organic Geochemistry* **31**, 735-744.
- Gaillardet, J., Dupré, B., and Allègre, C. J., 1995. A global geochemical mass budget applied to the Congo basin rivers: Erosion rates and continental crust composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 3469-3485.
- Gaillardet, J., Dupre, B., Allegre, C. J., and Negrel, P., 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology* **142**, 141-173.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., and Allègre, C. J., 1999. Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* **159**, 3-30.
- Gajurel, A. P., France-Lanord, C., Huyghe, P., Guilmette, C., and Gurung, D., 2006. C and O isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain. *Chemical Geology* **233**, 156-183.
- Galy, A., 1999. Étude géochimique de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne. Doctorat de l'INPL, Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Galy, A. and France-Lanord, C., 1999. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology* **159**, 31-60.
- Galy, A. and France-Lanord, C., 2001. Higher Erosion rates in the Himalaya: geochemical constraints on riverine fluxes. *Geology* **29**, 23-26.
- Galy, A., France-Lanord, C., and Derry, L. A., 1999. The strontium isotopic budget of Himalayan rivers in Nepal and Bangladesh. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 1905-1925.
- Galy, V., Bouchez, J., and France-Lanord, C., 2007a. Determination of total organic carbon content and $\delta^{13}\text{C}$ in carbonate rich detrital sediments. *Geostandards and Geoanalytical research* **31**, 199-207.
- Galy, V., France-Lanord, C., Beyssac, O., Faure, P., Kudrass, H., and Palhol, F., 2007b. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature* **450**, 407-410.
- Galy, V., France-Lanord, C., Beyssac, O., Faure, P., Kudrass, H., and Palhol, F., Submitted-a. Extreme efficiency of terrestrial organic carbon burial in the Bengal Fan. *Nature*.

- Galy, V., France-Lanord, C., and Lartiges, B., 2008. Loading and fate of particulate organic carbon from the Himalaya to the Ganga-Brahmaputra delta. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 1767-1787.
- Galy, V., François, L., France-Lanord, C., Faure, P., Kudrass, H., Palhol, F., and Singh, S. K., in press. C4 plants decline in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*.
- Galy, V., François, L., France-Lanord, C., Faure, P., Kudrass, H., Palhol, F., and Singh, S. K., Submitted-b. C4 plants decline in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*.
- Gardner, R. and Walsh, N., 1996. Chemical weathering of metamorphic rocks from low elevations in the southern Himalaya. *Chemical Geology* **127**, 161-176.
- Gardner, R. A. M. and Gerrard, A. J., 2003. Runoff and soil erosion on cultivated rainfed terraces in the Middle Hills of Nepal. *Applied Geography* **23**, 23-45.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., France-Lanord, C., Singh, S. K., and Foster, G., 2004. Sand petrology and focused erosion in collision orogens: the Brahmaputra case. *Earth and Planetary Science Letters* **220**, 157-174.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Lave, J., Attal, M., France-Lanord, C., and DeCelles, P., in press. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth and Planetary Science Letters* **In Press, Corrected Proof**.
- Gayer, E., Lave, J., Pik, R., and France-Lanord, C., 2006. Monsoonal forcing of Holocene glacier fluctuations in Ganesh Himal (Central Nepal) constrained by cosmogenic ³He exposure ages of garnets. *Earth and Planetary Science Letters* **252**, 275-288.
- Godderis, Y. and Francois, L. M., 1995. The Cenozoic evolution of the strontium and carbon cycles: relative importance of continental erosion and mantle exchanges. *Chemical Geology* **126**, 169-190.
- Goni, M. A., Monacci, N., Gisewhite, R., Ogston, A., Crockett, J., and Nittrouer, C., 2006. Distribution and sources of particulate organic matter in the water column and sediments of the Fly River Delta, Gulf of Papua (Papua New Guinea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **69**, 225-245.
- Goni, M. A., Ruttenger, K. C., and Eglinton, T. I., 1997. Sources and contributions of terrigenous organic carbon to surface sediments in the Gulf of Mexico. *Nature* **389**, 275-278.
- Goodbred, J., Steven L. and Kuehl, S. A., 2000. Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. *Geology* **28**, 1083-1086.
- Goodbred, S. L., 2003. Response of the Ganges dispersal system to climate change: a source-to-sink view since the last interstade. *Sedimentary Geology* **162**, 83-104.
- Granet, M., Chabaux, F., Stille, P., France-Lanord, C., and Pelt, E., submitted. Time-scale of sedimentary transfer and weathering process from U-series nuclides: Clues from the Himalayan rivers. *Earth and Planetary Science Letters*.

- GRDC, 1996. Freshwater Fluxes from the Continents into the World Oceans based on Data of the Global Runoff Data Base. Global Runoff Data Centre.
- Harrison, K. G., Broecker, W. S., and Bonani, G., 1993. The effect of changing land use on soil radiocarbon. *Science* **262**, 725-726.
- Harrison, S. P., 1999. Palaeoenvironmental data sets and model evaluation in PMIP. In: Braconnot, P. (Ed.), Third PMIP workshop, Canada.
- Hayes, J. M., Strauss, H., and Kaufman, A. J., 1999. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology* **161**, 103-125.
- Hedges, J. I., Clark, W. A., Quay, P. D., Richey, J. E., Devol, A. H., and Santos, U. D. M., 1986. Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnology & Oceanography* **31**, 717-738.
- Hedges, J. I., Cowie, G. L., Richey, J. E., Quay, P. D., Benner, R., Strom, M., and Fosberg, B. R., 1994. Origin and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and acids. *Limnology and Oceanography* **39**, 742-761.
- Hedges, J. I. and Keil, R. G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* **49**, 81-115.
- Hedges, J. I., Keil, R. G., and Benner, R., 1997. What Happens to terrestrial organic matter in the ocean? *organic Geochemistry* **27**, 195-212.
- Hedges, J. I. and Oades, J. M., 1997. Comparative organic geochemistries of soils and marine sediments. *Organic Geochemistry* **27**, 319-361.
- Hedges, J. I. and Stern, J. H., 1984. Carbon and nitrogen determinations of carbonates-containing solids. *Limnology and Oceanography* **29**, 657-663.
- Heroy, D. C., Kuehl, S. A., and Goodbred, J., Steven L., 2003. Mineralogy of the Ganges and Brahmaputra Rivers: implications for river switching and Late Quaternary climate change. *Sedimentary Geology* **155**, 343-359.
- Herzschuh, U., 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50,000 years. *Quaternary Science Reviews* **25**, 163-178.
- Hilton, R. G., Galy, A., and Hovius, N., in press. Riverine particulate organic carbon from an active mountain belt: The importance of landslides. *Global Biogeochemical Cycles*.
- Hodell, D. A., Mueller, P. A., McKenzie, J. A., and Mead, G. A., 1989. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **92**, 165-178.
- Höhndorf, A., Kudrass, H. R., and France-Lanord, C., 2003. Transfer of the Sr isotopic signature of the Himalayas to the Bay of Bengal. *Deep-Sea Research II* **50**, 951-960.
- Holtvoeth, J., Kolonic, S., and Wagner, T., 2005. Soil organic matter as an important contributor to Late Quaternary sediments of the tropical West African continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 2031-2041.

- Huang, Y., Street-Perrott, F. A., Metcalfe, S. E., Brenner, M., Moreland, M., and Freeman, K. H., 2001. Climate Change as the Dominant Control on Glacial-Interglacial Variations in C3 and C4 Plant Abundance. *Science* **293**, 1647-1651.
- Hubert, B., Francois, L., Warnant, P., and Strivay, D., 1998. Stochastic generation of meteorological variables and effects on global models of water and carbon cycles in vegetation and soils. *Journal of Hydrology* **212-213**, 318-334.
- Hubscher, C. and Spiess, V., 2005. Forced regression systems tracts on the Bengal Shelf. *Marine Geology* **219**, 207-218.
- Hübscher, C., Spiess, V., Breitzke, M., and Weber, M. E., 1997. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan : results from digitalsediment echosounder data. *Marine Geology* **141**, 125-145.
- Indermühle, A., Stocker, T. F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H. J., Wahlen, M., Deck, B., Mastroianni, D., Tschumi, J., Blunier, T., Meyer, R., and Stauffer, B., 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* **398**, 121-126.
- Islam, G. M. T. and Jaman, S. T., 2006. Modeling sediment loads in the lower Ganges, Bangladesh. *Water Management* **159**, 87-94.
- Islam, M. R., Begum, S. F., Yamaguchi, Y., and Ogawa, K., 1999. The Ganges and Brahmaputra rivers in Bangladesh: Basin denudation and sedimentation. *Hydrological Processes* **13**, 2907-2923.
- Ittekkot, V., 1988. Global trends in the nature of organic matter in river suspensions. *Nature* **332**, 436-438.
- Ittekkot, V., Kudrass, H. R., Quadfasel, D., and Unger, D., 2003. Bay of Bengal. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **50**, 853-1053.
- Ittekkot, V., Safiullah, S., Mycke, B., and Seifert, B., 1985a. Seasonal variability and geochemical significance of organic matter in the river Ganges, Bangladesh. *Nature* **317**, 800-802.
- Ittekkot, V., Safiullah, S., Mycke, B., and Seifert, R., 1985b. Seasonal variability and geochemical significance of organic matter in the River Ganges, Bangladesh. *Nature* **317**, 800-802.
- Jost, A., Lunt, D., Kageyama, M., Abe-Ouchi, A., Peyron, O., Valdes, P. J., and Ramstein, G., 2005. High resolution simulations of the Last Glacial Maximum climate over Europe: a solution to discrepancies with continental paleoclimatic reconstructions? *Climate Dynamics* **24**, 577-590.
- Keil, R. G., Mayer, L. M., Quay, P. D., Richey, J. E., and Hedges, J. I., 1997. Loss of organic matter from riverine particules in deltas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 1507-1511.
- Kudrass, H., 1996. Bengal Fan, Sonne cruise 93. BGR, Hannover.
- Kudrass, H. R., Hofmann, A., Doose, H., Emeis, K., and Erlenkeuser, H., 2001. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 k.y. *Geology* **29**, 63-66.

- Kuehl, S. A., Levy, B. M., Moore, W. S., and Allison, M. A., 1997. Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system. *Marine Geology* **144**, 81-96.
- Lasaga, A. C., Berner, R. A., and Garrels, R. M., 1985. An improved geochemical model of atmospheric CO₂ fluctuations over the past 100 million years. In: Sundquist, E. T. and Broecker, W. S. Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. AGU, Washington.
- Le Fort, P., 1989. The Himalayan orogenic segment. In: Sengör, A. M. C. (Ed.), *Tectonic evolution of the Tethyan regions*. Proceedings of the NATO ASI meeting, Istanbul, October 1985., Reidel Publ. Co.
- Leuenberger, M., Siengenthaler, U., and Langway, C. C., 1992. Carbon isotope composition of atmospheric CO₂ during the last ice age from an Antarctic ice core. *Nature* **357**, 488-490.
- Lockheart, M. J., Van Bergen, P. F., and Evershed, R. P., 1997. Variations in the stable carbon isotope compositions of individual lipids from the leaves of modern angiosperms: implications for the study of higher land plant-derived sedimentary organic matter. *Organic Geochemistry* **26**, 137-153.
- Long, S. P., 1999. Environmental Responses. In: Sage, R. F. and Monson, R. K. Eds.), *C₄ Plant Biology*.
- Ludwig, W., Probst, J.-L., and Kempe, S., 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles* **10**, 23-41.
- Mackenzie, F. T., 1981. Global carbon cycle: some minor sink for CO₂. In: Likens, G. E., Mackenzie, F. T., Richey, J. E., Sedell, J. R., and Turekian, K. K. Eds.), *Flux of organic carbon by rivers to the ocean*. U.S. Department of Energy, Washington, D.C.
- Mayer, L. M., 1994. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 1271-1284.
- Mayer, L. M., 1999. Extent of coverage of mineral surfaces by organic matter in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 207-215.
- Mayer, L. M., Schick, L. L., Hardy, K. R., Wagai, R., and McCarthy, J., 2004. Organic matter in small mesopores in sediments and soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68**, 3863-3872.
- McCrea, J. M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a palaeotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* **18**, 849-857.
- McNeill, J. R. and Winiwarter, V., 2004. Breaking the Sod: Humankind, History, and Soil. *Science* **304**, 1627-1629.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International* **137**, 280-318.
- Meybeck, M., 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science* **287**, 401-428.
- Meyers, P. A. and Dickens, G. R., 1992. Accumulation of organic Matter in sediments of the Indian Ocean: A synthesis of results from scientific deep sea drilling. In: Duncan, R. A., Rea, D. K.,

- Kidd, R. B., von Rad, U., and Weissel, J. K. Eds.), Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. American Geophysical Union.
- Michels, K. H., Suckow, A., Breitzke, M., Kudrass, H. R., and Kottke, B., 2003. Sediment transport in the shelf canyon "Swatch of No Ground" (Bay of Bengal). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **50**, 1003-1022.
- Milliman, J. D. and Meade, R. H., 1983. World Delivery of River Sediment to the Oceans. *Journal of Geology* **1**, 1-21.
- Milliman, J. D. and Syvitski, P. M., 1992. Geomorphic/Tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology* **100**, 525-544.
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupre, B., and Allegre, C. J., 2002. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters* **196**, 83-98.
- Mollenhauer, G., Schneider, R. R., Jennerjahn, T., Mueller, P. J., and Wefer, G., 2004. Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: Its modern, mid-Holocene and last glacial distribution. *Global and Planetary Change* **40**, 249-266.
- Mook, W. G. and Tan, F. C., 1991. Stable carbon isotopes in rivers and estuaries. In: Degens, E. T., Kempe, S., and Richey, J. E. Eds.), Biogeochemistry of Major World Rivers.
- Mook, W. G. and Van der Plicht, J., 1999. Reporting ¹⁴C activities and concentrations. *Radiocarbon* **41**, 227-239.
- Moore, W. S., 1997. High fluxes of radium and barium from the mouth of the Ganges-Brahmaputra River during low river discharge suggest a large groundwater source. *Earth and Planetary Science Letters* **150**, 141-150.
- Najman, Y. and Garzanti, E., 2000. Reconstructing early Himalayan tectonic evolution and paleogeography from Tertiary foreland basin sedimentary rocks, northern India. *GSA Bulletin* **112**, 435-449.
- New, M., Lister, D., Hulme, M., and Makin, I., 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* **21**, 1-25.
- Ohkouchi, N., Kawamura, K., and Taira, A., 1997. Molecular paleoclimatology: reconstruction of climate variabilities in the late Quaternary. *Organic Geochemistry* **27**, 173-183.
- Otto, D., Rasse, D., Kaplan, J., Warnant, P., and Francois, L., 2002. Biospheric carbon stocks reconstructed at the Last Glacial Maximum: comparison between general circulation models using prescribed and computed sea surface temperatures. *Global and Planetary Change* **33**, 117-138.
- Owen, L. A. and Benn, D. I., 2005. Equilibrium-line altitudes of the Last Glacial Maximum for the Himalaya and Tibet: an assessment and evaluation of results. *Quaternary International* **138-139**, 55-78.
- Pagani, M., Freeman, K. H., and Arthur, M. A., 1999. Late miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of C₄ grasses. *Science* **285**, 876-879.

- Pagani, M., Freeman, K. H., and Arthur, M. A., 2000. Isotope analyses of molecular and total organic carbon from Miocene sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**, 37-49.
- Pagani, M., Zachos, J. C., Freeman, K. H., Tpple, B., and Bohaty, S., 2005. Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations During the Paleogene. *Science* **309**, 600-603.
- Pal, D. K., Srivastava, P., and Bhattacharyya, T., 2003a. Clay illuviation in calcareous soils of the semiarid part of the Indo-Gangetic Plains, India. *Geoderma* **115**, 177-192.
- Pal, D. K., Srivastava, P., Durge, S. L., and Bhattacharyya, T., 2003b. Role of microtopography in the formation of sodic soils in the semi-arid part of the Indo-Gangetic Plains, India. *CATENA* **51**, 3-31.
- Palhol, F., 2002. Contribution à l'étude des saisies d'Ecstasy par Spectrométrie de Masse de Rapports Isotopiques : Apport du rapport $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, Université de Nantes.
- Palmer, M. R. and Elderfield, H., 1985. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature* **314**, 526-528.
- Pancost, R. D. and Boot, C. S., 2004. The palaeoclimatic utility of terrestrial biomarkers in marine sediments. *Marine Chemistry* **92**, 239-261.
- Park, Y. A. and Khim, B. K., 1992. Origin and dispersal of recent clay minerals in the Yellow Sea. *Marine Geology* **104**, 205-213.
- Patriat, P. and Achache, J., 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature* **311**, 615-621.
- Pedersen, T. F. and Bertrand, P., 2000. Influences of oceanic rheostats and amplifiers on atmospheric CO₂ content during the Late Quaternary. *Quaternary Science Reviews* **19**, 273-283.
- Peters, K. E. and Moldowan, J. M., 1993. The Biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436.
- Pierson-Wickmann, A.-C., Reisberg, L., and France-Lanord, C., 2000. The Os isotopic composition of Himalayan river bedloads and bedrocks: importance of black shales. *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 203-218.
- Pierson-Wickmann, A.-C., Reisberg, L., and France-Lanord, C., 2002. Behavior of Re and Os during low-temperature alteration: Results from Himalayan soils and altered black shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 1539-1548.
- Pierson-Wickmann, A.-C., Reisberg, L., France-Lanord, C., and Kudrass, H., 2001. Os-Sr-Nd results from sediments in the Bay of Bengal: Implications for sediment transport and the marine Os record. *Paleoceanography* **16**, 435-444.

- Poynter, J. and Eglinton, G., 1990. Molecular composition of three sediments from Hole 717c: the Bengal Fan. In: Cochran, J. R., Stow, D. A. V., and al., e. Eds.), Proc. ODP, Sci. Res. Ocean Drilling Program, College station TX.
- Prell, W. L. and Kutzbach, J. E., 1987. Monsoon variability over the past 150 000 years. *Journal of Geophysical Research* **92**, 8411-8425.
- Quade, J., Cater, J. M. L., Ojha, T. P., Adam, J., 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**, 1381-1397.
- Quade, J. and Cerling, T. E., 1995. Expansion of C4 grasses in the Late Miocene of northern Pakistan: evidence from stable isotopes of paleosols. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **115**, 91-116.
- Quade, J., Cerling, T. E., Barry, J. C., Morgan, M. E., Pilbeam, D. R., Chivas, A. R., Lee-Thorp, J. A., and van der Merwe, N. J., 1992. A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **94**, 183-192.
- Quade, J., Cerling, T. E., and Bowman, J. R., 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature* **342**, 163-166.
- Rao, K. L., 1979. India's water wealth. Orient Longman limited, New Delhi.
- Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* **359**, 117-122.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., and Froelich, P. N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology* **16**, 649-653.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E., 2004. IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 026 Cal Kyr BP. *Radiocarbon* **46**, 1029-1058.
- Rennell, J., 1781. An account of the Ganges and Burrampooter Rivers, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, London.
- Revenga, C., Nackoney, J., Hoshino, E., Kura, Y., and Maidens, J., 2003. The Watersheds of the World. IUCN, IWMI, Rasmussen Convention Bureau and WRI, Washington.
- Richardson, W. R. and Thorne, C. R., 2001. Multiple thread flow and channel bifurcation in a braided river: Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. *Geomorphology* **38**, 185-196.
- Richter, F. M. and Turekian, K. K., 1993. Simple models for the geochemical response of the ocean to climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters* **119**, 121-131.
- Rieley, G., Collier, R. J., Jones, D. M., Eglinton, G., Eakin, P. A., and Fallick, A. E., 1991. Sources of sedimentary lipids deduced from stable carbon-isotope analyses of individual compounds. *Nature* **352**, 425-427.

- Rieley, G., Collister, J., Stern, B., and Eglinton, G., 1993. Gas chromatography/isotope ratio mass spectrometry of leaf wax n-alkalines from plants of differing carbon dioxide metabolisms. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **7**, 488-491.
- Roe, G. H., 2005. Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **33**, 645-671.
- RSP, 1996. Spatial representation and analysis of hydraulic and morphological data. Water Resources Planning Organization (WARPO).
- Ruddiman, W. F., 1997. Tectonic uplift and climate change. Plenum, New York.
- Sage, R. F., Wedin, D. A., and Li, M., 1999. The Biogeography of C4 Photosynthesis: Patterns and Controlling Factors. In: Sage, R. F. and Monson, R. K. Eds.), C4 Plant Biology.
- Sarin, M. M. and Krishnaswami, S., 1984. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river systems, India. *Nature* **312**, 538-541.
- Sarin, M. M., Krishnaswami, S., Dilli, K., Somayajulu, B. L. K., and Moore, W. S., 1989. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 997-1009.
- Sauer, P. E., Eglinton, T. I., Hayes, J. M., Schimmelmann, A., and Sessions, A. L., 2001. Compound-specific D/H ratios of lipid biomarkers from sediments as a proxy for environmental and climatic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 213-222.
- Schefuss, E., Schouten, S., Jansen, J. H. F., and Sinninghe Damste, J. S., 2003. African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-pleistocene period. *Nature* **422**, 418-421.
- Schlünz, B. and Schneider, R. R., 2000. Transport of terrestrial organic carbon to the oceans by rivers: re-estimating flux and burial rates. *International Journal of Earth Sciences* **88**, 599-606.
- Schwenk, T., Spiess, V., Breitzke, M., and Hubscher, C., 2005. The architecture and evolution of the Middle Bengal Fan in vicinity of the active channel-levee system imaged by high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology* **22**, 637-656.
- Schwenk, T., Spiess, V., Hubscher, C., and Breitzke, M., 2003. Frequent channel avulsions within the active channel-levee system of the middle Bengal Fan--an exceptional channel-levee development derived from Parasound and Hydrosweep data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **50**, 1023-1045.
- Scott, D. T., Baisden, W. T., Davies-Colley, R., Gomez, B., Hicks, D. M., Page, M. J., Preston, N. J., Trustrum, N. A., Tate, K. R., and Woods, R. A., 2006. Localized erosion affects national carbon budget. *Geophysical Research Letters* **33**, 1-4.
- Shackleton, N. J., 1985. Oceanic carbon isotope constraints on oxygen and carbon dioxide in the Cenozoic atmosphere. In: Sundquist, E. T. and Broecker, W. S. Eds.), The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations, Archean to Present. Geophysical Monograph.

- Sheppard, S. M. F. and Schwarcz, H. P., 1970. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **26**, 161-198.
- Siengenthaler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Fisher, H., Masson-Delmotte, V., and Jouzel, J., 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the late pleistocene. *Science* **310**, 1313-1317.
- Sigman, D. M. and Boyle, E. A., 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* **407**, 859-869.
- Singh, M., Sharma, M., and Tobschall, H. J., 2005a. Weathering of the Ganga alluvial plain, northern India: implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. *Applied Geochemistry* **20**, 1-21.
- Singh, S. and France-Lanord, C., 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **252**, 645-662.
- Singh, S. K., 2006. Spatial variability in erosion in the Brahmaputra basin: Causes and impacts. *Current Science* **90**, 1271-1276.
- Singh, S. K., Sarin, M. M., and France-Lanord, C., 2005b. Chemical erosion in the eastern Himalaya: Major ion composition of the Brahmaputra and $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 3573-3588.
- Sinha, R., Jain, V., Babu, G. P., and Ghosh, S., 2005. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. *Geomorphology* **70**, 207-225.
- Smith, J. H., Fisher, H., Wahlen, M., Mastroianni, D., and Deck, B., 1999. Dual modes of the carbon cycle since the Last Glacial Maximum. *Nature* **400**, 248-250.
- Smittenberg, R. H., Eglinton, T. I., Schouten, S., and Sinninghe Damste, J. S., 2006. Ongoing buildup of refractory organic carbon in Boreal soils during the Holocene. *Science* **314**, 1283-1286.
- Sollins, P., Homann, P., and Caldwell, B. A., 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma* **74**, 65-105.
- Stallard, R. F., 1995. Relating chemical and physical erosion. In: White, A. F. and Brantley, S. L. (Eds.), *Chemical weathering rates of silicate minerals*.
- Stallard, R. F. and Edmond, J. M., 1983. Geochemistry of the Amazon: The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research* **88**, 9671-9688.
- Subramanian, V. and Ittekkot, V., 1991. Carbon Transport by the Himalayan Rivers. In: Degens, E. T., Kempe, S., and Richey, J. E. (Eds.), *Biogeochemistry of Major World Rivers*.
- Suckow, A., Morgenstern, U., and Kudrass, H.-R., 2001. Absolute dating of recent sediments in the cyclone-influenced shelf area off Bangladesh: comparison of Gamma spectrometric (^{137}Cs , ^{210}Pb , ^{228}Ra), radiocarbon, and ^{32}Si ages. *Radiocarbon* **43**, 917-927.

- Sundquist, E. T., 1985. Geological perspectives on carbon dioxide. In: Sundquist, E. T. and Broecker, W. S. Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. AGU, Washington.
- Syvitski, J. P. M., Peckham, S. D., Hilberman, R., and Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology* **162**, 5-24.
- Tomar, K. P., 1987. Chemistry of pedogenesis in Indo-Gangetic alluvial plains. *Journal of Soil Science* **38**, 405-414.
- Uddin, A. and Lundberg, N., 2004. Miocene sedimentation and subsidence during continent-continent collision, Bengal basin, Bangladesh. *Sedimentary Geology* **164**, 131-146.
- Utescher, T., Erdei, B., Francois, L., and Mosbrugger, V., in press. Studies on diversity on plant functional types in the Miocene of Western Eurasia - spatial distribution patterns in the Langhian, Sarmatian and Tortonian, and their relation to palaeovegetation and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Van Dongen, B. E., Schouten, S., and Sinninghe Damste, J. S., 2002. Carbon isotope variability in monosaccharides and lipids of aquatic algae and terrestrial plants. *Marine Ecology Progress Series* **232**, 83-92.
- Vogel, J. S., Southon, J. R., Nelson, D. E., and Brown, T. A., 1984. Performance of catalytically condensed carbon for use in accelerator mass spectrometry. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B* **5**, 289-293.
- Von der Borch, C. C., Selater, J. C., Gartner, S., Hekinian, R., Johnson, D. A., McGowran, B., Pimm, A., Thompson, R. W., Veevers, J. J., and Waterman, L. S., 1974. Leg 22. U.S. Government Printing Office, Washington.
- Wagai, R. and Mayer, L. M., 2007. Sorptive stabilization of organic matter in soils by hydrous iron oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 25-35.
- Waldbauer, J. R. and Chamberlain, C. P., 2005. Influence of uplift, weathering and base cation supply on past and future CO₂ levels. In: Ehrlinger, J. R., Cerling, T. E., and Dearing, D. Eds.), *A history of Atmospheric CO₂ and its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems*.
- Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z., Kershaw, P., and Sarnthein, M., 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews* **24**, 595-629.
- Warnant, P., 1999. Modélisation du cycle du carbone dans la biosphère continentale à l'échelle globale, Université de Liège.
- Weber, M. E., Wiedicke, M. H., Kudrass, H. R., Hübscher, C., and Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* **25**, 315-318.
- Weber, M. E., Wiedicke-Hombach, M., Kudrass, H. R., and Erlenkeuser, H., 2003. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. *Sedimentary Geology* **155**, 361-381.
- West, A. J., Bickle, M. J., Collins, R., and Brasington, J., 2002. Small-catchment perspective on Himalayan weathering fluxes. *geology* **30**, 335-358.

- West, A. J., Galy, A., and Bickle, M., 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* **235**, 211-228.
- Yamada, K. and Ishiwatari, R., 1999. Carbon isotopic compositions of long-chain n-alkanes in the Japan Sea sediments: implications for paleoenvironmental changes over the past 85 kyr. *Organic Geochemistry* **30**, 367-377.
- Zachos, J., Pagani, H., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* **292**, 686-693.

Liste des Figures

Introduction générale

- Figure 1 : Evolution temporelle entre le Néoprotérozoïque et l'actuel de la proportion de carbone séquestré sous la forme de carbone organique 7
- Figure 2 : Evolution globale au cours du Tertiaire et chronologie des évènements tectoniques Inde-Asie. 8

Chapitre I

- Figure 1.1 : Carte du système Himalayen montrant les principales unités lithologiques, les principales structures géologiques ainsi que les rivières majeures. 16
- Figure 1.2 : Coupe géologique schématique de l'Himalaya du Népal Central. 17
- Figure 1.3 : Carte du bassin Gange-Brahmapoutre montrant le réseau fluvial, la chaîne himalayenne, la plaine Indo-Gangétique, le bouclier Indien et les chaînes Indo-Birmanes. 19
- Figure 1.4 : Carte schématique de la zone proximale de la Baie du Bengale montrant la bathymétrie et l'architecture du Shelf du Bengale. 22
- Figure 1.5 : Carte générale du Cône sous-marin du Bengale montrant ses différentes unités. 24
- Figure 1.6 : Représentation schématique du principe du fonctionnement de la mousson Indienne, à l'origine des principales caractéristiques du climat du bassin himalayen. 25
- Figure 1.7 : Hydrogramme du Brahmapoutre à Bahadurabad (Bangladesh) et du Gange à Hading Bridge (Bangladesh) pour l'année hydrologique 1995-1996. 28
- Figure 1.8 : Carte de l'Asie du Sud représentant la densité de population des principaux états. 30
- Figure 1.9 : Cartes représentant la couverture végétale dans les bassins du Brahmapoutre et du Gange. 32

Chapitre II

- Figure 2.1: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and C_{org} content of internal standards M2 and 120D used for calibration of EA-IRMS runs. 44
- Figure 2.2: Ratio of mineral over total C as a function of remaining carbonate in selected decarbonated sediments from the Himalayan system. 46
- Figure 2.3: Total organic carbon (TOC) as a function of acid insoluble C_{org} in detrital sediments from Himalayan system, Amazon river and geo-references. 48
- Figure 2.4: Total C as a function of acid insoluble C_{org} in Amazon river sediments with best fit and 95 % confidence interval. 49
- Figure 2.5 : Spectres Raman de premier ordre d'un graphite parfaitement cristallisé (a) et de matière carbonée désordonnée (b). 58

Chapitre III

Figure 3.1 : Carte générale du bassin Gange-Brahmapoutre indiquant la localisation des principaux sites d'échantillonnage présentés dans ce mémoire.	65
Figure 3.2 : Photographie de l'échantillonneur des matières en suspension utilisé lors des campagnes 2004 et 2005.	68
Figure 3.3 : Photographie de la berge du Gange à Rajmahal en mai 2004.	72
Figure 3.4 : Photographie de sédiments des berges du Brahmapoutre à Tezpur prise en février 2006.	73
Figure 3.5 : Evolution de la charge sédimentaire avec la profondeur d'échantillonnage.	74
Figure 3.6 : Photographies des matières en suspension du Brahmapoutre collectées à Sirajganj en 2004.	75
Figure 3.7 : Répartition granulométrique des sédiments du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna en fonction de leur profondeur d'échantillonnage.	76
Figure 3.8 : Evolution de la composition chimique des sédiments avec la profondeur d'échantillonnage.	77
Figure 3.9 : Proportions modales calculées pour les principaux minéraux sur le profil BR 411-418 du Gange à Harding Bridge.	78
Figure 3.10 : Profils de vitesses typiques réalisés par mesure ADCP sur le Gange à Harding Bridge et le Brahmapoutre à Sirajganj au cours de la mousson 2005.	83
Figure 3.11 : Profils de vitesses typiques réalisés par mesure ADCP sur la Lower Meghna à Bhola et la Padma à Mawa.	85
Figure 3.12 : Evolution de la vitesse du courant avec la profondeur au niveau des verticales d'échantillonnage des matières en suspension.	88
Figure 3.13 : Diagramme représentant la composition en Fe, Al et Si des matières en suspension et des sédiments de fond des profils en profondeur du Gange, du Brahmapoutre et de la Lower Meghna réalisés en 2004 et 2005.	91
Figure 3.16 : Map of the Ganga basin showing the main structural units and sampling sites.	99
Figure 3.17: SiO ₂ and Al ₂ O ₃ concentrations in suspended and bed sediments as a function of sampling depth in the Ganga at Harding Bridge, Bangladesh.	100
Figure 3.18: (Na+K)/Si vs. Al/Si for Himalayan rivers sediments, Ganga sediments and floodplain soils.	102
Figure 3.19 : Diagramme K/Si versus Al/Si montrant les sédiments actuels de la Lower Meghna (matières en suspension et sédiments de fond) et les sédiments déposés dans le Cône sous-marin du Bengale au cours de derniers 16 ka.	112
Figure 3.20 : Evolution temporelle du rapport (K/Si)* des sédiments du Cône du Bengale comparée à l'évolution du δ ¹⁸ O des foraminifères planctoniques.	114

Chapitre IV

Figure 4.1: Map of the Himalayan basin. Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna (LM) were sampled in Bangladesh.	127
Figure 4.2: Total organic carbon content (TOC) of the Brahmaputra, Ganga and Lower Meghna sediments as a function of Al/Si ratio.	128
Figure 4.3: Radiocarbon composition of acid insoluble C _{org} extracted from Ganga, Brahmaputra and Lower Meghna depth profile sediments as a function of 1/TOC.	129
Figure 4.4: TOC of the Bengal Fan sediments as a function of Al/Si with best fit and 95% confidence interval.	131

Figure 4.5: Flow velocity and total suspended sediment concentration of the Lower Meghna main channel during the 2004 and 2005 monsoon.	139
Figure 4.6: Total organic carbon content of Himalayan source rocks and river gravels.	140
Figure 4.7a: Representative Raman spectra of carbonaceous material observed in bed and suspended sediments of the Lower Meghna and in marine sediments from the Bengal Shelf and channel-levee system.	141
Figure 4.7b: Transmission Electron Microscopy photomicrograph of graphitized C_{org} observed in surface suspended sediments of the Brahmaputra (a), Ganga (b) and Lower Meghna (c-d).	142
Figure 4.8: $\delta^{13}C$ of higher plant biomarkers as a function of bulk C_{org} isotopic composition.	143
Figure 4.9: Total C_{org} content of sediments from the Bengal shelf, Channel-levee system and deep Fan as a function of their Al/Si ratio.	144
Figure 4.10: C_{org} content determined on decarbonated fractions as a function of total organic carbon content (TOC).	145
Figure 4.11: Map of the Himalayan basin showing the main rivers of the Ganga-Brahmaputra fluvial system and the location of sampling sites described in this study, identified either by sample number or locality name.	157
Figure 4.12: Typical Transmitted Electron Microscope (a,b), binocular (c) and natural (d,e) photographs illustrating different forms and size of organic matter found in G-B river sediments.	163
Figure 4.13: Total C_{org} content of river sediments from the Ganga basin as a function of their Al/Si ratio.	165
Figure 4.14: Total C_{org} content of river sediments from the Brahmaputra basin as a function of their Al/Si ratio.	166
Figure 4.15: Evolution of grain size distribution with sampling depth for suspended (SL) and bed (BL) sediments of the Brahmaputra at Sirajganj (Bangladesh).	167
Figure 4.16: Total C_{org} content of river sediments from the G-B system as a function of the proportion of fine (< 25 μm) particles.	168
Figure 4.17: N_2 adsorption-desorption isotherms for surface suspended sediment of the Ganga and Brahmaputra in Bangladesh having similar Al/Si ratio.	169
Figure 4.18: Total C_{org} content of Ganga and Brahmaputra bed (open symbol) and suspended (filled symbols) sediments in Bangladesh as a function of their total specific area.	170
Figure 4.19: Organic carbon stable isotopic composition ($\delta^{13}C_{org}$) of river sediments from the Ganga basin as a function of their TOC.	171
Figure 4.20: Organic carbon stable isotopic composition ($\delta^{13}C_{org}$) of river sediments from the Brahmaputra basin as a function of their TOC.	173
Figure 4.21: Simplified map of the G-B fluvial system showing the evolution of $\delta^{13}C_{org}$ values from the Himalayan range to the delta.	180
Figure 4.22: Water level of the Ganga at Harding Bridge and the Brahmaputra at Sirajganj during the 2004 monsoon.	184
Figure 4.23: Typical photographs of gravels used to estimate the average composition of source rocks.	184
Figure 4.24: Co-variation between $1/TOC^+$ and the total suspended sediment load in the Ganga and Brahmaputra basins.	185
Figure 4.25: Co-variation of specific area with Al/Si ratio and the proportion of fine (< 25 μm) particles in Ganga and Brahmaputra bed (open symbols) and suspended (filled symbols) sediments.	186
Figure 4.26: Co-variation of the proportion of fine (< 25 μm) particles with Al/Si ratio in G-B river sediments.	186
Figure 4.27: TOC^+ of Narayani and Kosi sediments as a function of their Al/Si ratio.	187

Figure 4.28 : Corrélation entre la teneur en azote et le rapport Al/Si des roches himalayennes.	190
Figure 4.29 : Evolution du rapport $(C/N)_{org}$ des matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre au Bangladesh en fonction de la profondeur d'échantillonnage.	191
Figure 4.30 : Rapport $(N/C)_{org}$ des sédiments de rivière en fonction de leur $\delta^{13}C$.	193
Figure 4.31 : Rapport $(N/C)_{org}$ des sédiments du Cône du Bengale en fonction de leur $\delta^{13}C$.	195
Figure 4.32: Composition en ^{14}C de sédiments du système Gange-Brahmapoutre et du Cône du Bengale.	197
Figure 4.33 : Carte de localisation des échantillons de rivière analysés en spectroscopie Raman et observés au Microscope Electronique à Transmission.	201
Figure 4.34 : Photographies prises sous l'objectif (50 x) du microscope optique du spectromètre Raman montrant les différentes formes de carbone fossile présentes dans les échantillons de rivière.	202
Figure 4.35 : Spectres Raman typiques de la matière carbonée des sédiments de rivière et du Cône du Bengale.	203
Figure 4.36 : Photographies MET typiques de phases carbonées cristallisées présentes dans les sédiments de rivière et du Cône du Bengale.	204
Figure 4.37: Map of the Himalayan basin showing the Ganga-Brahmaputra fluvial system and the Bengal Fan.	211
Figure 4.38: Evolution of C_{org} content and isotopic composition during the last 16 ka of sedimentation in the middle Bengal Fan.	221
Figure 4.39: Histograms of n-alkanes relative abundance in aliphatic compounds extracted from 4 sediments of the SO 93 120KL core.	222
Figure 4.40: Carbon isotopic composition of odd high molecular weight n-alkanes extracted from 4 sediments of the SO 93 120KL core.	223
Figure 4.41: Sr and Nd isotopic composition of Bengal Fan sediments compared to modern Ganga and Brahmaputra river sediments.	224
Figure 4.42: Comparison between $\delta^{13}C_{org}$ of middle Bengal Fan sediments and regional/global paleoclimate proxies.	228
Figure 4.43: Distribution of potential biomes in the Himalayan region calculated by the CARAIB dynamic vegetation model for the present and the LGM.	233
Figure 4.44: Average $\delta^{13}C$ of organic matter (biomass + litter + soil C) in the Himalayan region calculated by the CARAIB dynamic vegetation model for the present and the LGM.	234
Figure 4.45 : Evolution temporelle du paramètre C^* défini à partir des sédiments déposés dans le Cône du Bengale au cours des dernier 16 ka et zoom sur les deux derniers millénaires.	240

Liste des Tables

Chapitre I

Table 1.1 : Récapitulatif des principales caractéristiques des bassins du Brahmapoutre et du Gange.	33
---	----

Chapitre II

Table 2.1: TOC and $\delta^{13}C_{org}$ of geo-references and internal standards used for EA-IRMS measurements.	45
Table 2.2: Carbonate content of selected detrital sediments from Himalayan system and Amazon river.	46
Table 2.3: Corg measurements in detrital sediments from Himalayan system, Amazon river and geo-references.	51
Table 2.4 : Blancs du protocole d'extraction du CO ₂ par combustion de la matière organique sur les lignes du CRPG.	57

Chapitre III

Table 3.1. Analyses chimiques des eaux de surface comparées aux eaux des échantillons de matières en suspension des profils en profondeur.	71
Table 3.2 : Composition minéralogique de sédiments de rivières du bassin du Gange déterminée par diffraction des rayons X.	79
Table 3.3 : Rapports Al/Si et Fe/Si moyens des sédiments transportés par le Gange, le Brahmapoutre et la Lower Meghna en Juillet 2004 et 2005.	89
Table 3.4 : Composition chimique et flux utilisés pour résoudre le bilan de masse (3.5), pour le Gange et le Brahmapoutre.	94
Table 3.5: Fluxes and chemical compositions used in the mass balance budget	103
Table 3.6: Major element compositions of Himalayan sediments, Ganga sediments at Harding Bridge and floodplain soils.	109

Chapitre IV

Table 4.1: TSS, Al/Si and TOC of river sediments and gravels	146
Table 4.2: Al/Si and TOC of Bengal Fan sediments.	148
Table 4.3: n-alkanes relative abundance and isotopic composition of Bengal Fan and river sediments	149
Table 4.4: Chemical composition, organic carbon composition, specific area and grain size of river sediments from the Ganga-Brahmaputra basin.	161
Table 4.5: Organic carbon content and stable isotopic composition of gravel samples from Himalayan rivers.	174
Table 4.6: Best fit parameters and statistical analyse of major relationships defined by G-B sediments	188
Table 4.7 : Teneur en azote d'échantillons de roches himalayennes provenant des deux principales unités lithologiques, le Haut Himalaya Cristallin (HHC) et le Bas Himalaya (LH).	190

Liste des tables

Table 4.8: PFT-dependent parameters controlling plant stress and germination.	216
Table 4.9: Al/Si, total organic carbon, $\delta^{13}\text{C}$ and Sr-Nd analyses of Bengal Fan sediments from cores 117KL, 118KL and 120KL.	218
Table 4.10: Relative abundance and isotopic composition of n-alkanes extracted from 4 sediments of the core 120KL in the middle Bengal Fan.	219
Table 4.11: Model results averaged over the Brahmaputra and Ganges basins for the present and the LGM.	236