ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE (ISOTOPES STABLES) DES BASSIN SYN-OROGENIQUES DE L'HYMALAYA DU NEPAL (SIWALIKS ET BASSIN DE KATHMANDU)

Ananta Prasad Gajurel

▶ **To cite this version:**

Ananta Prasad Gajurel. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE (ISOTOPES STABLES) DES BASSIN SYN-OROGENIQUES DE L'HYMALAYA DU NEPAL (SIWALIKS ET BASSIN DE KATHMANDU). Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT : . tel-00110985

HAL Id: tel-00110985
https://theses.hal.science/tel-00110985

Submitted on 2 Nov 2006

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

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

Université Joseph Fourier
Grenoble 1

THESE

Présentée par

Ananta Prasad GAJUREL

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Discipline : **Sciences de la Terre**

Etude sédimentologique et géochimique (isotopes stables) des bassins syn-orogéniques de l'Himalaya du Népal (Siwaliks et bassin de Kathmandu)

Soutenue le 27 septembre 2006

Jury :

M.	B. Delcaillau	Rapporteur
M.	A. Galy	Rapporteur
M.	C. France-Lanord	Examinateur
M.	J .L. Mugnier	Président
M.	B.N. Upreti	Examinateur
Mme	P. Huyghe	Directeurs de thèse
M.	G. Mascle	

Université Joseph Fourier
Grenoble 1

THESE

Présentée par

Ananta Prasad GAJUREL

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Discipline : **Sciences de la Terre**

Etude sédimentologique et géochimique (isotopes stables) des bassins syn-orogéniques de l'Himalaya du Népal (Siwaliks et bassin de Kathmandu)

Soutenue le 27 septembre 2006

Jury :

M.	B. Delcaillau	Rapporteur
M.	A. Galy	Rapporteur
M.	C. France-Lanord	Examinateur
M.	J .L. Mugnier	Président
M.	B.N. Upreti	Examinateur
Mme	P. Huyghe	Directeurs de thèse
M.	G. Mascle	

Résumé :

Ce travail porte sur l'étude paléo-environnementale de bassins orogéniques de la chaîne himalayenne : le bassin d'avant pays au Miocène supérieur et le bassin transporté de Kathmandou au Plio-pléistocène. Pour cela, une étude des isotopes stables caractérisant les environnements actuels dans la plaine du Gange et dans les bassins intra-montagneux a d'abord été réalisée ; ce qui nous a servi de base pour l'analyse des paléo-environnements. Une étude de l'évolution tectonique du bassin de Kathmandu a également été menée pour compléter l'analyse paléo-environnementale de ce bassin intra-montagneux.

Pour caractériser les environnements actuels, nous avons échantillonné et analysé des gastéropodes dulçaquicoles ainsi que les eaux qui constituent leur environnement. Les échantillonnages d'eau ont également été menés pour évaluer la variabilité saisonnière sur les précipitations et sa traduction dans les eaux de rivière. Le $\delta^{18}O$ des rivières est largement variable à l'échelle du bassin, depuis -18‰ au nord de l'Himalaya jusqu'à des valeurs entre -8 et -4 ‰ dans la plaine. Les $\delta^{18}O$ des carbonates biogéniques de gastéropodes actuels du Gange et de ses affluents en plaine montrent que ces carbonates sont proches de l'équilibre isotopique avec les eaux dans lesquels ils sont formés, à des températures entre 20 et 25°C. Les données suggèrent que la croissance des coquilles est mineure durant la période de mousson. Les données couplées eau-carbonates montrent également que les signatures isotopiques sont différentes en fonction du bassin de drainage considéré. Les grandes rivières himalayennes ont des $\delta^{18}O$ plus bas et assez constants sur une année par rapport aux bassins de basse altitude qui montrent un contraste saisonnier plus marqué. Dans la plaine, des mares isolées durant la saison sèche évoluent vers des $\delta^{18}O$ supérieurs à 0‰ sous l'effet de l'évaporation et engendrent des coquilles anormalement enrichies en ^{18}O. Les $\delta^{13}C$ des coquilles sont systématiquement appauvris par rapport au carbone inorganique dissous des rivières, impliquant qu'une part de carbone d'origine organique est utilisée pour la synthèse des coquilles.

Dans les Siwaliks, les $\delta^{18}O$ des coquilles fossiles sont largement variables entre -16.4 et 0.6‰. Les valeurs les plus élevées dérivent clairement d'environnements fermés soumis à évaporation. Durant le Miocène moyen, les valeurs les plus basses sont significativement inférieures aux gammes de valeurs des Siwaliks plus récents et des valeurs de la plaine du Gange actuelle. La plaine au Miocène moyen est donc drainée par des rivières assez différentes de la configuration actuelle avec, par exemple un drainage plus largement

ouvert sur la partie tibétaine. Les $\delta^{13}C$ sont comparables aux valeurs actuelles au Miocène inférieur et montrent une augmentation marquée autour de 5 Ma, pour atteindre des valeurs proches de 0‰ sans équivalent dans le bassin actuel. Cette évolution est certainement en rapport avec l'explosion synchrone de la flore de type C_4. Le fait qu'elle se traduise avec cette intensité dans les eaux de rivières implique que ces bassins réduisent leur drainage aux basses altitudes ou bien que la flore C_4 a pu coloniser les bassins montagneux ce qui incompatible avec les flores C_4 actuelles.

Le bassin de Kathmandu est un bassin transporté par le chevauchement de MBT, caractérisé par une sédimentation fluvio-lacustre depuis ~3 Ma. L'évolution du lac (profondeur et niveau) montre des fluctuations importantes, contrôlées à long terme par la tectonique, à moyen terme par les glissements et débris-flow, et à court-terme par des événements sismiques.

Le rapport $\delta^{18}O$ des carbonates biogéniques plus anciens que 1 Ma varie entre -11 et -4 ‰. Ces valeurs sont compatibles avec celles des eaux des rivières actuelles drainant le bassin (-10.1 à -7 ‰) et celles des précipitations de moussons (-18 à 2 ‰). En revanche les carbonates biogéniques plus jeunes que 50 Ka, présentent des concentrations en ^{18}O extrêmement élevés (-2.4 à 8 ‰). Les valeurs maximales sont généralement associées aux niveaux sédimentaires riches en diatomées, et pourraient correspondre à des événements climatiques froids. La signature isotopique de ces carbonates biogéniques étant proche de celle des eaux météoriques d'hiver à Kathmandu (-6.5 ‰ à 7.5 ‰), nous suggérons que deux processus interviennent durant les épisodes à diatomées : une diminution des précipitations d'été et une forte évaporation, ces deux phénomènes conduisant à des fortes concentrations en ^{18}O.

सारॉंश

यो अनुसन्धानको कार्य नेपालको सिवालिक (चुरे) पर्वत र काठमाडौ उपत्यकाको परापूर्व समयको वातावरण अध्ययनमा केन्द्रित उदेश्यको लागि हालको तराई (गंगा क्षेत्रको भूभाग) र पहाडी उपत्यकाहरुमा पाइएको वातावरणलाई सन्दर्भ लिएर गरिएको छ ।

हामीले पहाडी उपत्यका र तराईका नदिहरुमा पाइएका हालसालका मोलुस्कका खवटाहरुमा तथा चुरे पर्वतमा पाइने मोलुस्कको जिवाष्मका खवटाहरुमा क्रमवद्धसंग सि र ओ का आइसोटोपहरुको विश्लेषण गरेका छौं । यसबाट निस्केका मुख्य परिणामहरु निम्न छन् :

- तराईका नदिहरुमा पाइने हालसालैका मोलुस्कका खवटाहरुमा भएको अक्सिजन आइसोटोपले नदिको पानी जो -११.५ ‰ देखि -४.२ ‰ सम्म छ र खवटाका चुनमा जो -११.५ ‰ देखि -४.२ ‰ सम्म छ, यी दुईका विचमा १५ देखि ३४ डिग्री सेन्टीग्रेड सम्मको तापक्रममा सन्तुलित खण्डितिकरण देखाउछ ।
- तराईका नदिहरुमा पाइने हालसालैका मोलुस्कका खवटाहरुमा भएको कार्वन आइसोटोपले नदिको पानीमा घुलित अप्राङ्गारिक कार्वन जो -१० ‰ देखि -२.६ ‰ सम्म छ र खवटाका चुनमा जो -११ ‰ देखि -४.१ ‰ सम्म छ, यी दुइका विचमा महत्वपूर्ण खण्डितिकरण देखाउछ । खवटाको चुन र घुलित अप्राङ्गारिक कार्वनका विचमा $\delta^{13}C$ को पारस्परिक सम्वन्ध १:१ नजिक देखिन्छ ।
- चुरे पर्वतमा भएका जिवाष्मका खवटाहरुमा रहेको $\delta^{18}O$ को न्युनतम निरुपण -१६.४ ‰ पछाडिको मायोसिन युगमा र -१०.९ ‰ प्लायोसिन युगमा पाईएको छ । यसले प्लायोसिन युग र आधुनिक युगका तराईमा वातावरण उस्तै उस्तै अँकित गर्दछ भने यसको बदलामा पछाडिको मायोसिन युगको वातावरणिय दस्तखत न त प्लायोसिन युगका खवटाहरुमा छ न त आधुनिक युगको तराईमा पाइने मोलुस्कका खवटाहरुमा नै पाइन्छ ।
- चुरे पर्वतमा पाईएका जिवाष्मका खवटाहरुमा रहेको कार्वन आइसोटोपको मात्रा -१४.५ ‰ देखि ३ ‰ सम्मको ठुलो अन्तरमा छ । कर्णाली नदि खण्डमा पछाडिको मायोसिनमा

भएको अधिकतम निरुपण -५.३ ‰ (परस्पर $\delta^{18}O = -११.६$ ‰) बाट बढेर करिब ५६ लाख वर्ष अगाडि -१.९ ‰ (परस्पर $\delta^{18}O = -५.५$ ‰) र सुरइ खोला खण्डमा बढेर करिब ४९ लाख वर्ष अगाडि -१.४ ‰ (परस्पर $\delta^{18}O = -९.३$ ‰) पुगेको पाईन्छ । यसले मोलुस्कको बासस्थानमा करिब ५० लाख वर्ष अगाडि घुलित अप्राङ्गारिक कार्बनको मात्रामा बलियो परिवर्तन भएको संकेत गर्दछ ।

काठमाडौ खाडल जमिन भित्रको एउटा मुख्य चिरा (एम बि टि) माथि बोकिएर लगीइएको खाडल हो । यस खाडलमा करिब ३० लाख वर्ष अगाडि देखि नदिद्धारा थुपारिएका र तालमा थिग्रीएका गट्टा, बालुवा र माटो छन् । काठमाडौ तालको गहिराई र यसमा भएको पानीको सतहमा आएका महत्वपूर्ण थपघट सहितको विकासलाई मुख्यत: लामो समयको लागी पृथ्वीको हलचल, मझौला समयको लागी पहिरो तथा लेदोको बहावट र छोटो समयको लागी भुइचालोका घटनाहरुले नियन्त्रण गरेको छ ।

काठमाडौ खाडलमा भेटिएका करिब १० लाख वर्ष अगाडिका जिवाष्मका खवटाहरुमा रहेको $\delta^{18}O$ को मात्रा -११.३ ‰ देखि -३.९ ‰ सम्मको अन्तरमा रहेको छ । उक्त बनोट काठमाडौका नदिहरुको पानीमा -१०.१ ‰ देखि -७ ‰ सम्म पाइएको बनोट संग मिल्दो जुल्दो छ जुन वास्तवमा काठमाडौको मनसुनी पानीमा भएको -१८ ‰ देखि २ ‰ सम्मको बनोट भित्र पर्दछ । यसको बदलामा ५० हजार वर्ष पछाडिका गोकर्ण फरमेसन बाट निकालिएका जिवाष्मका खवटाहरुमा भने $\delta^{18}O$ को मात्रा -२.४ ‰ देखि ८ ‰ सम्मको अत्यधिक प्रचुर मात्रामा छ र प्रायस उच्च मात्राहरु डाएटोम भएको माटाको तहहरुमा रहेका छन् । यस्ता आइसोटोपिक दस्तखत काठमाडौको सुख्खा समयका बखतमा परेका आकाशे पानीका -६.५ ‰ देखि ७.५ ‰ सम्मको बनोट संग नजिक छन् ।

Abstract

The work deals with the paleo-environmental study of the Siwaliks foreland basin during the Upper Miocene and the intermountain Kathmandu basin during the Plio-Pleistocene. For this purpose, O and C isotopic compositions of the present day environment of both the Ganga Plain and intermountain basins was first realized as a reference for the paleo-environmental studies. The tectonic evolution of the Kathmandu basin was also analysed to refine its paleo-environmental study.

To characterize present day environments, C and O isotopic compositions of modern freshwater mollusks and their host water have systematically been analyzed. The water isotopic expression of seasonal variability was also evaluated. The $\delta^{18}O$ of rivers varies from -18‰ in the North of the Himalayan belt up to -4‰ in the plain. The $\delta^{18}O$ of the shell of modern mollusks show an equilibrium fractionation with the river waters at temperatures of about 20 to 25 °C. From our data, it seems that shell growing essentially takes place during dry seasons. Our data also show that both carbonate and river water isotopic values are different according to the catchment basin. Rivers running through the whole chain have low and constant $\delta^{18}O$ over the year whereas rivers with low catchments show higher seasonal variability. In the plain, ponds may produce positive $\delta^{18}O$ water due to evaporation and associated carbonate shells are consequently rich in ^{18}O. The $\delta^{13}C$ of the dissolved inorganic carbon of rivers are systematically higher than $\delta^{13}C$ of shells as part of the organic carbon is used for the shell formation.

In the Siwaliks series, $\delta^{18}O$ of shells varies from -16.4 ‰ to 0.6‰. The highest values come from closed body system affected by evaporation. During the late Miocene, the $\delta^{18}O_{car}$ lowest values are systematically lower than Pliocene and modern values. Therefore, rivers running through the late Miocene plain should show different geometries than modern rivers. For example, they may have larger and higher catchments. The $\delta^{13}C$ late Miocene values of shells are rather similar to modern values. They show a sharp increase up to values close to 0 ‰ around 5 Ma, which is probably linked to the contemporaneous evolution towards C_4 dominant vegetation.

The Kathmandu Basin is a transported basin along the MBT and is characterized by lacustrine and fluvio-lacustrine sediments since around 3 Ma. The evolution of lake with its important fluctuation in depth and lake level is controlled by tectonic for a long term, by landslide and debris-flow for medium term and by seismic events for a short term.

The oxygen isotope composition of biogenic carbonate older than 1 Ma is composed of -11.3 ‰ to -3.9 ‰. These values are compatible with the river water values in the Kathmandu Valley (-10.1 ‰ to -7 ‰) which in fact lie in the meteoric water of the monsoon period in the valley (-18 ‰ to 2 ‰). In contrast the biogenic carbonate of the Gokarna Formation younger than 50 Ka is extremely high in concentration of ^{18}O (-2.4 ‰ to 8 ‰) and the high positive values are generally associated with the diatom rich sediments. The isotopic signature of the biogenic carbonate of the Gokarna Formation is close to the character of meteoric water in Kathmandu Valley during dry period (-6.5 ‰ to 7.5 ‰). Two processes could be interacted for diatomite time: reduction in summer precipitation and strong evaporation; both phenomena tend to make a strong concentration in ^{18}O.

Remerciements

Tout d'abord, je dois dire un grand merci aux Profs. Pascale Huyghe et Georges Mascle qui m'ont donné l'opportunité de travailler sur ce sujet. Au terme de ce travail dont l'analyse scientifique, les discussions, les encouragements, la pédagogie, la bonne volonté, et l'inaltérable enthousiasme tout au long de ce travail ont été d'une grande valeur et extrêmement appréciés.

Je remercie également vivement le Prof. Jean-Louis Mugnier qui m'a accompagné plusieurs fois sur le terrain et transmis ses connaissances, et pour ses conseils, les discussions, les encouragements, la bonne volonté, et son grand aide constant pour améliorer et bien développer ma thèse. Je me suis très impressionné de son regarde critique profondément aux mes travails !

Mes sincère remerciement vont au Prof. Christian France-Lanord qui m'a permis de travailler plusieurs fois dans le laboratoire de CRPG en fait depuis mon DEA et pour son appui constant, sa courtoise, sa grande connaissance de l'isotope et pour les nombreuses heurs de discussion malgré son emploi du temps très chargé. Je me suis très impressionné de son calme personnalité et ses pensé scientifique.

Un grand merci au Prof. Bishal Nath Upreti (Université de Tribhuvan) pour son soutien constant dans mes travaux administratifs au département de géologie (Université de Tribhuvan), ses nombreux conseils scientifiques ainsi que son enthousiasme.

Je remerci également les professors B. Delcaillau (Université de Caen) et A. Galy (Cambrige University) qui ont accepté de juger ce travail.

Ma gratitude particulière va au Prof. Harutaka Sakai (Université de Kyusu) pour son support scientifique et financement dans le terrain de Kathmandu. Je remercie également aux Profs. Tetsuya Sakai (Université de Shimane) et Hideo Tabata (Université de Kyoto) pour leur support scientifique, ses conseils professionnels et leur amitié. Je voudrais dire un grand merci au Prof. Louis Derry (Université de Cornell) pour les discussions et ses conseils professionnels. Mes sincères remerciements vont aussi au Dr. Damayanti Gurung (Université de Tribhuvan) dont les identifications des faunes de mollusques, les nombreuses discussions sur le Siwalik, ainsi que sa gentillesse ont été très précieuses.

Je remercie le Prof. Patrick Le Fort qui m'a donné premier fois l'opportunité de démarche scientifique en France. Ses encouragements, son aide et ses conseils pour finaliser mon étude en France ont été un très précieux stimulant.

Je voudrais aussi remercier le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et ses directeurs le Prof. Marc Tardy et le Prof. Arnaud Pêcher de m'avoir accueillie pendant ce travail. Un merci particulier pour Profs. Annie Arnaud, Christophe Basile, Jean-Pierre Bouillin, Catherine Chauvel, Thierry Dumont, Etienne Jaillard, Jérôme Lavé et Peter Van Der Beek pour leur support scientifique, leur amitié, et leur sens de l'humour. Au LGCA j'ai rencontré de nombreuses personnes toutes plus chaleureuses les une que les autres. Je voudrais donc dire un grand merci à Pascale Talour, Martine Argot, Claudine Meugniot, Jean-Paul Revol, François Senebier, Claudie Senebier, Rodolphe Pinon, Jean-Marc Nicole, et Francis Cœur pour leur accueil et leurs aides.

Je remerci les gens au CRPG de Nancy pour leur aide et leur amitié. Je tiens à remercier Caroline Guillmette et Valier Galy pour leur support scientifique et leur amitié.

Toutes mes collègues au département de géologie (Université de Tribhuvan) : Prof. M. Yoshida, Dr. M.R. Dhital, M. S. R. Bajracharya, Dr. Santaman Rai, Dr. Dinesh Pathak, Dr. Prakash Ulak, Dr. Taranidhi Bhattarai, Dr. Dandapani Adhikari, Dr. Prem Thapa, M. Ranjan Dahal, M. Subodh Dhakal et M. Madan Manandhar, et les gens du Département de Mines et Géologie, je tiens à remercier pour leurs encouragements et leurs aide dans mon travail. Un

grand merci à Jacques Beaume, Prabin Rana et Sandesh Niraula pour leur support sociale et morale.

Un merci particulier pour Andrea, Magali, Marion, Bardhyl, Thomas, Philippe, Abir, Mathieu, Jean-Philippe, François, Benham, Jean-Christophe, Vincent, Caroline, Gilles, Michaël, Julien, Bénédicte, Xavier, Crélia, Eduardo et Jorge qui ont su créer une atmosphère stimulante et joyeuse au sein du laboratoire.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude au Gouvernement français pour m'avoir permis de réaliser ce grand travail en France grâce à la bourse qu'il m'a accordée. Je remercie également le personnel du CROUS à Grenoble pour leurs encouragements, leur aide et leur amitié.

Enfin, Je n'oublie pas mes parents et mes frères et mes sœurs, qui ont supporté tout le temps de mon travail. Ce travail de thèse n'aurait jamais pu se réaliser sans la motivation constante, l'immense patience, l'amour et le soutien de ma femme Niru. Un merci aux mes enfants Abhinav et Ishan pour la patience.

Table des matières

INTRODUCTION ……..…… **p. 19**
Présentation de la situation de l'Himalaya ……... p.21
Evolution du climat de l'Asie du Sud-Est …….. p. 23
Le système hydrographique himalayen et la sédimentation associée …… p. 24
Objectifs …….. p. 25

CHAPITRE 1 : Changements environnementaux déduits de l'étude de la série Siwalik **p. 29**

1. Les dépôts Siwaliks …….. **p. 30**
   1.1. Présentation générale des Siwaliks du Népal ……...… p. 30
   1.2. Description de la lithostratigraphie des Siwaliks ……. p. 31
      1.2.1. L'unité Siwalik Supérieur …….…….. p. 32
      1.2.2. L'unité Siwalik Moyen ……...…… p. 33
      1.2.3. L'unité Siwalik Inférieur ……. p. 34
   1.3. Analyse détaillée de la coupe de la Surai Khola …….…..….. p. 35
   1.4. Analyse détaillée de la coupe de la Karnali ……...…….. p. 37

2. Isotopes stables des matériaux organiques des molasses Siwaliks…… **p. 38**
   2.1. Quelques rappels sur la géochimie des isotopes stables – cas du carbone et de l'oxygène ……. p. 39
   2.2. Application aux carbonates biogéniques ……...… p. 40
   2.3. Les types photosynthétiques et leur composition isotopique ……... p. 42
   2.4. Intérêts et signification du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des mollusques d'eau douce ……..... p. 43

3. Application aux mollusques modernes du versant Sud de l'Himalaya et de la plaine du Gange ……..… **p. 43**
   3.1. Présentation …….. p. 43
   3.2. Article: « C and O composition of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain » …… p. 45

4. Application aux coquilles de mollusques et aux matériaux organiques fossiles de la série des Siwaliks…… **p. 75**
4.1. Coquilles de mollusques des Siwaliks ……. p. 75
4.1.1. Echantillonnage …… p. 75
4.1.2. Résultats …… p. 85
4.2. Charbons et feuilles fossiles des molasses Siwaliks …… p. 88
5. Discussion ..…….... **p. 91**
5.1. Géochimie du système moderne ……..…. p. 91
5.2. Application au système miocène supérieur …….. p. 92

CHAPITRE 2 : Changements environnementaux déduits de l'étude du bassin de Kathmandu…….... **p. 94**

1. Présentation générale du bassin **p. 96**

2. Evolution du bassin au Pléistocène, durant le dépôt des formations de Gokarna et Thimi ……...**p. 102**
2.1. Mise en évidence de fluctuations métriques du niveau du lac ……p. 103
2.1.1 Résumé d'article ……...…..p. 103
2.1.2 Un modèle d'accumulation de delta ……p. 104
2.2. Mise en évidence de fluctuations décamétriques, abruptes, du niveau du lac p. 104
2.2.1 Résumé d'article …… p. 104
2.2.2 Un modèle de sédimentation associé à un abaissement rapide du niveau du lac …… p. 105

3. Sédimentologie des formations de Gokarna et de Thimi, et datation des fluctuations importantes du niveau du lac …… **p. 106**
3.1. La formation de Gokarna ……...…….. p. 106
3.1.1. Localisation ……. p. 106
3.1.2. Description des coupes de Balaju, Banyatar et Arubari …….. p. 106
3.1.3. Faciès de la partie nord du bassin ……. p. 110
3.1.4. Corrélation des logs de la partie nord du bassin et datations par ^{14}C .... p. 113

3.1.5. Les coupes illustrant les relations entre la formation de Gokarna et la formation de Chapagaon dans la partie sud du bassin …….. p. 118
3.1.5.1. Sédimentologie …… p. 118
3.1.5.2. Corrélations avec les différentes unités du bassin de Kathmandu ……..…… p. 123
3.2. La formation de Thimi ……... p. 123
3.2.1. Localisation ……..…… p. 123
3.2.2. Description sédimentologique …….. p. 123
3.2.3. Datations des sédiments et ampleur du recyclage …… p. 127

4. Synthèse de l'évolution du lac et implications …….. **p. 128**
4.1. Un modèle sédimentaire ……. p. 129
4.2. Reconstitution des fluctuations du niveau du lac et de sa profondeur ……... p. 130
4.3. Résumé ……..…… p. 133

5. Isotopes stables des coquilles de mollusques et paléo-environnement du lac ……... **p. 135**
5.1. Les compositions isotopiques des carbonates biogéniques en fonction de leur âge et de leur contexte de dépôt …… p. 135
5.2. La variation au cours du temps de la composition isotopique des mollusques de la formation Gokarna ……..……. p. 143
5.3. Les fluctuations enregistrées dans les opercules en fonction de la lithologie du niveau à gastéropodes et diatomées (Lgd) de la formation Gokarna ….. p. 145
5.4. Les fluctuations enregistrées lors de la croissance des coquilles dans le niveau à gastéropodes et diatomées (Lgd) de la formation Gokarna ……. p. 146
5.5. Discussion …….. p. 149
5.5.1. Paléoclimat, paléo-températures du lac et caractéristiques isotopiques des paléo-précipitations …….. p. 149
5.5.2. Bilan hydrologique du lac …… p. 152

5.5.3. Circulations atmosphériques et précipitations à Kathmandu ……..…. p. 155
5.5.4. Résumé …….. p. 157

CHAPITRE 3 : Le bassin de Kathmandu dans le contexte de la tectonique himalayenne ……... **p. 160**

1. Les sismites ……. **p. 160**
   1.1. Des sismites dans le remplissage du lac de Kathmandu ……..…….. p. 162
   1.2. L'exemple de Koteswor: déformation de sédiments non consolidés sur une épaisseur de plus d'un mètre ……... p. 173
      1.2.1 Critères permettant de justifier l'origine sismique des déformations synsédimentaires de Koteswor …… p . 173
      1.2.1.1. Géométrie 3D des pillows …….. p. 173
      1.2.1.2. Comparaison entre structures sédimentologiques et structures de la déformation ……...….. p 174
      1.2.2. Article: “Paleoseismicity in the Koteswor area of Kathmandu Valley, Nepal, inferred from the soft sediment deformational structures” ..… p. 174
   1.3. Un exemple de dyke: les dykes de Godawari ……. p. 185
   1.4. Les sismites de la Bagmati ……. p. 187
   1.5. Contrôle granulométrique des sismites …….. p. 191
   1.6. Résumé : apport de l'étude des structures sédimentaires …… p. 193

2. Tectonique des grands chevauchements himalayens et surrection de la partie sud du lac …….. **p. 195**
   2.1. Un modèle sismotectonique de l'Himalaya …… p. 195
      2.1.1. Présentation ……...…… p. 195
      2.1.2. Les changements au cours du temps de la localisation de la déformation en surface en Himalaya: l'exemple d'une coupe du Népal central ….. p. 196
   2.2. La surrection de la partie sud du bassin ……..... p. 197
      2.2.1. Analyse du plissement de la bordure sud du bassin …….……. p. 197
      2.2.2. Quantification des vitesses de surrection …….. p. 200
      2.2.3. Discussion ……...….. p. 203
3. Discussion : contrôles de l’évolution du niveau du lac de Kathmandu …… **p. 204**

CONCLUSION GENERALE ……..... p. 208

Bibliographie **p. 216**

ANNEXES **p. 233**

ANNEXE 1. HUYGHE, P., MUGNIER, J.L., GAJUREL, A.P. AND DELCAILLAU, B. 2005**.** Tectonic and climatic control of the changes in the sedimentary record of the Karnali River section (Siwaliks of Western Nepal), *The Island Arc*, 14, 311-327.

ANNEXE 2. MUGNIER J.L., HUYGHE P., GAJUREL A.P., AND BECEL D., 2005. Frontal and piggy-back seismic ruptures in the external thrust belt of western Nepal, *Journal of Asian Earth Science,* 25, 707-717.

ANNEXE 3. SAKAI, T., GAJUREL, A.*P.*, TABATA H. AND UPRETI, B.N., 2001. Small-amplitude lake-level fluctuations recorded in aggrading deltaic deposits of the Upper Pleistocene Thimi and Gokarna formations, Kathmandu Valley, Nepal, *Journal of Nepal Geological Society*, 25, 43-51.

ANNEXE 4. SAKAI, T., TAKAGAWA, T., GAJUREL, A.*P.*, TABATA H., O'I, N., AND UPRETI, B.N., 2006. Discovery of sediment indicating rapid lake level fall in the late Pleistocene Gokarna Formation, Kathmandu Valley, Nepal: implication for terrace formation**,** *The Quaternary Research, 45(2), 99-112***.**

ANNEXE 5. Evidence of a climate change in Kathmandu Basin from oxygen isotope records, Abstract, *Workshop on Himalayan uplift and paleoclimatic changes in central Nepal*, Kathmandu, 2000.

ANNEXE 6. Soft-deformation structures in the Kathmandu Basin, Abstract, *16th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop*, Austria, 2001.

ANNEXE 7. Oxygen isotope record in the gastropod shells from the Kathmandu Basin sediments, Nepal and their environmental significance, Abstract, *17th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop*, India, 2002.

ANNEXE 8. Paleoseismological investigations in the Kathmandu Valley, Nepal: soft-sediment deformation and liquefaction structures, Abstract, *Symposium on sismology, earthquake hazard assement and risk management*, Kathmandu, 2002.

ANNEXE 9. Compositions isotopiques (carbone et oxygène) de Gastéropodes et bivalves des Siwaliks : implications paléo-environnementales sur le système himalayen depuis le Miocène, Résumé, *TectoClim, UMR USTL-CNRS*, Lille, 2003.

ANNEXE 10. Location of river and pond water samples in Himalaya and Ganga plain.

ANNEXE 11. Location of modern shell samples collected from rivers and ponds.

ANNEXE 12. Hydrogen and oxygen isotopic data of the meteoric waters collected between 2001 and 2002 at Subidhanagar in Kathmandu (27° 41' 6"; 85° 20' 59" and 1300 m).

ANNEXE 13. C and O isotopic compositions of siwaliks mollusc samples.

Liste des figures

Figure 1.1 : Carte géologique simplifiée de l'Himalaya

Figure 1.2 : Carte tectonique et physiographique du Népal

Figure 1.3 : Corrélation des unités lithostratigraphiques des Siwaliks

Figure 1.4 : Exemple de positionnement des coquilles de mollusques dans la succession lithologique

Figure 1.5 : Localisation des échantillons des mollusques et des matériaux organiques (coupe de Suraï Khola)

Figure 1.6 : Localisation des échantillons des mollusques le long de la coupe de Tinau Khola

Figure 1.7 : Localisation des échantillons des mollusques le long de la coupe de Bakiya Khola

Figure 1.8 : Localisation des échantillons des mollusques le long de la coupe de Karnali River

Figure 1.9 : Photographie des coquilles de mollusques des Siwaliks utilisées pour faire des analyses isotopiques

Figure 1.10 : Analyses isotopiques des coquilles des mollusques provenant des molasses Siwalik - A) âge vs. $\delta^{13}C$ et B) âge vs. $\delta^{18}O$.

Figure 1.11 : Analyses isotopiques des paléosols provenant des molasses Siwalik - A) âge vs. $\delta^{13}C$ et B) âge vs. $\delta^{18}O$ des

Figure 1.12 : Estimation des valeurs $\delta^{18}O$ des eaux de rivières de la paléo-plaine du Gange à partir des valeurs $\delta^{18}O$ des coquilles fossiles

Figure 1.13 : Histogramme des valeurs $\delta^{13}C$ des matériaux organiques provenant des molasses Siwalik

Figure 2.1 : Carte géologique de l'Himalaya au niveau de la transversale de Kathmandu (d'après Rai et al., 1997)

Figure 2.2 A : Coupe simplifiée à travers le bassin de Kathmandu, illustrant les relations entre les 4 unités principales

Figure 2.2 B: niveau conglomératique de l'Unité 1 avec des blocs et galets imbriqués

Figure 2.2 C: directions de paléocourants (mesurés à partir d'imbrications de blocs et de galets et de stratifications entre-croisées) (adaptée de Sakai et al., 2002).

Figure 2.3 : Coupe de synthèse du bassin de Kathmandu montrant les affleurements datés par Carbone 14

Figure 2.4 : Localisation des coupes du Nord, détaillées dans cette étude par rapport à celles de Sakai et al. (2001) et Sakai et al. (2006)

Figure 2.5 : Log stratigraphique et interprétation en termes d'environnement de dépôt des coupes de Balaju 1 et de Balaju 2

Figure 2.6 : Log stratigraphique et interprétation en termes d'environnement de dépôt des coupes de Baniyatar 1 et de Baniyatar 2

Figure 2.7 : Log stratigraphique et interprétation en termes d'environnement de dépôt de la coupe d'Arubarir

Figure 2.8 : Faciès de sable bien trié interprété comme un faciès de plage

Figure 2.9 : Affleurement d'argiles à diatomées et diatomites, faciès de prodelta de la formation de Gokarna

Figure 2.10 : Détail d'une séquence décrivant une succession de transgression-progradation-abaissement du niveau du lac

Figure 2.11 : Discordance SEB2 dans le log de Balaju 1

Figure 2.12 : Corrélation lithologique et datation ^{14}C des 5 logs levés au Nord-Ouest de Kathmandu

Figure 2.13 : Localisation des sites de Sunakothi, Barikhel et Thimi

Figure 2.14 : Coupe de Sunakhothi et interprétation en termes d'environnement

Figure 2.15 : Coupe de Barikhel et interprétation en termes d'environnement

Figure 2.16 : Exemples de faciès de la coupe de Sunakothi. A) dépôt de rivière en méandres ; B) facies de turbidite

Figure 2.17 : Log stratigraphique de la carrière de Thimi et interprétation en termes d'environnement.

Figure 2.18 : Structures sédimentaires dans le faciès 2 du front de delta

Figure 2.19 : Faciès de Thimi. A) Faciès 2: sable et silt: faciès de comblement en environnement de front de delta, B) Faciès 3: comblement en environnement de plaine deltaïque par une rivière en méandres et C) Faciès 9: comblement et environnement tidal

Figure 2.20 : Modèle d'évolution sédimentaire des faciès de bordure du lac

Figure 2.21 : Courbe d'accumulation des sédiments dans le forage JW-3

Figure 2.22 : Reconstitution des changements de niveau du lac et de l'altitude du fond du lac. A) Entre 3 Ma et 10 000 ans (Echelle logarithmique) et B) Entre 50 000 ans et l'actuel

Figure 2.23 : Schéma illustrant trois causes possibles de variations du niveau du lac. A) Tectonique (seuil surélevé par la tectonique), B) Lac endoréique indicateur de

fluctuation du bilan hydrique et C) Gorges bouchées par des glissements de terrain, jonction de cônes de déjection ou de debris-flow
Figure 2.24 : Localisation des échantillons des mollusques dont la composition isotopique a été analysée
Figure 2.25 : Les conditions d'échantillonnage à la formation Gokarna à Balaju-1
Figure 2.26 : Analyse par diffraction X d'un opercule essentiellement constitué de calcite
Figure 2.27 : Valeurs $\delta^{18}O_{PDB}$ en fonction de $\delta^{13}C_{PDB}$ pour les coquilles et opercules fossiles (tableaux 2.4 à 2.5) et pour les coquilles actuelles
Figure 2.28 : Log synthétique des compositions isotopiques des mollusques de la formation de Gokarna.
Figure 2.29 : Comparaison entre lithologie et composition isotopique des gastéropodes et opercules
Figure 2.30 : Un exemple de croissance d'un bivalve (Mana-1 bivalve) dans le niveau Lgd (1321.6 m)
Figure 2.31 : Un exemple de croissance d'un gastéropode (Mana-1) dans la formation de Balaju 1 (1321 m) montrant un accroissement des rapports $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ au cours du temps
Figure 2.32 : Un exemple de croissance d'un gastéropode (Bala) dans la formation de Balaju 1 (1322 m) montrant de nombreuses fluctuations des rapports $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ au cours du temps
Figure 2.33 : Associations polliniques rencontrées dans la partie supérieure du forage JW-3 et interprétation climatique: les lignes pleines correspondent aux maximum de température, les lignes en pointillé aux minimum
Figure 2.34 : gammes de valeurs du rapport $\delta^{18}O$ des coquilles de mollusques fossiles et actuelles de la vallée de Kathmandu en fonction du rapport $\delta^{18}O$ des eaux de précipitation.
Figure 2.35 : Bilan hydrologique du lac endoréique
Figure 2.36 : La composition isotopique des eaux de pluie de Kathmandu
Figure 2.37 : Les caractéristiques des circulations d'air autour du Tibet durant l'été et durant l'hiver (d'après Benn & Owen, 1998)
Figure 3.1 : Coupe schématique de l'Himalaya illustrant la situation de Kathmandu et sa position de bassin transporté
Figure 3.2 : Carte de localisation des sismites dans le bassin de Kathmandu

Figure 3.3 : Coupes sériées à travers l'un des pillows de Koteswor
Figure 3.4 : Analyse des directions des paleo-courants à Koteswor (directions déduites des laminations)
Figure 3.5 : A) Les dykes de Godavari et B) Photographie du dyke 4
Figure 3.6 : Analyse granulométrique du remplissage du dyke et de son encaissant.
Figure 3. 7 : Orientation respective des dykes et des pendages des structures sédimentaires du delta
Figure 3.8 : Granulométrie des dykes, de leur encaissant et du niveau déformé
Figure 3.9 : Déformations affectant les sédiments non consolidés en bordure de la Bagmati au village de Gothatar
Figure 3.10 : Déformations affectant les sédiments non consolidés en bordure de la Bagmati au village de Gothatar
Figure 3.11 : Effets de surface du séisme de 1934 à Kathmandu. A) Avant d'effondrement du Clock Tower, B) Effondrement du Clock Tower vers l'ouest, C) Fissure de surface, D) Organisation entre l'orientation des fissures de surface et des dykes de Gothatar
Figure 3.12 : Analyse granulométrique d'une sismite de Thimi
Figure 3.13 : Analyse granulométrique d'une sismite de Koteswor
Figure 3.14 : Analyse granulométrique des structures « ball and pillow »
Figure 3.15 : Contrôles de la tectonique Himalayenne (d'aprsè Mugnier et al., 2004)
Figure 3.16 : Plissement de la bordure Sud du bassin de Kathmandu
Figure 3.17 : Variation des directions et des pendages apparents dans la coupe de la bordure Sud du bassin
Figure 3.18 : Coupe de la structure crustale sous le bassin de Kathmandu (d'après Sakai, 2001a)
Figure 3.19 : Corrélation entre le forage JW-3 et la formation de Lukundol dans la coupe de la Kahare Khola
Figure 3.20 : Reconstitution de la surrection du seuil Sud du lac comparée à l'évolution du lac de Kathmandu
Figure 3.21 : Conglomérats à blocs mal classés : photo et coupe

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Systématique des mollusques (Bruca & Brusca, 2003)

Tableau 1.2 : Valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles des mollusques (« coquille totale ») de la coupe de Bakiya Khola

Tableau 1.3 : Valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles (« coquille totale ») de la coupe de Tinau Khola

Tableau 1.4 : a) Valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles de mollusques de la coupe de Suraï Khola

b) Valeur moyenne du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles de mollusques échantillonnées à la confluence entre les rivières Abdhas Khola et Danhle Khola

Tableau 1.5 : Valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles de mollusques de la coupe de la rivière Karnali

Tableau 1.6 : Données $\delta^{13}C$ des matériaux organiques de la série des Siwaliks

Tableau 2.1 : Corrélation des unités et formations du bassin de Kathmandu

Tableau 2.2 : Datations ^{14}C réalisées sur le site de Thimi

Tableau 2.3 : Données utilisées pour estimer les variations du niveau du lac de Kathmandu

Tableau 2.4 : Valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des opercules, des coquilles de gastéropodes et de bivalves des formations de Gokarna, Kalimati et Lukundol

Tableau 2.5 : Valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{l3}C$ mesurées strie par strie sur les gastéropodes fossiles de la formation de Gokarna au site Balaju 1

Tableau 2.6 : Liste et valeurs des paramètres utilisés pour la modélisation du bilan hydrologique du lac

Tableau 3.1 : Tableau récapitulatif des sismites du bassin de Kathmandu

Tableau 3.2 : Comparaison des altitudes actuelles au nord et au sud du bassin pour les mêmes niveaux du paleo-lac

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Présentation de la situation de l'Himalaya

La formation de la chaîne himalayenne résulte de l'épaississement crustal induit par la collision entre les plaques indienne et eurasiatique (Le Fort, 1975). Des chevauchements majeurs à vergence sud se sont alors développés, individualisant des écailles majeures (Gansser, 1964 ; Le Fort, 1975). Géographiquement les limites de l'Himalaya sont : le continent indien au Sud, le Tibet au Nord, l'Indou Koush et le Karakorum à l'Ouest et l'Assam à l'Est. Au Sud de la zone de suture majeure entre les deux plaques (Indus Tsangpo suture ou ITS), les chevauchements se sont propagés vers le Sud à partir d'une surface de décollement principale (MDF). Du Nord vers le Sud il s'agit (figure 1.1) du : Main Central Thrust (MCT), Main Boundary Thrust (MBT) et du Main Frontal Thrust (MFT). Ces accidents majeurs délimitent 5 grandes unités, du Nord vers le Sud :

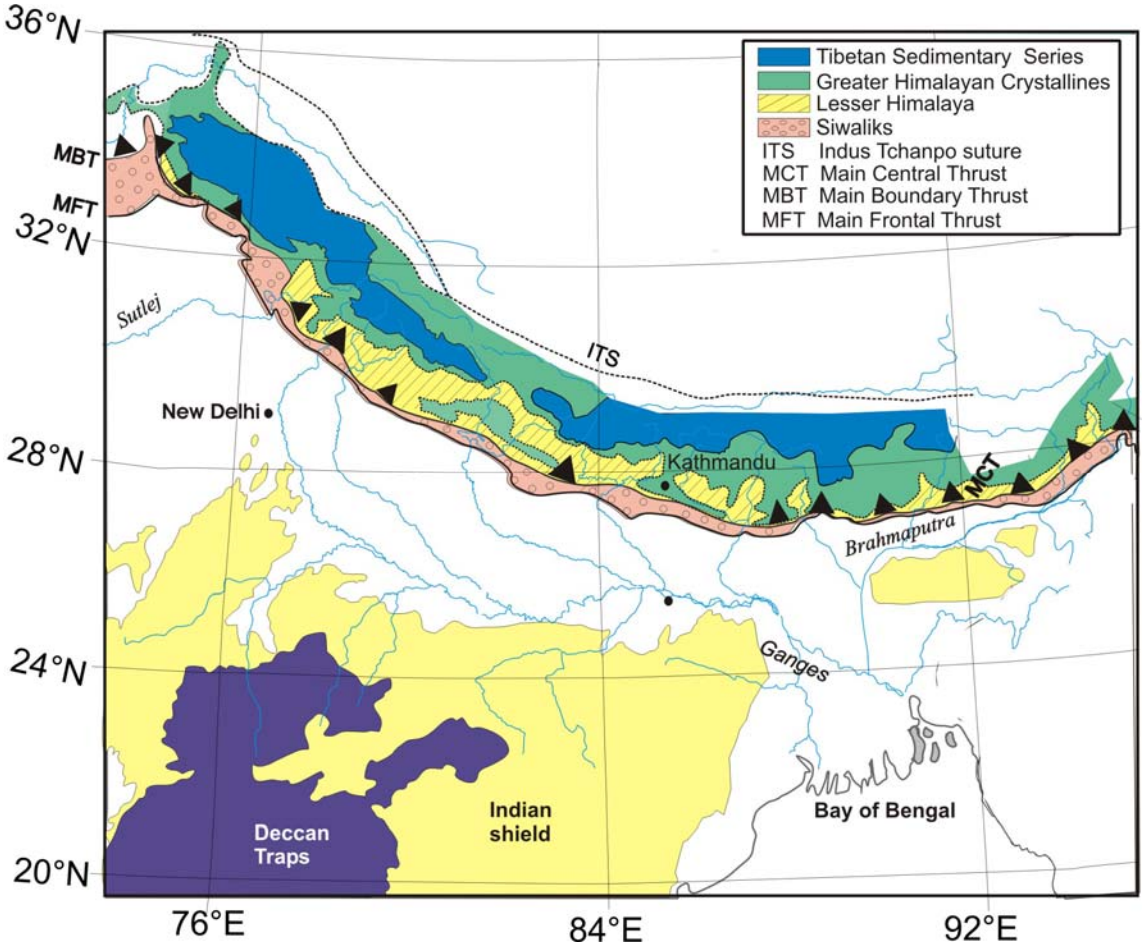


Figure 1.1: carte géologique simplifiée de l'Himalaya (modifiée d'après Galy, 1999)

a) <u>Les séries téthysiennes sédimentaires</u> constituées des schistes noirs, carbonates et grès qui se sont développés sur la partie Nord de la plate-forme indienne du Cambrien à l'Eocène (Gansser, 1964; Bordet *et al.*, 1975; Le Fort, 1975; Baud *et al.*, 1984; Colchen *et al.* 1986).

Ces séries sont séparées du cristallin du Haut Himalaya par la Faille Normale Nord Himalayenne (FNNH) ou South Tibetan Detachment System (STDS), accident normal à pendage nord (Caby *et al.*, 1983; Burg & Chen, 1984; Herren, 1987; Pêcher, 1991; Burchfiel *et al.*, 1992).

b) <u>Le Cristallin du Haut-Himalaya ou Dalle du Tibet</u> est une zone fortement métamorphique constituée de faciès amphibolite et granulite, de migmatite, quartzite, paragneiss, gneiss calcsilicatés, schistes, orthogneiss, gneiss lités en plaquettes d'âge précambrien (Le Fort, 1975; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1980, 1986). Ce cristallin a chevauché le Bas Himalaya le long du MCT (Heim & Gansser, 1939 ; Bordet, 1961; Le Fort, 1975; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986).

c) <u>Le Bas Himalaya ou Moyen Pays</u> est composé au Nepal de schistes ± carbonés, phyllites, grès ± schisteux, arkoses, grès-carbonatés, calcaires, dolomies, et des gneiss œillés (Fuchs et Frank, 1970; Rémy, 1972; Bordet *et al.*, 1972; Hashimoto *et al.*, 1973; Le Fort, 1975; Pêcher, 1978, Upreti *et al.*, 1978; Stöcklin, 1980; Arita *et al.*, 1982; Sakai, 1985; Schelling et Arita, 1991). Il chevauche les sédiments du Sub-Himalaya le long du MBT (Krummenacher *et al.*, 1978; Pêcher, 1978).

Le Moyen Pays est constitué de séries d'âge Précambrien à Miocène inférieur (Stöcklin, 1984 ; Deniel, 1985; Sakai, 1985; Valdiya 1986 ; Vidal *et al.*, 1987; DeCelles et al., 1998).

d) <u>Le Sub-Himalaya ou Siwalik</u>

Les Siwaliks sont situées entre la plaine Indo-Gangétique, appelée Teraï au Népal (90 à 200 m) et le Mahabharat, front orographique qui s'élève de 1500 à 2500 m d'altitude. Morphologiquement les Siwalik sont les premières montagnes au Sud de l'Himalaya. Leur altitude maximale au Népal est de 1400 m. Au Népal occidental, cette unité a une cinquantaine de kilomètres de large, tandis qu'au Népal oriental et central, sa largeur est de 10 à 25 kilomètres. Elle est constituée de formations détritiques molassiques continentales (grès, pélites, conglomérats) d'âge Miocène à Quaternaire. Les longues dépressions EW qui

structurent les Siwalik s'appellent les Duns. Il s'agit de bassins transportés au dos des écailles les plus frontales de la chaîne himalayenne (Mugnier et al., 1992).

e) La plaine Indo-Gangetique

La plaine Indo-Gangetique s'étend sur près de 200 km de large à l'avant de l'Himalaya. Elle correspond à la surface supérieure du bassin d'avant-pays himalayen (Mascle et al., 1990). Sur cette surface, les sédiments sont soit altérés, soit érodés par les rivières qui parcourent la plaine, ou le plus souvent recouverts par de nouvelles alluvions.

Evolution du climat de l'Asie du Sud-Est

Le climat de l'Asie du Sud-Est est régi par le régime de moussons qui résulte du contraste thermique entre l'Asie continentale et les régions océaniques, et instaure une circulation atmosphérique entre l'océan Indien et le continent asiatique. Pendant les mois d'avril, mai et juin, l'Asie centrale incluant le plateau tibétain se réchauffe rapidement. Il en résulte une zone de basse pression qui attire des masses d'air humide en provenance de l'océan indien. En raison du forçage orographique, les précipitations dépassent plusieurs mètres par an sur le flanc sud de l'Himalaya entre juin et septembre. A titre d'exemple, il pleut en moyenne 3300 mm pendant la mousson (DHM, 2002) dans le Moyen Pays à Pokhara au Népal. La mousson d'hiver est le régime opposé, avec l'advection vers l'Inde d'air froid et sec en provenance d'Asie centrale. Le plateau tibétain, quant à lui présente un climat sec et désertique avec de faibles précipitations.

Aujourd'hui le haut Himalaya est une barrière orographique majeure qui sépare la zone humide au sud et la zone aride au nord. Sur le flanc sud de l'Himalaya, le régime climatique est de type sub-tropical humide avec des pluies abondantes de moussons d'été et faibles l'hiver.

Les données géologiques (changement de faune océanique, changement de type de végétation $-C_3/C_4$, changement de la minéralogie des argiles, intensification de l'érosion…) montrent que le climat a significativement changé au cours du Cénozoïque, en liaison avec, 1) la fermeture de la Paratéthys (Fluteau *et al*., 1999) : dérive vers le Nord de l'Inde et modification de la répartition terres-mers, et 2) la mise en place du plateau tibétain et la surrection de la chaîne susceptibles d'avoir modifié les circulations atmosphériques, comme le proposent certains auteurs (e.g. Molnar & England, 1990 ; Blisniuk *et al*., 2001).

Selon les résultats de simulations numériques, la mousson existerait depuis environ 30 millions d'années (Ma) (Ramstein *et al*., 1997). Au sud du Tibet, des bassins sédimentaires âgés de 30 Ma ont livré une flore subtropicale humide (Ren, 1981). Il apparaît que l'érosion s'est clairement intensifiée depuis aussi trente millions d'années (France-Lanord & Métivier, 2002).

Vers la fin du Miocène (7 Ma), la proportion de smectite dans les sédiments du cône du Bengale a brutalement augmenté, suggérant le passage à un climat plus contrasté, avec des périodes de conditions plus arides dans la plaine du Gange (France-Lanord *et al*., 1993). Ce phénomène coïncide avec un changement du taux de sédimentation et un changement du rapport isotopique du carbone dans les sédiments du cône du Bengale. Ceci suggère une expansion très rapide de la savane (type plantes en C_4) au détriment de la forêt (type plantes en C_3). Cette même évolution est aussi observée dans les sédiments carbonatés des paléosols des Siwaliks au nord du Pakistan et au Népal vers la fin du Miocène (Harrison *et al*., 1993; Quade *et al.,* 1989; 1995).

Par ailleurs les foraminifères *Globigerina bulloides* (forages ODP 722A et 722B) en mer d'Arabie se sont aussi considérablement développés vers 8 Ma (Kroon *et al*., 1991). Des résultats du forage de l'océan indien (forages ODP 214, 216, 757 et 758) indiquent aussi que la productivité biogénique été plus forte vers 10-8 Ma (Gupta *et al*., 2004). Ces deux évolutions pourraient être un indicateur de l'intensification de la mousson.

Le système hydrographique himalayen et la sédimentation associée

Au Népal, de grandes rivières comme la Kosi, la Narayani, la Karnali (figures 1.1 et 1.2) prennent leur source au Tibet puis incisent profondément la chaîne himalayenne avant d'arriver dans la plaine Gangétique où elles se joignent au Gange quit finalement se jette dans la baie du Bengale. D'autres rivières, comme la Surai, la Tinau, la Bagmati ou la Rapti ont des bassins versants limités aux parties basses de la chaîne Himalayenne. Tous ces drains permettent la transport de la matière érodée en Himalaya jusqu'à son dépôt dans les différents bassins échelonnés d'amont en aval - bassins transportés tels le bassin de Kathmandu et les « duns », le bassin d'avant-pays de la plaine du Gange et le cône du Bengale.

Tectonique et climat jouent simultanément un rôle dans l'évolution du ces bassins. En effet, l'apport en eau et en sédiment dans ces bassins est contrôlé par les conditions environnementales (température, précipitation, relief) en amont de ces bassins. Aussi les caractéristiques des sédiments sont susceptibles d'enregistrer à la fois des conditions

environnementales « locales » (proches du lieu de dépôt) et des conditions plus lointaines, dans les zones plus hautes.

Objectifs

Des changements du type de dépôts fluviatiles et d'environnements dans le groupe des Siwaliks ont été rapportés par de nombreux chercheurs. Ces changements ont été caractérisés par des études sédimentologiques et géochimiques, en particulier par les isotopes stables du C et O des paléosols. Mais il est souvent difficile de séparer dans ces indicateurs ce qui est spécifique aux conditions locales, de ce qui revient aux conditions en amont. De ce point de vue, nous avons recherché un outil qui nous permette d'étudier, dans la plaine du paléo-Ganges, ce qui est lié aux conditions environnementales sur l'ensemble de l'Himalaya. Le changement environnemental autour de 7 Ma qui peut se regarder à l'échelle régionale dans le contexte de l'Himalaya, a été considéré comme un test pour ce type d'étude. L'étude des isotopes stables (C et O) des coquilles fossiles de mollusques des sédiments est fréquemment utilisée en milieu marin. Nous l'avons testé et utilisé en milieu continental.

L'objectif principal de ce travail est l'étude de l'évolution de l'environnement dans les dépôts fluviatiles du bassin d'avant pays de l'Himalaya (Siwaliks) depuis 11 Ma et dans les dépôts fluvio-lacustres du bassin transporté de Kathmandu depuis 2 Ma, en examinant à la fois les caractéristiques des isotopes du C et de l'O des coquilles de mollusques d'eau douce et les conditions de dépôts des sédiments dans lesquelles ont été trouvées les coquilles.

La première démarche de cette étude est une démarche actualiste. Elle se concentre sur l'établissement d'une calibration entre les caractéristiques isotopiques du carbonate biogénique (C et O des coquilles de mollusque), et celles de l'eau de l'habitat des mollusques. Cette étude des coquilles actuelles et de leur environnement nous permet d'effectuer une comparaison avec les paramètres (isotopes du C et de l'O) associés aux environnements des périodes mio-pliocène (dans le cas du Siwaliks) et plio-pléistocène (dans le cas du bassin de Kathmandu).

Ce travail s'est ensuite concentré sur l'étude des isotopes stables du C et l'O dans les coquilles des mollusques fossiles des Siwaliks pour caractériser les changements du carbone inorganique dissous (DIC) et des isotopes stables de l'oxygène dans l'eau des paléo-rivières des Siwaliks, afin d'analyser une évolution des changements environnementaux à l'échelle régionale de l'Himalaya depuis le 11 Ma.

De nombreuses études, dont certaines auxquelles j'ai participé (Sah et al., 1991 ; Dhital et al., 1995 ; Huyghe et al., 2005) ont déjà porté sur les caractéristiques des sédiments des Siwaliks. En revanche, les études réalisées sur le bassin de Kathmandu sont plus ponctuelles.

Aussi un des développements de ce travail est une étude stratigraphique des dépôts du bassin de Kathmandu pour quantifier les changements du niveau du paléo-lac, notamment en faisant des datations radiogéniques par ^{14}C. L'évolution tectonique régionale et les paléo séismes que j'ai pu mettre en évidence dans les dépôts lacustres du bassin de Kathmandu ont un rôle majeur sur l'évolution des environnements de dépôt dans le bassin de Kathmandu.

CHAPITRE 1:
CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX DEDUITS DE L'ETUDE DE LA SERIE SIWALIK

CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX DEDUITS DE L'ETUDE DE LA SERIE SIWALIK

Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord les dépôts molassiques des Siwaliks, dont nous donnons une description lithostratigraphique en insistant tout particulièrement sur les milieux de dépôt. Cette partie est illustrée par les résumés de 2 articles : "Geology and structure of the Siwaliks and Lesser Himalaya in Surai Khola-Bardanda area, Mid Western Nepal" by M.R. Dhital, **A.P. Gajurel,** D. Pathak, L.P. Paudel et K. Kizaki (1995, Bulletin of the Department of Geology, Tribhuvan University) et "Sedimentological analysis of the Karnali river section (Siwaliks of Western Nepal) : implications for the Upper Miocene evolution of the Himalayan belt and climate" par P. Huyghe, J.L. Mugnier, **A.P. Gajurel** et B. Delcaillau (2005, Island Arc).

Dans une deuxième partie, après un bref rappel sur la géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, nous développons nos travaux sur l'analyse isotopique des mollusques d'eau douce du domaine himalayen. Cette étude est présentée à travers deux articles, formant respectivement les troisième et quatrième parties de ce premier chapître.

- le premier article traite de la calibration de notre méthode d'analyse géochimique, à partir de mollusques actuels et de l'eau de leur habitat dont les caractéristiques isotopiques et la température ont été au préalable mesurées. Cet article intitulé « C and O compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from Himalaya and Ganga plain » par **A.P. Gajurel** et al. a été soumis à Chemical Geology.

- le deuxième article concerne l'analyse et l'interprétation des coquilles de mollusques fossiles, échantillonnées dans les molasses Siwaliks. Ces travaux font l'objet d'un article en préparation pour publication à Geology « Neogene evolution of himalayan environments inferred from stable isotopes of molluscan shells » par **A.P. Gajurel** et al..

Enfin, une conclusion reprend les points importants du chapitre et les enseignements à retenir de nos travaux.

1. Les dépôts Siwaliks

1.1. Présentation générale des Siwaliks du Népal

Du point vue géologique, les dépôts continentaux molassiques des Siwaliks, appelés aussi groupe de Churia en Népalais, sont les sédiments du bassin d'avant-pays néogène de la chaîne himalayenne (Figure 1.2). Ces sédiments syn-orogéniques sont d'âge Miocène moyen à début Pléistocène (~16 à ~1 Ma). Ils sont essentiellement constitués par la charge fluviatile de rivières himalayennes (Auden, 1935; Mascle & Hérail, 1982) transportés vers la paléo-plaine du Gange dans des chenaux en tresse (partie amont) et méandriformes (partie aval des paléo bassins).

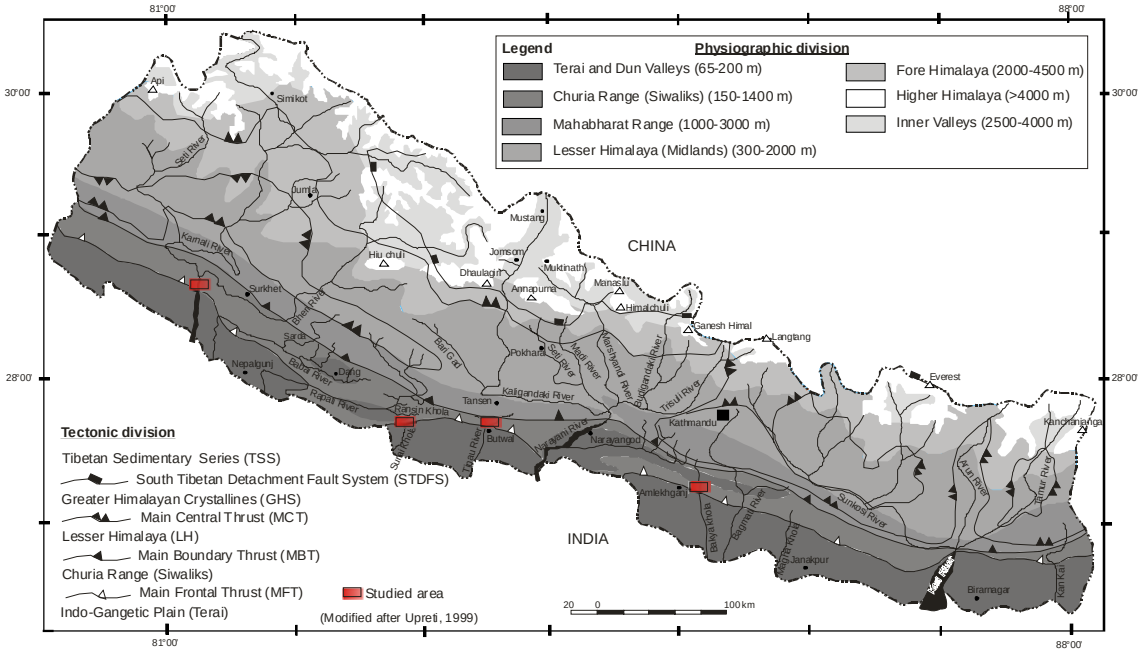


Figure 1.2: carte tectonique et physiographique du Népal (modifié d'après Upreti, 1999).

Du point de vue de tectonique, les dépôts sont incorporés à la chaîne depuis 3 Ma (Mugnier *et al.*, 2003) et sont assimilables à un prisme d'accrétion tectonique intracontinental (Mascle & Hérail, 1982; Mugnier *et al.*, 1991). Le domaine de dépôt des Siwaliks est limité au Sud par le Main Frontal Thrust (MFT) par l'intermédiaire duquel il repose sur les sédiments actuels de la plaine Indo-Gangétique (Hagen, 1951; Gansser, 1964; Mascle & Hérail, 1982; Delcaillau, 1986a, b, 1992; Delcaillau *et al.*, 1987; Mugnier *et al.*, 1991, 1992; Tokuoka *et al.*, 1986, 1991; Dhital *et al.*, 1995 ; Mugnier *et al.*, 2003). Plusieurs

chevauchements transportés à pendage nord affectent le domaine des Siwaliks (Mugnier, *et al*., 1992 ; Mugnier *et al*., 2004). Le principal a été nommé le Main Dun Thrust (MDT) par Hérail & Mascle (1980).

1.2. Description de la lithostratigraphie des Siwaliks

La série Siwalik est subdivisée en trois unités suivant des critères lithostratigraphiques (texture des sédiments et proportion des argiles-silts contre grès-conglomérat). Elles sont classiquement nommées : Siwalik Inférieur, Siwalik Moyen et Siwalik Supérieur (Medlicott, 1864 ; Auden, 1935; Lombard, 1958; Bordet, 1961; Glennie & Ziegler, 1964; Hagen, 1969). Ces subdivisions ont été établies dans le bassin de Potwar au Pakistan, et en Inde, selon des données lithologiques (Barnd *et al*., 1978; Opdyke *et al*., 1979 ; Johnson *et al.,* 1982), mais elles ont été adoptées par de nombreux chercheurs travaillant du Pakistan au Népal (Itihara *et al.*, 1972; West & Munthe, 1981; Mascle & Hérail, 1982; Yoshida & Arita, 1982; Munthe *et al.*, 1983; Delcaillau, 1986a, b, 1992; Delcaillau *et al.*, 1987; Mascle *et al.*, 1990; Chalaron, 1994; Mugnier *et al.*, 1994; Quade *et al*, 1995; Leturmy, 1997; DeCelles *et al.*, 1998; Gautam & Fujiwara, 2000; Hoorn *et al*., 2000; Huyghe *et al*., 2001; Husson & Mugnier, 2003). Cependant plusieurs auteurs ont utilisé une nomenclature locale (Tokuoka *et al.*, 1986, 1990; Corvinus, 1988; Appel *et al*., 1991; Hishatomi & Tanaka, 1991; Sah *et al.*, 1991; Tanaka, 1991; Dhital *et al.,* 1995; Nakayama & Ulak, 1999 ; Gurung, 1998). La série Siwaliks a été essentiellement datée par magnétostratigraphie le long de plusieurs coupes au Pakistan, en Inde et au Népal. Les dépôts les plus anciens ont été reconnus le long de la coupe de la rivière Karnali dans l'Ouest du Népal (Gautam & Fujiwara, 2000), les plus récents le long de la coupe de la Surai Khola (<1Ma). Au Népal, les 3 unités Siwalik inférieur, Siwalik moyen et Siwalik supérieur sont diachrones (Figure 1.3) (Appel *et al*., 1991; Harrison *et al*., 1993; Gautam & Apple, 1994; Gautam & Rösler, 1999 ; Huyghe *et al*., dont **Gajurel**, 2005).

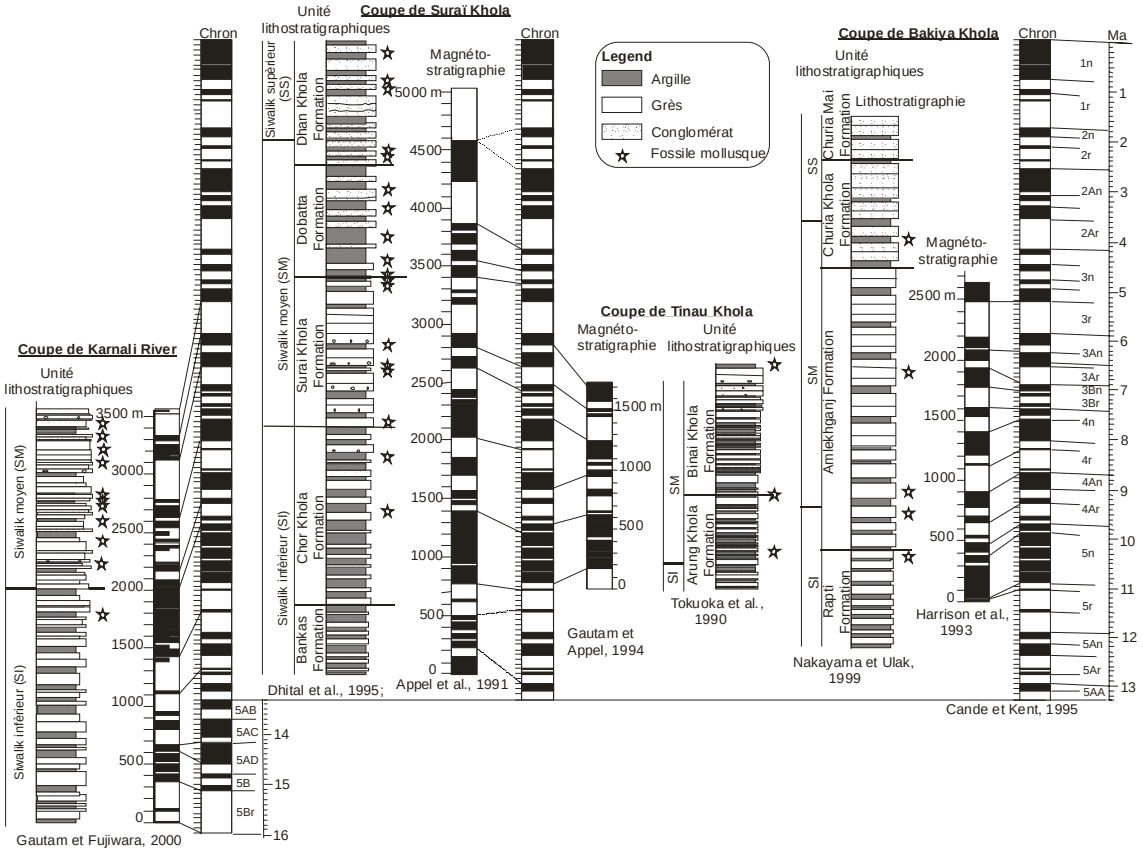


Figure 1.3: corrélation des unités lithostratigraphiques des Siwaliks.

1.2.1. L'unité Siwalik Supérieur (épaisseur >900 m) est constituée essentiellement par des conglomérats grossiers et épais, alternant avec des bancs gréseux et argileux. Les conglomérats sont composés de galets centimétriques à pluri décimétriques, plus ou moins arrondis et jointifs dans une matrice gréseuse. Les galets sont principalement formés de quartzite, calcaire, dolomie, granite, gneiss, et de grès et argiles Siwaliks. Les faciès conglomératiques deviennent grano- et strato-croissants dans la partie supérieure de la formation. Les sables sont souvent subordonnés aux conglomérats. Les argiles sont colorées en jaune, gris et rouge, on peut y trouver des mollusques fossiles.

L'âge de cette unité est Pliocène-Pléistocène (Appel *et al*., 1991; Quade *et al*., 1995). Au Népal, il est compris entre 3.3 Ma et >1 Ma (voir Gautam & Rösler, 1999, pour une complilation des âges Siwaliks au Népal). L'unité Siwalik supérieur comprend les formations de Dhan Khola (coupe de Suraï) et Churia Mai (coupe de Bakiya) (voire figure 1.3) (Dhital *et al*. dont **Gajurel**, 1995; Quade *et al*., 1995; Nakayama & Ulak, 1999). Cette unité est généralement limitée vers le Nord par le chevauchement MDT.

Selon Delcaillau et al., (1987), le milieu de dépôt correspond à un système de paléo-rivières en tresses développées dans un cône alluvial. Les 'Debris flow' sont fréquents dans la partie supérieure de cette unité (Nakayama & Ulak, 1999).

1.2.2. L'unité Siwalik Moyen (épaisseur moyenne ~2500 m) est constituée par une association de grès, d'argiles massives ou laminées, de boues rouges à concrétions carbonatées (paléosols) et de conglomérats (faible proportion). Les grès sont composés par des sables moyens à très grossiers, constitués de quartz, feldspaths, biotites et tourmalines, ce qui leur confère une texture analogue à un mélange « peper and salt ». Ils peuvent contenir quelques galets de Moyen-Pays. Ils présentent des stratifications sigmoïdes, tabulaires entrecroisées et entrecroisées en auge.

Les bancs de grès sont de grande épaisseur, de l'ordre de 5 à 50 mètres. Ils sont séparés par des séquences élémentaires (10 à 20 mètres) ou par des bancs argileux de 0.5 à 20 mètres d'épaisseur. Les argiles sont le plus souvent grises, mais peuvent prendre des teintes jaune clair et marron/vert. Elles contiennent des mollusques fossiles (figure 1.4). Les conglomérats sont peu fréquents. Leur épaisseur (de 5 à 30 m) et la taille des galets qu'ils contiennent (centimétriques à décimétriques) augmentent vers le haut de l'unité Siwalik moyen. Les galets sont constitués par des quartzites, calcaires, dolomies, roches volcaniques - cas de la coupe de la Suraï Khola), granites, grès et argiles Siwaliks remaniés, et sont liés par une matrice gréseuse. Les galets sont arrondis, jointifs ou isolés dans une matrice gréseuse. Ils forment fréquemment des lentilles discontinues, parfois chenalisantes. Les proportions de grès et d'argiles sont équivalentes dans la partie inférieure de l'unité Siwalik moyen. Dans la partie moyenne de l'unité la proportion des grès est plus importante que celle des argiles. Dans la partie supérieure des Siwaliks moyens, on retrouve essentiellement des grès et quelques passées conglomératiques.

L'âge varie de 9,8 à 2.5 Ma au Népal (Gautam & Rösler, 1999 ; Gautam & Fujiwara, 2000). L'unité Siwalik moyen comprend les formations Suraï Khola, Dobata et Dhan Khola le long de la coupe de la Surai Khola, les formations Arung Khola, Binai Khola le long de la Tinau Khola et les formations Amlekhganj et Churia Khola le long de la coupe de la Bakiya Khola (figure 1.3).

Le milieu de dépôt des termes gréseux de la base des grandes séquences correspond au remplissage de chenaux érosifs de profondeur variable. Des fragments de troncs d'arbres y ont été charriés. Ces dépôts semblent s'être mis en place dans des rivières en tresse à dominante sableuse (Nakayama & Ulak, 1999). Les niveaux à paléosols gris, peu fréquents, correspondraient à des zones localement moins bien drainées.

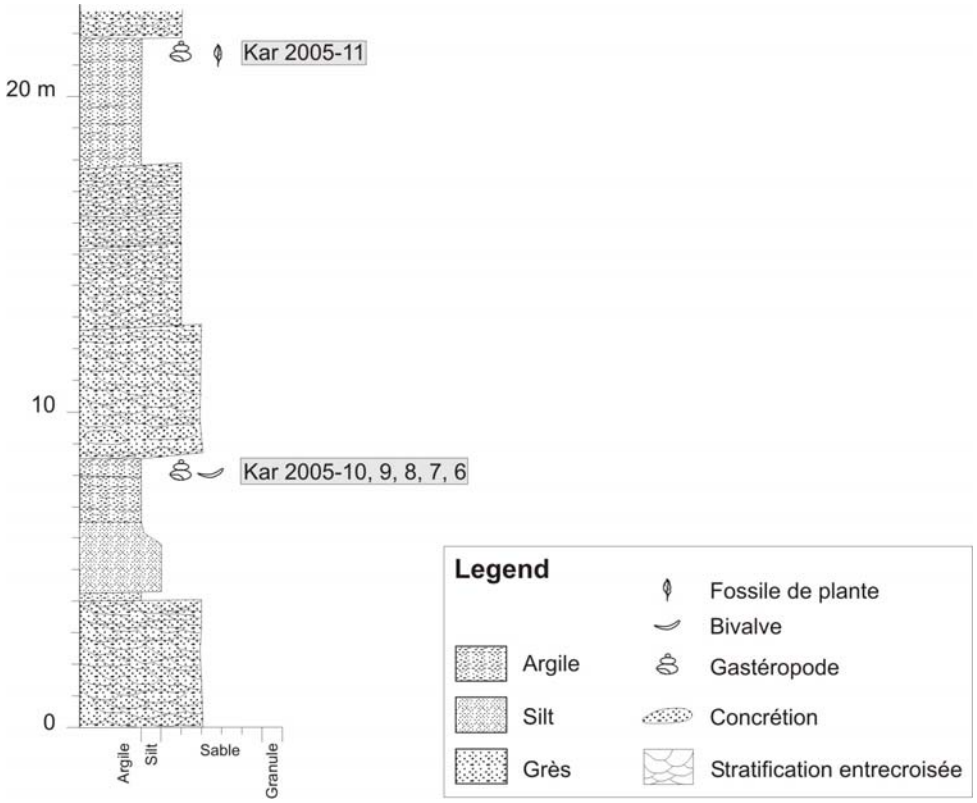


Figure 1.4 : example de la position des coquilles de mollusques dans la succession lithologique (coupe de Karnali, voir Figure 1.8 pour localisation).

1.2.3. L'unité Siwalik Inférieur (épaisseur >2100 m) est composée par d'épais bancs de grès (2 à 10 mètres) en alternance avec des bancs d'argile. Dans la partie basale de l'unité, les argiles sont plus abondantes que les grès, Cette proportion s'inverse peu à peu et les grès dominent dans la partie sommitale des Siwaliks inférieurs. La taille des grains et l'épaisseur des bancs gréseux augmentent vers le haut de l'unité.

Les séquences élémentaires de cette unité débutent par un chenal érosif comblé à la base par des galets mous Siwalik (intraformationnels), puis au-dessus par des grès à stratifications entrecroisées (aggradation verticale), des grès fins laminés (rides de courants). Des faciès silteux, des argiles vertes, noires et grises, des paléosols rouges et oranges ou des couches contenant des concrétions carbonatées apparaissent généralement en fin de séquence. Des mollusques d'eau douce se trouvent fréquemment dans la partie supérieure de cette séquence, c'est-à-dire dans les niveaux argileux noirs ou gris riches en matériaux organiques. Les bancs silteux montrent souvent des impressions des feuilles.

L'âge varie de 15,8 Ma à 9.8 Ma (voir compilation de Gautam & Rösler, 1999 ; Gautam & Fujiwara, 2000). Les dépôts de l'unité Siwalik inférieur comprennent les

formations de Bankas, Chor Khola et de Surai Khola (partie basale) le long de la coupe de la Surai, la formation Arun Khola (partie basale) le long de la coupe de la Tinau, et les formations Rapti et Amlekhganj (partie inférieure) le long de la coupe de la Bakiya (figure 1.3).

Le milieu de dépôt des faciès de l'unité Siwalik inférieur correspond à un environnement de rivières anastomosées ou méandriformes dans la paléoplaine du Gange (Delcaillau *et al*., 1987 ; Nakayam & Ulak, 1999). La profondeur des chenaux pourrait atteindre environ 12 m (DeCelles *et al*., 1998). Les paléosols à concrétions carbonatées indiquent que la plaine était relativement bien drainée, en revanche l'apparition de dépôts de plaine d'inondation (pélites massives bioturbées et paleosols) suggère des inondations intermittentes.

1.3 Analyse détaillée de la coupe de la Surai Khola

Cette analyse est présentée dans l'article : "Geology and structure of the Siwaliks and Lesser Himalaya in Surai Khola-Bardanda area, Mid Western Nepal" by M.R. Dhital, **A.P. Gajurel** and D. Pathak, Bulletin of the Department of Geology, Tribhuvan University, 1995, vol. 4, 1-70. Nous n'en présentons ci-dessous que le résumé.

Résumé :

The rocks of the Surai Khola-Bardanda area, Mid Western Nepal, belong to the Siwaliks and Lesser Himalaya. The Lesser Himalayan rocks occur in the northern margin of the study area and constitute the Mahabharat Range. They are separated from the Siwaliks by the Main Boundary Thrust (MBT) and are composed of slates, dolomites, quartzites, and shales. The Lesser Himalayan rocks range in age from Precambrian to Miocene.

The Siwaliks of the study area are observed around the Dang and Deukhuri intermontane valleys. The Siwalik Group is classified into the Bankas Formation (interbedded red-purple mudstone and grey-green sandstone), Chor Khola Formation (variegated mudstone and grey sandstone). Surai Khola Formation (very coarse-grained, multistoried, grey sandstone and mudstone), Dobata Formation (interbedded grey and green-grey mudstone and grey sandstone), and Dhan Khola Fomialion (polymictic conglomerate and mudstone), from the bottom to top respectively. The Siwaliks are about 5000 m thick and range in age from middle Miocene to early Pleistocene.

The Siwalik sandstones belong to litharenites, feldspathic litharenites and lithic greywackes. The rocks of the Surai Khola-Bardanda area are strongly deformed and several

folds and imbricate faults are developed. In the Siwaliks, three imbricate faults *(i.e* the Rangsing Thrust, the Siling Khola Back Thrust, and the Sit Khola Thrust) are seen between the Main Frontal Thrust (MFT) and MBT. There are also several imbricate faults in the Lesser Himalaya. The faults possibly propagated from the hinterland towards the foreland.

In the study area, the term MBT is applied not to a single continuous fault, but to the southernmost segment of the fault separating the Siwaliks from the Lesser Himalaya. Similarly, the MFT is the southernmost fault between the Siwaliks and the Gangetic Plain. On the map, the imbricate faults continue for tens of km and join with each other. Most of the imbricate slices show eroded trailling branch lines. It is inferred that the imbricates have a common sole thrust at a depth of about 6 km.

There are open to overturned folds between the imbricate slices. The Pankuri-Nangal-Kusum Khola Syncline is a pop up block uplifted by the Siling Khola Back Thrust from the north and the Rangsing Thrust from the south. The Laurikot-Sitdhara Anticline, Bardanda-Hanspur-Juwakot Syncline, Ganaha-Bangesal Syncline, and Bagasoti Anticline are other important structures of the area.

1.4. Analyse détaillée de la coupe de la Karnali

Cette analyse est présentée dans l'article "Tectonic and climatic control of the changes in the sedimentary record of the Karnali River section (Siwaliks of western Nepal)" by P; Huyghe, J.L. Mugnier, A.P. **Gajurel** et B. Delcaillau (Island Arc, 2005, vol. 14, pp. 311-327). Nous n'en présentons ci-dessous que le résumé.

Résumé :

A multidisciplinary study was conducted on the section of the Siwalik Group sediments, approximately 5000 m thick, exposed along the Karnali River. Analysis of facies, clay mineralogy and neodymium isotope compositions revealed significant changes in the sedimentary record, allowing discussion of their tectonic or climatic origin. Two major changes within the sedimentary fill were detected: the change from a meandering to a braided river system at *ca* 9.5 Ma and the change from a deep sandy braided to a shallow sandy braided river system at *ca* 6.5 Ma. The 9.5-Ma change in fluvial style is contemporaneous with an abrupt increase of $\varepsilon_{Nd}(0)$ values following a $\varepsilon_{Nd}(0)$ minimum. This evolution indicates a change in source material and erosion of Lesser Himalayan rocks within the Karnali catchment basin between 13 and 10 Ma. The tectonic activity along the Ramgarh thrust caused this local exhumation. By changing the proximity and morphology of relief, the forward propagation of the basal detachment to the main boundary thrust was responsible for the high gradient and sediment load required for the development of the braided river system. The change from a deep sandy braided to a shallow sandy braided river system at approximately 6.5 Ma was contemporaneous with a change in clay mineralogy towards smectite-/kaolinite-dominant assemblages. As no source rock change and no burial effect are detected at that time, the change in clay mineralogy is interpreted as resulting from differences in environmental conditions. The facies analysis shows abruptly and frequently increasing discharges by 6.5 Ma, and could be linked to an increase in seasonality, induced by intensification of the monsoon climate. The major fluvial changes deciphered along the Karnali section have been recognized from central to western Nepal, although they are diachronous. The change in clay mineralogy towards smectite-/kaolinite-rich assemblages and the slight decrease of $\varepsilon_{Nd}(0)$ have also been detected in the Bengal Fan sedimentary record, showing the extent and importance of the two major events recorded along the Karnali section.

2. Isotopes stables des matériaux organiques des molasses Siwaliks

2.1. Quelques rappels sur la géochimie des isotopes stables – cas du carbone et de l'oxygène

Les propriétés chimiques des isotopes d'un même élément sont identiques mais, en raison de leur différence de masse, ils ont des comportements physiques variables. Lors d'un changement de phase ou de processus cinétiques, la répartition des différents isotopes est différente, on parle alors de **fractionnement isotopique**.

On distingue les **fractionnements à l'équilibre** et les **fractionnements cinétiques**. Les premiers sont dus à la différence d'énergie entre les molécules impliquant des isotopes différents, cas par exemple de l'équilibre isotopique entre les carbonates et l'eau. Les seconds sont liés au fait que les réactions impliquant les isotopes légers sont en général plus rapides que celles impliquant les isotopes lourds, cas par exemple de l'évaporation de l'eau.

En Géologie sédimentaire, les éléments les plus utilisés sont l'O, l'H, le C, le S et parfois le N. En effet, ces éléments sont abondants dans les différents réservoirs de notre planète (eau, silicates, carbonates, sulfates, matière organique), en outre, leur masse atomique est relativement faible (<20), ce qui induit une importante différence relative des masses atomiques et donc un fractionnement isotopique d'autant plus important.

Nous nous intéresserons dans ce travail aux isotopes de l'oxygène et du carbone.

L'oxygène a trois isotopes stables : ^{16}O (99,763 %), ^{17}O (0,0375 %) et ^{18}O (0,1995 %).

Les isotopes stables du carbone sont : ^{12}C (98.892 %) et ^{13}C (1.108 %).

Notation

Pour des raisons analytiques la composition isotopique d'un élément est exprimée en comparant son rapport isotopique (isotope lourd/isotope léger) à celle d'un étalon de référence (ou standard). La composition isotopique est exprimée en parties pour mille en notation δ.

Pour l'oxygène :

$$\delta^{18}O\ (‰) = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{ech}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{std}} - 1 \right) \times 1000$$

Pour le carbone

$$\delta^{13}C\ (‰) = \left(\frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{ech}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{std}} - 1 \right) \times 1000$$

Pour le carbone, le standard utilisé est le PDB (Belemnite de la formation de Pee Dee provenant d'un horizon géologique crétacé de Caroline du Sud).
Pour l'eau, le standard est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) qui est la moyenne de la composition isotopique des eaux marines. En paléoclimatologie on utilise aussi PDB (Pee Dee Bellemnite) qui est un carbonate marin. Les échantillons de carbonates marins (ex. les foraminifères) ont ainsi des valeurs proche de zéro sur cette échelle.
La conversion permettant de passer de PDB à SMOW est :

$$\delta_{SMOW} = 1.03091 \times \delta_{PDB} + 30.91$$

ou

$$\delta_{PDB} = 0.97002 \times \delta_{SMOW} - 29.98$$

Coefficient de fractionnement

Le coefficient de fractionnement isotopique (α) est le rapport de deux isotopes (A_1 et A_2) dans un composé chimique (A) divisé par le rapport des isotopes (B_1 et B_2) dans un composé chimique (B):

$$\alpha_{A-B} = \frac{\left(\frac{A_2}{A_1}\right)_A}{\left(\frac{B_2}{B_1}\right)_B}$$

On peut démontrer pour α proche de 1 que $10^3 \ln \alpha_{A-B} \sim \delta^{18}O_A - \delta^{18}O_B = \Delta_{A-B}$

Le coefficient de fractionnement entre 2 phases A et B est une fonction de la température. Le logarithme de α varie à peu près linéairement avec $1/T^2$ selon :

$10^3 \ln (\alpha_{A-B}) = A \times 10^6/T^2 + B$ A et B, constantes et T température en °K

Les coefficients de fractionnement sont mesurés expérimentalement.
Exemple : coefficient de fractionnement carbonate/eau (Hoefs, 1997):

$$\alpha_{CaCO_3 - H_2O} = \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{CaCO_3}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{H20}} = 1.031 \text{ à } 25\ °C$$

$\alpha > 0$ montre qu'il y a enrichissement en isotopes lourds ^{18}O de la calcite par rapport à l'eau et donc enrichissement en isotopes légers ^{16}O de l'eau au cours de la réaction.

2.2. Application aux carbonates biogéniques

Dans l'eau, la précipitation du carbonate de calcium se fait à l'équilibre thermodynamique. Dans le cas des équilibres isotopiques, il y a partition des isotopes d'un même élément entre les 2 composés (ou les deux phases) ayant des rapports isotopiques différents. Dans le cas de la réaction entre **calcite** et eau :

$$H_2{}^{18}O + ⅓\ CaC^{16}O_3 \leftrightarrow H_2{}^{16}O + ⅓\ CaC^{18}O_3$$

Dans une telle réaction, le $\delta^{18}O$ des carbonates biogéniques est dépendant, 1) de la température - via le coefficient de fractionnement et, 2) de la composition isotopique de l'eau dans laquelle il précipite. Zeebe (1999) a observé que le fractionnement isotopique de l'oxygène entre $CaCO_3$ et H_2O dépendait également du pH de la solution dans laquelle il se formait.

Le mécanisme de l'échange d'isotopes de l'oxygène entre le carbonate, les carbonates dissous, le CO_2 et l'H_2O a été étudié par des expériences de précipitation (McCrea, 1950 ; McConnaughey, 1989a ; Usdowski *et al*., 1991).

Une relation exprimant la température (°C) en fonction du $\delta^{18}O$ des carbonates et de l'eau a été proposée par Epstein *et al*. en 1953 :

$$T°C = 16.9\text{-}4.2 \times (\delta^{18}O_{car\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{eau\text{-}SMOW}) + 0.13 \times (\delta^{18}O_{car\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{eau\text{-}SMOW})^2$$

Dans le cas d'une réaction d'équilibre entre les carbonates et l'eau, l'enrichissement isotopique est aussi dépendant de la structure cristalline du carbonate formé. Kim & O'Neil (1997) ont montré que le fractionnement des isotopes de l'oxygène n'était pas le même pour

la calcite (système rhomboédrique) et l'aragonite (système orthorhombique). A 25 °C, pour la calcite, on a un coefficient de fractionnement isotopique α tel que$1000\ln\alpha = 10.44 \pm 0.10$, alors que pour l'aragonite il est tel que $1000\ln\alpha = 11{,}01 \pm 0{,}01$. Pour la calcite, les expériences de O'Neill *et al.* (1969) tendent à démontrer que la composition isotopique est en équilibre avec celle du milieu. Pour l'aragonite inorganique, un enrichissement de 0,6‰ en ^{18}O et de 1,8‰ en ^{13}C apparaît à 25°C (Tarutani *et al.*, 1969 ; Grossman & Ku, 1986).

Pour nos travaux sur les mollusques himalayens dont les coquilles sont essentiellement constituées d'aragonite (Gajurel *et al.*, soumis), nous utiliserons le coefficient de fractionnement de Dettman *et al.* (1999) basé sur des calibrations de Grossman & Ku (1986) effectuées sur des mollusques d'eau douce :

$$10^3 \ln \alpha = \frac{2.559 \times 10^6}{T_K^2} + 0.715 \qquad (1.1)$$

$$\alpha_{H_2O}^{Ara} = \left(\frac{1000 + \delta^{18}O_{Ara\ (SMOW)}}{1000 + \delta^{18}O_{H_2O\ (SMOW)}} \right) \qquad (1.2)$$

où T est la température de l'eau en °K et α le coefficient de fractionnement entre l'eau et l'aragonite.

Effet vital ou effet physiologique (cinétique et métabolique)

L'effet physiologique se décompose en a) effet cinétique et b) effet métabolique.

a) Effet cinétique

Il correspond au fractionnement isotopique qui a lieu dans le fluide palléal durant la respiration. Ce phénomène conduit simultanément à un appauvrissement relatif en ^{18}O et ^{13}C dans la coquille du mollusque par rapport à l'état d'équilibre inorganique (McConnaughey, 1989b).

b) Effet métabolique

Il correspond à des variations locales du $\delta^{13}C$ du CO_2 et du HCO_3^- pendant la sécrétion de la coquille (Swart, 1983). Il conduit à un enrichissement en ^{13}C des carbonates biogéniques et se traduit par un écart du $\delta^{13}C$ par rapport aux valeurs de l'équilibre inorganique, sans modification du $\delta^{18}O$ (Heikoop *et al.*, 2000). Cette écarte est lié à la source de C. La source principale est l'alcalinité de l'eau mais du CO_2 produit par dégradation de phytoplancton peut aussi être absorbé. Il en résulte un CO_2 assez pauvre en ^{13}C.

La composition isotopique du C de la coquille des mollusques semble être affectée par les effets physiologiques alors que la composition isotopique en O reflète mieux l'évolution des conditions environnementales (Aucour *et al*., 2003).

2.3. Les types photosynthétiques et leur composition isotopique

Les plantes peuvent être classées en plusieurs catégories selon les molécules organiques formées en premier lors de la fixation du CO_2 au cours de la photosynthèse :

- C_3 : le premier produit résultant de la fixation du CO_2 est un composé à trois atomes de carbone. Il s'agit essentiellement des flores des régions tempérées et polaires, la majorité des plantes cultivées (blé, riz etc…), des arbres et des algues et bactéries autotrophiques.

- C_4 : le premier produit résultant de la fixation du CO_2 est un composé à quatre atomes de carbone. Cette catégorie correspond essentiellement aux plantes et forêts tropicales (Chénopodaciées et Euphorbiaceae), et à quelques plantes cultivées comme le maïs et la canne à sucre. Elle n'apparaissent sur Terre qu'il y a environ 7 Ma (Cerling *et al*., 1993).

- CAM (Crassulacean Acid Metabolism) : le premier produit peut être un composé à trois ou quatre atomes de carbone, selon que la fixation du CO_2 s'effectue à l'obscurité ou à la lumière. Cette catégorie comprend beaucoup de plantes « succulentes » des déserts et des plantes épiphytes tropicales.

La source principale de carbone pour les plantes terrestres est le CO_2 atmosphérique. La composition isotopique du carbone du réservoir atmosphérique est très stable, avec une valeur moyenne de -7 ‰ (PDB). Lors de la photosynthèse, il se produit un fractionnement isotopique entre le CO_2 et les plantes qui les appauvrit en ^{13}C. Ce fractionnement résulte de la combinaison de 2 réactions cinétiques à la suite. Un premier fractionnement intervient lors de la diffusion du CO_2 dans la plante, le second se produit au cours de la réaction de fixation du CO_2 et donne un premier composé hydrocarboné différent pour les plantes en C_3 et en C_4. Ainsi, les valeurs isotopiques des plantes en C_3 varient entre -20 ‰ et -35 ‰ avec une valeur moyenne de -26 ‰ alors que les valeurs isotopiques des plantes en C_4 sont comprises entre -10 ‰ et -16 ‰ avec une valeur moyenne de -13 ‰ (Smith & Epstein, 1971). Les plantes CAM peuvent utiliser alternativement les 2 types photosynthétiques décrits ci-dessus et leurs valeurs couvrent l'étendue de la variation des plantes en C_3 et C_4.

2.4. Intérêts et signification du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des mollusques d'eau douce

En domaine continental, les analyses isotopiques paléoenvironnementales concernent plus communément les fossiles lacustres, les paléosols, la matière organique et les dents de mammifères fossiles (e.g. Quade *et al*., 1989, 1995 ; Wei & Gasse 1999 ; Sanyal *et al*., 2004). L'originalité de nos travaux est de travailler sur les coquilles de mollusques d'eau douce car elles reflètent plus directement les compositions isotopiques des rivières. En comparant les compositions isotopiques de l'oxygène mesurées et celles prédites pour des coquilles d'Unionidae prélevées dans les eaux de température et de compositions isotopiques connues, Dettman *et al*. (1999) ont en effet montré que la composition du $\delta^{18}O$ de ces coquilles de mollusques était contrôlée par la température et le $\delta^{18}O$ des eaux dans lesquelles elles se formaient, sans effet vital notable. En revanche, dans le cas des paléosols de nombreuses transformations interviennent, chacune susceptible de donner lieu à un nouveau fractionnement isotopique.

Dans le cas du carbone, la relation entre composition isotopique de la coquille et composition isotopique de l'eau de leur habitat est moins directe à cause d'effets physiologiques notables (Dettman *et al*., 1999 ; Aucour *et al*., 2003). Nos travaux sur les coquilles modernes du domaine himalayen (paragraphe 3 de ce chapitre) montrent que leur composition isotopique reflète en partie le carbone inorganique dissous (DIC) des rivières, mais aussi pour une part importante le carbone dérivé des processus métaboliques. Par conséquent, l'analyse isotopique du carbone des coquilles est un outil fiable pour reconstituer l'évolution de la paléo-végétation.

3. Application aux mollusques modernes du versant Sud de l'Himalaya et de la plaine du Gange

3.1. Présentation

Le carbonate des coquilles d'eau douce précipitant à l'équilibre avec l'eau dans laquelle il évolue (Fritz & Poplawski, 1974; Grossman & Ku, 1986 ; McConnaughey, 1989 ; Wafer & Berger, 1991; Lécuyer *et al*.,l 2004), on peut donc, à partir des valeurs $\delta^{18}O$ des coquilles fossiles calculer la composition isotopique des eaux dans lesquelles elles se sont formées (à partir des équations 1 et 2). De même, si on établit la relation entre le $\delta^{13}C$ mesuré

sur les mollusques et le $\delta^{13}C$ du carbone inorganique dissous (DIC), les coquilles des fossiles pourraient être utilisées pour l'investigation du $\delta^{13}C$ du DIC. Dans les rivières himalayennes, celui ci est contrôlé par le type de roches altérées et la végétation (Galy & France-Lanord, 1999).

Notre objectif étant d'utiliser les compositions isotopiques de coquilles fossiles de gastéropodes et de bivalves dans les Siwaliks, il est important d'examiner la validité et les limites d'une telle approche. En effet la plaine du Gange est assez complexe et plusieurs facteurs peuvent biaiser la signification des données isotopiques. Le climat en premier lieu qui est source d'un contraste saisonnier marqué tant en température qu'en pluviosité. Cette dernière s'accompagne d'un fort contraste de $\delta^{18}O$ des précipitations entre l'été et l'hiver. Le système hydrographique est également assez variable entre les bassins des grandes rivières transhimalayennes qui drainent l'eau de la haute chaîne et les bassins intraplaines qui peuvent parfois évoluer en systèmes confinés soumis à évaporation. Afin de mieux comprendre d'importance de ces facteurs, nous avons entrepris une étude des mollusques modernes du domaine himalayen, en particulier sur la plaine du Gange.

Sur le terrain, les valeurs de température des eaux des rivières varient de 35 °C à 5 °C. A partir des formules (1.1) et (1.2), nous avons établi une corrélation entre les valeurs $\delta^{18}O$ de l'aragonite des coquilles, de l'eau et de la température de leur environnement. Cette calibration a été effectuée sur les données $\delta^{18}O$ moyennes des coquilles actuelles. Ceci nous a permis de faire une estimation des gammes de $\delta^{18}O$ des eaux des paléo rivières dans la plaine du Gange en utilisant des valeurs moyennes de $\delta^{18}O$ des fossiles mollusques du Siwalik et de proposer une reconstitution paléo-environnementale pendant la période du Miocène supérieur et du Pléistocène (voir paragraphe 4).

3.2. Article: « C and O compostion of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain »

Article à Chemical Geology

Auteurs:

Ananta Prasad Gajurel[a,b], Christian France-Lanord[c], Pascale Huyghe[b,*], Caroline Guilmette[c], Damayanti Gurung[d]

[a] Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal

[b] Université Joseph Fourier, LGCA/CNRS, Grenoble, France,

[c] CRPG/CNRS, Vandoeuvre les Nancy, France,

[d] Department of Geology, Kirtipur Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepa

ELSEVIER

Chemical Geology 233 (2006) 156–183

CHEMICAL GEOLOGY
INCLUDING
ISOTOPE GEOSCIENCE

www.elsevier.com/locate/chemgeo

C and O isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain

Ananta Prasad Gajurel [a,b], Christian France-Lanord [c], Pascale Huyghe [b,*], Caroline Guilmette [c], Damayanti Gurung [d]

[a] *Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal*
[b] *Université Joseph Fourier, LGCA/CNRS, Grenoble, France*
[c] *CRPG/CNRS, Vandoeuvre les Nancy, France*
[d] *Department of Geology, Kirtipur Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal*

Received 3 June 2005; received in revised form 9 February 2006; accepted 2 March 2006

Abstract

The aim of this paper is to unfold the relationship between the O and C isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and water in order to refine the basis of interpretation for paleoenvironnemental reconstruction in the sub-Himalayan river basins. Large number of mollusc shells and associated host water from both running water and closed body of water were analysed including intra-shell variability in a few cases.

The O isotopic compositions of river waters in the Himalaya and Ganga plain have a large range, from −18‰ in the north of the high range up to −8‰ to −4‰ in the Ganga plain. $\delta^{18}O$ of rivers are also seasonally variable, especially in foothills rivers whereas the seasonal contrast is smoothed out for the Main Himalayan rivers having large catchments. O isotopic compositions of bulk shells (Aragonite) vary between −15‰ and −5‰. Average $\delta^{18}O_{Ara}$ values are consistent with precipitation at equilibrium with host waters at a temperature range of 20–25 °C suggesting that shell growth may be favoured during non-monsoon conditions. Shells collected along the Main Himalayan rivers have $\delta^{18}O$ values uniformly distributed within −11‰ and −6‰ reflecting the minimal seasonal contrast shown by these rivers. In contrast, O isotopic compositions of shells from foothills rivers vary only by 4‰. This shows that, depending on the type of river where the molluscs grow, the information in term of $\delta^{18}O$ amplitude will be different for identical climatic conditions. In closed or pond water bodies significant enrichment in ^{18}O due to evaporation is observed.

The C isotopic compositions of river dissolved inorganic carbon (DIC) decrease downstream from 0‰ to −10‰ reflecting input of soil derived alkalinity and plant productivity in the river. $\delta^{13}C$ of shells are systematically lower than compositions calculated for equilibrium with river DIC indicating that in addition to DIC, a significant fraction of carbon is derived from metabolic sources. Intra-shell $\delta^{13}C$ are stable compared to the seasonal variability of DIC suggesting that the pool of organic carbon changes throughout year.
© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: C and O isotopes; Fresh-water molluscs; Modern rivers; Himalaya; Ganga; Seasonality; Running water versus pond water

* Corresponding author. Fax: +33 4 76 51 40 58.
E-mail address: huyghe@ujf-grenoble.fr (P. Huyghe).

0009-2541/$ - see front matter © 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.chemgeo.2006.03.002

1. Introduction

Carbon and oxygen isotope compositions of carbonate skeletons have been extensively used for reconstructing past environmental parameters (e.g. Lowenstam and Epstein, 1954; Woodruff et al., 1981; Shackleton, 1986; Miller et al., 1987). From a study of marine mollusc shells and their ambient marine waters, Lécuyer et al. (2004) demonstrated that the oxygen isotope compositions of shells from most fossil mollusc species are suitable to estimate past seawater temperatures. In river systems, mollusc shells represent remarkable sources of geochemical information and allow to document seasonal variations through detailed analysis of growth layers (e.g. Fritz and Poplawski, 1974; Abell, 1985; Dettman et al., 1999; Kaandorp et al., 2003). Nonetheless, only few studies provide stable isotope data of laboratory-reared or natural shells along with their ambient waters (Grossman and Ku, 1986; Margosian et al., 1987; Weidman et al., 1994; Klein et al., 1996).

Some studies have focussed on the reconstruction of paleoenvironmental conditions in the Gangetic plain using fossils from the plain and Siwaliks (Garzione et al., 2000a; Dettman et al., 2001; Gajurel et al., 2003; Sharma et al., 2004). These studies reveal a large variability in stable isotope compositions through time, and importantly large seasonal cycle. Clearly, fossil records of fresh-water mollusc represent a rich source of information to document past evolution of river system. Our objective is to refine the basis of interpretation of oxygen and carbon isotope compositions of fresh-water molluscs for paleoenvironmental reconstruction in the sub-Himalayan river basin. For that purpose, we collected modern mollusc samples across a wide range in elevation, from the Ganga plain to the highest physiographic zones. Waters in the Himalayan rivers and in closed or ponded bodies of water exhibit seasonal changes in temperature and stable isotope (C and O) compositions (Galy and France-Lanord, 1999; Garzione et al., 2000b). Therefore, we sampled several modern mollusc species from streams/rivers and closed bodies of water of the Himalayan Valleys and Ganga plain together with host water samples and ambient temperature records to unfold the relationship between shell composition and water parameters. In this paper, we compare water bodies in different geographical settings that differ primarily in the size and elevation of their catchments: the Main Himalayan rivers draining complete Himalayan sections from Tibet to the floodplain, small rivers originating from the Himalayan foothills, the main stream Ganga, and some lakes, ponds and North Himalayan rivers.

2. Setting: modern Himalayan drainage system and climate

Three large rivers emerge from the Nepalese Himalayan belt and flow to the Ganga plain within ~300 km wide basin (Fig. 1): the Kosi, Narayani/Gandak and Karnali/Ghaghara rivers, in eastern, central and western Nepal, respectively. They drain a large part of the Himalaya extending from North Himalaya (altitude 2500–4000 m above mean sea level) through High Himalaya (>4000 m), Lesser Himalaya (300 to 3000 m) and Siwaliks (150–1400 m) to the Ganga plain (less than 150–200 m). The headwaters of these large rivers are fed by melt water from snow and glaciers. All of them, except the Arun, make 90° turns, flowing either eastward or westward before crossing the Mahabharat Range, north of the trace of the Main Boundary Thrust (MBT). They then, flow axially, sub-parallel to the MBT for more than 100 km and turn southward through the areas of structural weakness to emerge into the Ganga plain (Hagen, 1969; Seeber and Gornitz, 1983; Gupta, 1997). The Kosi, Narayani and Karnali rivers have high average annual water discharge (varying between 1500 to 2000 m^3/s) (Sinha and Friend, 1994; DHM, 1998) and drain more than 75% of the area of the Himalaya of Nepal. Their sediment bed load form large modern alluvial megafans in the Ganga plain (Wells and Dorr, 1987; Sinha and Friend, 1994). A few small rivers originate in the Lesser Himalaya, Siwalik foothills and within the Ganga plain. They merge with the major rivers in the plain. They have smaller discharge and form interfans between the megafans of the large rivers in the plain (Sinha and Friend, 1994). All the rivers of Nepal are tributaries of the Ganga River. The main tributaries of the Ganga River originate from Himalaya although some flow from the Indian shield representing less than 20% of the total Ganga discharge (Rao, 1979).

Our river water samples represent a wide range of climate with a characteristic pattern of temperature. In the central Ganga plain average minimum and maximum temperatures are 8 and 21 °C for November–February and 27 to 33 °C for March–June (Sharma et al., 2004). Surface air temperature records for more than 16 years (DHM, 2002) near the northern margin of the Ganga plain and in the Dun Valleys show more or less similar climate with monthly maximum average temperatures of 36 °C for the April to September period (summer) and 26 °C for the October to March period (winter). Tansen, Pokhara and Kathmandu in Lesser

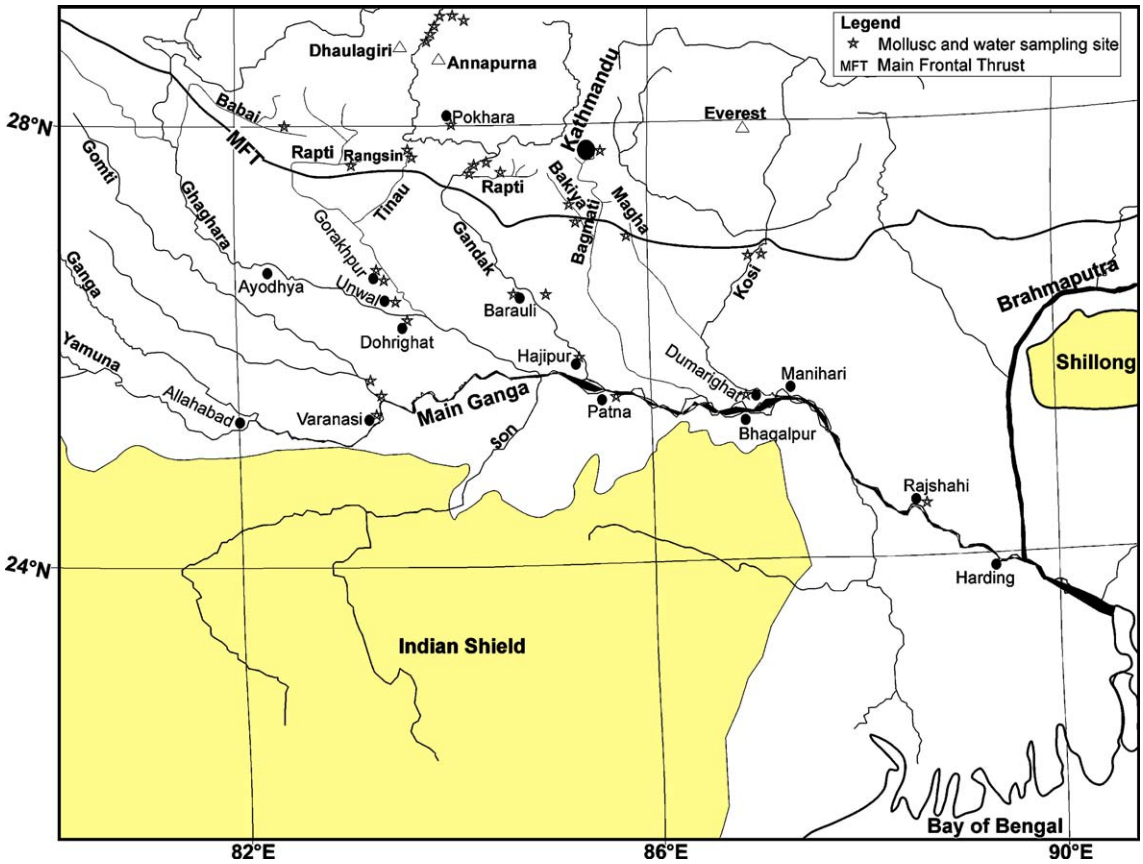


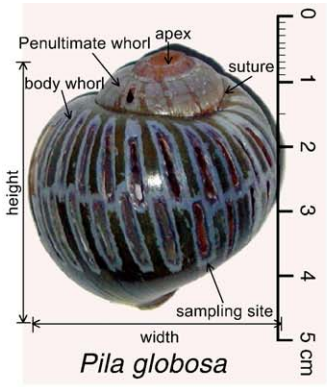
Fig. 1. Sample location along the Main Ganga River, Main Himalayan rivers, plain river, in lakes and ponds in Ganga plain and mountain area.

Himalaya have mean values of 28, 30 and 29 °C during the summer period and 20, 23 and 22 °C during the winter period. In the North Himalayan valley (Jomsom), the mean annual minimum and maximum temperatures are 5.3 and 17.5 °C, respectively.

Nepal receives about 80% of the total annual precipitation during the June–September monsoon (DHM, 2002). Average annual precipitation in the North Himalayan valley (Jomsom) is 257 mm. High annual rainfall (>3000 mm) occurs in the Arun and Indrawati river headwaters (High Himalaya). The average wet and dry season precipitations in Pokhara are 3934 and 157 mm, respectively. The highest annual precipitation is recorded in the Pokhara valley, which lies within the catchment of the Narayani River system while the Karnali River system is located in a lower precipitation area (<2000 mm) (DHM, 2002). The Ganga plain and Dun Valleys (Siwalik foothills) receive average precipitation of 1760–69 and 1875–99 mm during wet–dry periods, respectively. The Ganga plain (in India) receives annual rainfall of 800–2000 mm (Sinha and Friend, 1994).

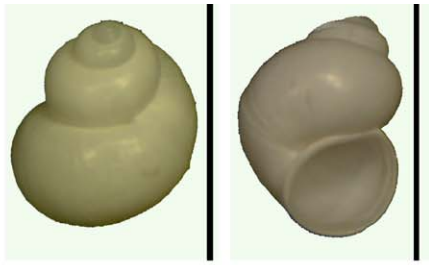
3. Sampling strategy and fauna

The sampling area covers (24° 30′ N–28° 50′ N) latitude and (83° E–88° 30′ E) longitude while the altitude ranges from 17 to 3576 m (Fig. 1). We collected fresh-water modern molluscs from a wide range of habitats including river shores, lake shores, ox-bow lakes and isolated ponds situated within the North Himalaya, Lesser Himalaya and Dun valleys, and the Ganga alluvial plain and Bangladesh delta plain. The sampled specimens from the Ganga plain and Himalayan valleys can be easily identified (Subba Rao, 1989; Subba and Ghosh, 2000; Nesemann et al., 2001) and represent two genera from the *Bivalvia* class and ten genera from the *Gastropoda* class whose widespread genus are *Bellamya* sp. and *Melanoid* sp. (Fig. 2). They include living and dead specimens. Mollusc's habitat water samples (host water) were collected while the habitat water temperature (ambient temperature), pH and air temperature were also recorded during sampling for most locations. The favoured habitat of molluscs in this study are low current environments and closed or



Pila globosa

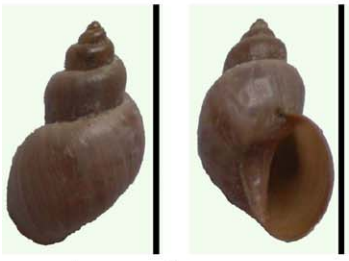
Bellamya bengalensis



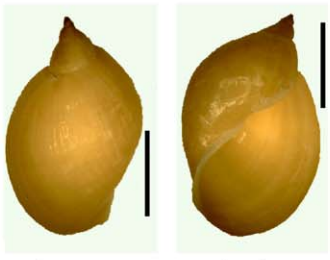
Bithynia sp.

Melanoide cf. Tuberculata

Brotia sp.



Lymnaeinae sp.



Lymnaea acuminata

Physa sp.

Indoplanorbis exustus

Gyraulus sp.

Lamellidens sp.

Corbicula sp.

Fig. 2. Photomicrographs of some collected fauna. The scale bar is 1 cm.

ponded environments. In the case of ponds, fresh-water as well as stagnant water samples were collected to examine the possible effect of atmospheric exchange and evaporation on the carbon and oxygen isotopic compositions of the biogenic carbonate. At several locations, members of different species were taken in order to examine the variability in shell chemistry of different taxa living in the same environment, caused by different physiological effects and growth periods.

4. Analytical techniques

4.1. Water

Meteoric water samples were collected daily at Kathmandu using a PVC collector. Special care was taken to avoid evaporation. The fact that all samples lie close to the global meteoric water line confirms the reliability of the sampling. When daily precipitation was lower than 1 mm we did not collect any sample. River water samples were filtered on site through <0.2 μm nylon membranes and stored in polyethylene bottles free of air. The carbon isotopic compositions of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}C_{DIC}$) were measured on CO_2 released by acidification with H_3PO_4 in vacuum. Aliquots of 15 to 20 ml were injected into the reaction vessel through a septum. The CO_2 released after acidification was extracted while water was trapped as ice (−80 to −50 °C). The outgassing procedure was repeated three times in order to extract most of the DIC from the water. Total CO_2 released was measured manometricaly for DIC concentration and analysed for $^{13}C/^{12}C$ ratio using a modified VG 602D isotope ratio mass spectrometer. Results are expressed as $\delta^{13}C_{DIC}$ relative to the PDB and the overall reproducibility is ±0.3‰.

The oxygen isotopic composition of the host water samples ($\delta^{18}O_W$) were analysed using the classical CO_2 equilibration method of Epstein and Mayeda (1953). One cm^3 of water was equilibrated in a vacuum container sealed with a septum with CO_2 at 900 mbar and 25±0.1 °C. $^{18}O/^{16}O$ ratios are expressed as $\delta^{18}O_W$ relative to the V-SMOW and overall analytical reproducibility is ±0.1‰.

Hydrogen isotopic compositions of the water samples were measured using a GV-Isoprime mass spectrometer coupled to an elemental analyzer. 3 μl of water were injected over a Cr reactor at 1100 °C under He flux and analysed in continuous flow mode. D/H ratios are expressed as δD relative to the V-SMOW and overall analytical reproducibility is better than ±2‰.

4.2. Mollusc shells

Mollusc shell samples were cleaned in distilled water with ultrasound to remove adhered sediments and organic debris. Before micro sampling, shell outer periostracum, which is composed of organic coloured layers, were removed by scraping with the help of a manual drilling bit to expose the white prismatic layer. Intra-shell samples were taken all along the profile parallel to the growth lines of intact shell. Typical width of growth layers is 0.5 to 2 mm. Whole shell samples are either whole shells grinded for small specimens (one mm) or, for larger ones, a slice perpendicular to the growth line covering the entire life span of the specimen.

For experimental analyses, three individual representative average samples of *Bellamya bengalensis* were treated in three different ways: one powder sample was vacuum roasted for one hour at 380 °C and another sample was heated in plasma O_2 cold asher for one night to volatilize shell organic compounds and the third one was not treated. These procedures did not produce any remarkable variation (Table 1). The samples were reacted under vacuum with ≈100% phosphoric acid at 25±0.1 °C (McCrea, 1950). Isotopic analyses of the

Table 1
a. Bulk shell $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ data for the three different treatments of the same specimen *Bellamya bengalensis* (Bakai KR1); b. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ data for standard aragonite Maroc IKON

Assays on the whole shell	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (VSMOW) ‰
No treatment	−5.8	28.7
No treatment	−5.8	28.7
370 °C/1 h	−5.9	28.4
370 °C/1 h	−5.8	28.6
370 °C/1 h	−5.8	28.4
Plasma	−5.9	28.5
Plasma	−5.8	28.5
Plasma	−5.8	28.5
Mean	−5.8	28.6
Standard error	0.016	0.042
Standard deviation	0.02	0.12

Assays on the whole sample	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (VSMOW) ‰
No treatment	7.3	22.8
No treatment	7.3	22.9
No treatment	7.3	22.8
370 °C/1 h	7.3	22.8
370 °C/1 h	7.3	22.8
370 °C/1 h	7.2	22.6
Plasma	7.3	22.8
Plasma	7.3	25.1
Mean	7.3	23.1
Standard error	0.013	0.291
Standard deviation	0.04	0.82

released CO_2 were performed in a modified mass spectrometer model VG 602. Carbon and oxygen isotopic ratios of aragonite are expressed as $\delta^{13}C_{Ara}$ and $\delta^{18}O_{Ara}$ relative to PDB. Following common practice for aragonite shell analyses (e.g. Dettman et al., 1999; Lécuyer et al., 2004) we did not apply any correction specific for aragonite and used the standard correction for calcite. Ten to fifteen repeated analyses of calcite international standards over the analytical period are : NBS-18 $\delta^{13}C = -5.02‰ \pm 0.04‰$ and $\delta^{18}O = -23.06‰ \pm 0.13‰$, NBS-19 $\delta^{13}C = 2.00‰ \pm 0.04‰$ and $\delta^{18}O = -2.15‰ \pm 0.13‰$, IAEA-CO-1 $\delta^{13}C = 2.47‰ \pm 0.04‰$ and $\delta^{18}O = -2.46‰ \pm 0.09‰$, IAEA-CO-8 $\delta^{13}C = -5.74‰ \pm 0.07‰$ and $\delta^{18}O = -22.79‰ \pm 0.1‰$. Overall reproducibility is ±0.1‰.

Shell mineralogy was examined using X-ray diffraction in which only aragonite was observed for whole shell powders ($n=3$). The carbonate content of shells was calculated from manometrically measured CO_2 yields after complete reaction with phosphoric acid. Carbonate contents ranged from 95% to 99%.

5. Results

5.1. Isotopic composition of waters

Hydrogen and oxygen isotopic composition of waters (δD_W, $\delta^{18}O_W$) and carbon isotope ratio of DIC ($\delta^{13}C_{DIC}$) are listed in Table 2. Sample locations are listed in Appendix 1 and 2. Additional isotopic data from Ramesh and Sarin (1992), Jenkins et al. (1987) and Galy and France-Lanord (1999) have also been included.

The $\delta^{18}O_W$ values of rivers, lakes and ponds in the Himalaya and Ganga plain show a large range as seen in Figs. 3 and 4 for the different zones (North Himalaya, High Himalaya, Kathmandu Valley, Phewa Lake (Pokhara), foothills, Main Himalayan rivers and Main Ganga River in the plain). Himalayan rivers display a strong dependence on elevation with $\delta^{18}O_W$ around −18‰ to the north of the High range up to −8‰ to −4‰ in the Ganga plain. Such a variability has already been reported by Ramesh and Sarin (1992) and Garzione et al. (2000b). The large-scale variations observed from the High Himalaya to the Ganga plain are controlled by the combined effects of elevation, orographic precipitation and temperature. Orographic precipitation drives a strong Rayleigh distillation, which tends to deplete the clouds remaining over the North Himalaya in the heavy isotope. In parallel, temperatures strongly decrease from the plain to the high range amplifying this trend.

$\delta^{18}O_W$ of rivers are also seasonally variable. Monsoon rain can be 4‰ lower than precipitation during the dry season as obviously observed in foothills rivers (Fig. 4). Over the whole basin, $\delta^{18}O$ of monsoon rains are markedly lower compared to precipitations during the rest of the year. This is well documented in the Gangetic plain and is related to the "amount effect" or intensity of precipitation (Rozanski et al., 1993; Bhattacharya et al., 2003). Our record of precipitation at Kathmandu over the year 2001–02 (Appendix 3, Fig. 5) shows a similar seasonal evolution. For Kathmandu, the $\delta^{18}O$ values of precipitation are close to 0‰ and even positive throughout the dry season, after which they drop abruptly to the range of −5‰ to −15‰ at the onset of the monsoon season. The variation is clearly correlated with the intensity of precipitation. The weighted average $\delta^{18}O$ values is −7.9‰ for the whole year and that of the monsoon period is −10.6‰. This sharp seasonal contrast is smoothed in the river signal, especially for large area catchments as observed for the Ghaghara, Narayani–Gandak and Kosi rivers. For the Narayani–Gandak, which is most extensively monitored, the difference between dry and wet seasons does not exceed 3‰. In the floodplain, the Ganga shows a clear seasonal contrast in the western part up to Patna (Fig. 3b). Dry season compositions are between −6‰ to −4‰ whereas during the monsoon they vary between −8‰ to −10‰. This difference results from both the lower $\delta^{18}O$ values of monsoon precipitation and the greater influx of Himalayan water during the monsoon as the $\delta^{18}O$ of precipitation is lower in the Himalaya than on the plain. At the outflow in Bangladesh, the Ganga is usually ∼−10‰ during the monsoon. Values as high as −7‰ have been reached during the 2004 monsoon, probably due to large rainfall amounts on the Ganga plain during that period. The Gomti (Table 2), which is a plain fed river, appears stable and is around −7‰ throughout the year. This stability is probably related to a discharge of local groundwater (Bhattacharya et al., 1985; Sinha and Friend, 1994).

During the dry season, evaporation in the floodplain can significantly affect the O and H isotopic compositions (Krishnamurthy and Bhattacharya, 1991; Ramesh and Sarin, 1992). This is shown by compositions lying below the meteoric water line in a $\delta^{18}O$ vs. δD diagram (Fig. 6). We observe a similar trend for the Ganga water in May 2004 (Table 2) whereas the Main Himalayan rivers such as the Ghaghara, Gandak and Kosi show no significant effect of evaporation. Monsoon compositions in the floodplain show no shift

Table 2
Hydrogen, oxygen and carbon isotopic data for the rivers and pond waters from the North Himalaya, foothills, and Ganga plain with sampling elevation and physical properties of waters

Sample#	River/ tributary	Location	Date	Elevation (m)	pH	Temperature. (°C)	$\delta^{18}O$ (SMOW) ‰	δD (SMOW) ‰	$\delta^{13}C_{DIC}$ (PDB) ‰	$[C0_2]$ μmol/l
North Himalaya										
LO 63	Tsarang Khola	Tsarang	May.20.90	3920		4.5	−18.8	−141.1	−0.3*	2770
LO 25	Nangyal Khola	Lo Manthang	May.19.90	3695			−17.3	−128.4	−6.7*	2080
Jomw 1	Kagbeni Khola	Muktinath	Mar.14.04	3576	7.5	7	−15.9	−108.2	na	
NH 133	Kali Gandaki	Lo Mantang	Apr.29.91	3575	7.8*	8.4	−15.9	−113.4	−3.2*	2513
LO 49	Kali Gandaki	Lo Manthang	May.19.89	3550		5	−16.2	−121.7	1.3*	2900
LO 15	Ghami Khola	Ghami	May.18.89	3450		6.3	−18.3	−133.6	−4.3*	2800
LO 23	Tsarang Khola	Tsarang	May.18.89	3430			−17.2	−130.6	1.4*	3960
LO 96	Narsing khola	Chhuksang	May.23.89	2900		10	−14.3	−107.0	3.9*	2450
NAG 21	Kali Gandaki	Kagbeni	Nov.25.95	2790	8.5*	3.8	−17.5	−132.5	0.4*	2567
Jomw 3	Terrace Kali	Jomsom	Mar.15.04	2750	8.1	9.6	−14.8	−104.0	na	
Jomw 4	Terrace Kali	Jomsom	Mar.15.04	2750		9.5	−12.9	−94.7	na	
99kg22	unnamed	Jomsom		2750			−15.7	−115	na	
Jomgw-7	unnamed	Jomsom	May.25.04	2731		15	−11.7	−85.5	na	
Jomw 5	Syan Khola	Jomsom	Mar.16.04	2730		15	−12.4	−83.3	na	
NH 147	Kali gandaki	Jomsom	May.5.91	2675	8.4*	8.4	−15.5	−113.4	0.3*	2513
LO 99	Thini khola	Kali	May.25.89	2650			−13.7	−92.1	−2.1*	2490
LO 103	Marpha khola	Marpha	May.25.89	2650			−8.6	−50.7	−5.0*	110
LO 101	Kali Gandaki	Marpha	May.25.89	2630		10	−14.2	−102.3	−1.4*	2340
NAG 30	Kali Gandaki	Chairogaon	Dec.1.95	2626	9.3*	6.3	−16.8	−124.7	0.3*	3093
99kg23	unnamed			2600			−11.2	−76	na	
NAG 32	Kali Gandaki	Tukuche	Dec.2.95	2530	8.8*	2.0	−16.4	−120.5	0.1*	2687
99kg24	Yamkin Khola			2500			−13.4	−92		
MO 500	Kali Gandaki	Khobang	Jul.25.94	2490	8		−17.7	−129.1	−1.1	1370
Jomw 6	Larjung Khola	Larjung	Mar.17.04	2460		14.5	−10.0	−63.8	na	
99kg26	Larjung Khola	Larjung		2440			−12.2	−84		
Foothills										
Gokarna	Bagmati	Kathmandu	May.95	1360		15	−7.0	−44.8	−11.7	565
17^J	Bagmati	Gokarna	Aug–Sept 86	1315			−10	−70.6	na	
19^J	Bishnumati	Balaju	Aug–Sept 86	1301			−9.1	−67	na	
22^J	Manohara	Lohakanthali	Aug–Sept 86	1297			−8.6	−65.6	na	
18^J	Bagmati	Minbhawan	Aug–Sept 86	1292			−10	−68	na	
23^J	Hanumante	Thimi	Aug–Sept 86	1291			−7.4	−59.4	na	
LO 402	Bishnumati	Teku		1285			−9.4		na	2613
20^J	Bishnumati	Teku	Aug–Sept 86	1285			−8.8	−68.5	na	
LO 400	Bagmati	Patan		1280			−8.8		na	
LO 401	Bagmati	Thapathali		1278			−8.7		na	
21^J	Nakhu	Nakhu	Aug–Sept 86	1275			−10.1	−73	na	
16^J	Bagmati	Chobhar	Aug–Sept 86	1270			−10.1	−73.5	na	
NAG 3	Bijayapur	Kundahar	Nov.11.95	870	8.1	20.6	−10	−68.6	−10.3	1750
MO 311	Andhi		Jul.8.98	850	8.2	29	−9.2	−63.4	na	980
MO 524	Phewa Lake	Pokhara	Jul.28.94	798			−8.2	−53.4	−8.5	380
APL 1	Phewa Lake	Pokhara	Jan.18.04	798		17.5	−8.5	−55.9	na	
PHL 1	Phewa Lake	Pokhara	Jan.18.04	798	7.5	17	−6.4	−43.0	na	
99kg49	unnamed			820			−9.2	−67	na	
NH 3	Surai khola	Tatopani	Mar.10.91	631	8.5*	18	−7.8	−39.0	−8.6*	6514
Btw-2	Tinau Khola	Charchare	Jan.6.01	559			−8.1		na	
99kg51	unnamed	Kerabari		480			−8.1	−60	na	
MO 327	Ransing Khola		Jul.8.94	385	8.4		−10.9	−78.0	−10.6	2990
94-03	Rangsing Khola	Charang	Mar.5.94	385			−5.5	−36.7	na	
BakaiKR-3	Bakiya Khola	Chatiwan	Feb.17.01	265	7.2		−6.4		na	
94-18	Bankas Khola		Mar.29.94	250			−5.9	−39.3	na	
MO 321	Kweli Khola		Jul.9.98	250	8.2		−9.1	−64.9	−8.8	2775
94-02	Surai Khola		Mar.4.94	240			−6.1	−40.4	na	
Foothills										

Table 2 (*continued*)

Sample#	River/ tributary	Location	Date	Elevation (m)	pH	Temperature. (°C)	$\delta^{18}O$ (SMOW) ‰	δD (SMOW) ‰	$\delta^{13}C_{DIC}$ (PDB) ‰	$[C0_2]$ μmol/l
MO 325	Surai Khola		Jul.8.94	240	8.4		−10.1	−71.1	−8	3630
94-01	Chor Khola		Mar.2.94	220			−6.8	−44.2	na	
94-17	Kachali Khola		Mar.29.94	220			−5.8	−43.5	na	
94-13	Gadel Khola	Palait	Mar.23.94	220			−6	−43.3	na	
94-14	Basunti Khola	Bashanti	Mar.24.94	220			−6.5	−42.5	na	
MO 317	Tinau Khola	Butwal	Jul.7.94	180	8.4		−11.4	−80.5	−8.5*	1500
Main Himalayan rivers										
LO 308	Narayani	Nayaran Ghat	Jun.9.93	190		26	−8.1	−50.6	−8.0*	1679
NAG 49	Narayani	Nayaran Ghat	Dec.11.95	190	8.4*	18.8		−69.5	−7.1*	2207
MO 330	Narayani	Nayaran Ghat	Jul.9.94	190	8.4		−10.9	−75.3	−7.6*	1430
NH 1	Narayani	Nayaran Ghat	Mar.9.91	190	8.5*	20	−10.7	−69.5	−5.6*	2320
PB 53	Narayani	Nayaran Ghat	Jul. 11.05	190					−7.9	1600
PB 81	Karnali	Chisopani	Jul. 15.05	190					−7.0	1480
8^R	Ghaghara	Ayodhya	Mar.82	98			−8.4	−54	na	
8^R	Ghaghara	Ayodhya	Sept.82	98			−9.4	−70	na	
BR 354	Ghaghara	Ayodhyya	May.14.00	98	8.2	29.5	−7.6	−51.8	−6.1	3170
Kosi-1	Kosi	Kosi Barrage	May.1.04	84			−9.6	−63.4	na	
Kosi-2	Kosi	Kosi Barrage	May.21.04	84			−9.7	−63.5	na	
BR 363	Rapti	Gorakhpur	May.14.00	81	8.3	31.8	−3.0	−22.8	−6.30	4040
BR 334	Gandak	Barauli	May.10.00	67	8.1	31.7	−8.2	−53.3	−6.2	2680
BR 342	Ghaghara	Revelganj	May.11.00	56	8.2	30.4	−6.4	−46.1	−4.8	3480
18^R	Gandak	Hajipur	Mar.82	45			−8.9	−63	na	
18^R	Gandak	Hajipur	Sept.82	45			−10.2	−66	na	
BR 311	Gandak	Hajipur	May.5.00	45	8.0		−7.9	−51.3	−7	2280
BR 115	Gandak	Hajipur	Aug.7.01	45			−9.8	−66.8	−8.2	
PB 71	Kosi	Hydropower st.	Jul. 13.05	180					−10.2	780
BR 327	Kosi	Dumari Ghat	May.9.00	38	7.9	31.4	−7.2	−47.1	−7.3	1910
BR 101	Sapt Kosi		Aug.5.01	38			−10.7	−74.9	−9.2	
Plain river										
BR 134	Gomti		Aug.9.01	74			−7.4		na	
BR 375	Gomti		May.15.00	68	8.6	34.0	−6.3	−46.3	−4.7	4290
BR 135	Gomti		Aug.9.01		8.2		−6.4	−48.7	−8.4	
14^R	Gomti	Dobni	Mar.82				−7.1	−48	na	
Main Ganga River										
BR 350	Ganga	Allahabad	May.13.00	103	8.5		−3.6	−30.9	−2.6	3810
11^R	Ganga	Allahabad	Mar.82	103				−39	na	
11^R	Ganga	Allahabad	Sept.82	103				−69	na	
BR 388	Ganga	Varanasi Ghat	May.16.00	75	8.3	32.1	−7.6	−31.4	−4.1	4800
BR 141	Ganga	Varanasi	Aug.10.01	75	8.3		−6.2	−50.7	−8.9	
13^R	Ganga	Varanasi	Dec.82	75				−39	na	
13^R	Ganga	Varanasi	Mar.82	75				−55	na	
BR 126	Ganga	Patna	Aug.8.01	45			−6.8	−46	−9.1	
17^R	Ganga	Patna	Dec.82	45				−41	na	
16^R	Ganga	Patna	Mar.82	45				−35	na	
17^R	Ganga	Patna	Mar.82	45			−3.8	−39	na	
17^R	Ganga	Patna	Sept.82	45			−10.6	−73	na	
BR 309	Ganga	Patna Ghat	May.6.00	45	8.1	29.0	−7	−34.1	−6.9	3720
BR 112	Ganga	Manihari	Aug.6.01	38			−9	−62	−9	
BR 318	Ganga	Rajmahal	May.8.00	28	8.1	30.9		−41.8	−6	3150
BGP 65	Ganga	Rajshahi	Mar.2.93	20	8.5*	23.6	−7.7		−8.2*	4321
BGP 4	Ganga	Rajshahi	Aug.1.92	20	7.6*	30.7	−8.7	−62.6	−10.1*	1711
BR 410	Ganga	Harding Bridge	Jul.31.04	17			−6.8	−42.1	−7.3	1500
BR 213	Ganga	Harding Bridge	Jul.7.02	17			−10	−69.7	−9.2	
BR 521	Ganga	Harding Bridge	Jul. 23.05	17					−9.8	1870
Water from ponds										
Bug-1	Rice field	Kathmandu	Jul.20.02	1441		30	−6.8		na	
MKR-1a	Small pond	Kathmandu	Feb.5.01	1230	6.9	8	3.4		na	

(continued on next page)

Table 2 (*continued*)

Sample#	River/ tributary	Location	Date	Elevation (m)	pH	Temperature. (°C)	$\delta^{18}O$ (SMOW) ‰	δD (SMOW) ‰	$\delta^{13}C_{DIC}$ (PDB) ‰	$[C0_2]$ µmol/l
Water from ponds										
Btw-3	Small pond	Bastadi	Jan.10.01	855	7.6	12	−5.1		na	
RangsingKR	Ditch	Ransin	Feb.19.01	325		22	−1.9		na	
MaghaK	Small pond	Kairmara	Dec.13.01	190			−3.8		na	
BakaiKR-1	Small pond	Khoria	Feb.16.01	190	7.2	22	−4.9		na	
BR 370	Rapti pond	Unwal	May.14.00	81			5.6	14.1	−4.2	5110
BR 341	Gandak pond	Barauli	May.10.00	67			2.4	−2.5	−3.6	4760

* Data from Galy and France-Lanord (1999), 99kg22 corresponds to data Garzione et al. (2000b); 17^{J} corresponds to data Jenkins et al. (1987) and 17^{R} corresponds to data Ramesh and Sarin (1992).

from the meteoric waterline. Similarly, the North Himalayan rivers and Kathmandu Valley rivers show no evidence for evaporation (Fig. 6) except for minor catchments in the Kathmandu Valley during the monsoon (Jenkins et al., 1987). Finally, we observe the major effects of evaporation for ponds located in the floodplain and Himalaya (Fig. 6). It is important to document these effects as ponds are quiet environment favourable to the development of gastropods.

$\delta^{13}C_{DIC}$ values of the river water are also highly variable (Table 2, Fig. 7). They have very high values in the North Himalaya around 0 ‰ and decrease downstream toward values around −5‰ to −8‰ for the Main Himalayan rivers. In Northern Himalaya where biological activity is limited, sulfuric acid released by sulfur oxidation is a significant source of acid for carbonate dissolution (Galy and France-Lanord, 1999). It produces DIC close to 0‰ without noticeable contribution of soil organic CO_2 since most carbonates are of marine origin. Downstream $\delta^{13}C_{DIC}$ values become significantly lower (between −5‰ to −10‰) reflecting input of soil derived alkalinity in the river (Galy and France-Lanord, 1999). However, in the High Himalaya, hot springs enriched in alkalinity derived from the outgassing of metamorphic CO_2 towards the surface contribute to maintain relatively high $\delta^{13}C_{DIC}$. Due to carbonate precipitation and CO_2 outgassing, these springs have very high $\delta^{13}C_{DIC}$ up to +15‰ and, when mixed with river water, tend to increase their $\delta^{13}C_{DIC}$. Altogether, about 10% of the riverine DIC in

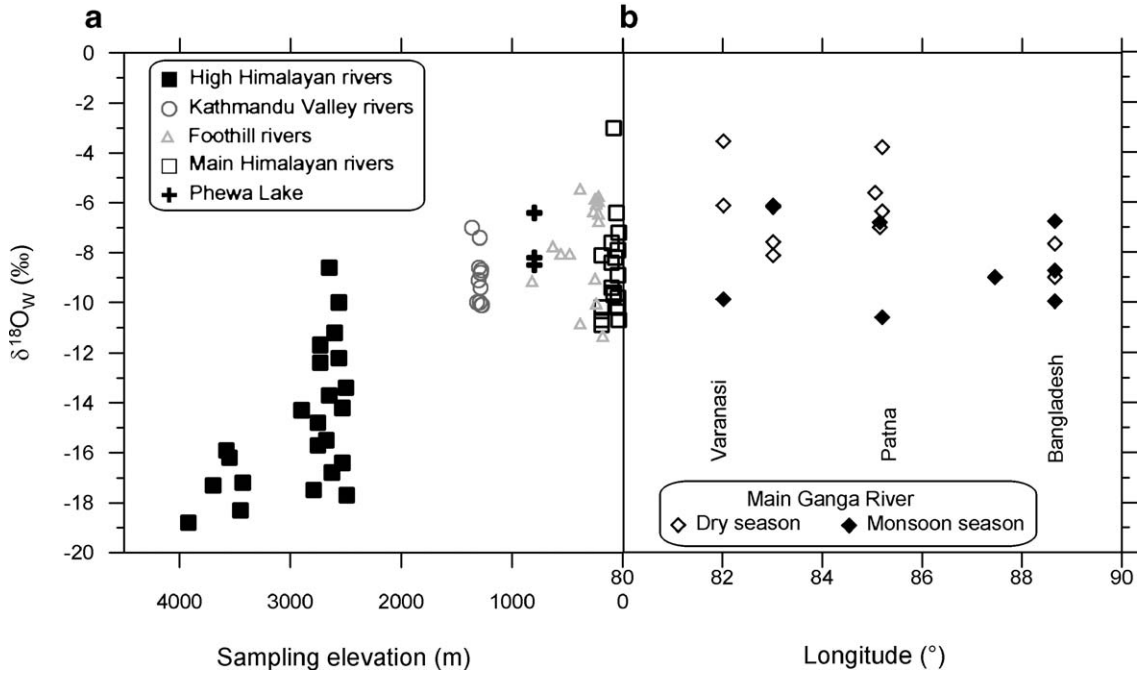


Fig. 3. $\delta^{18}O_W$ values of the water samples as a function of: (a) sampling elevation for the High Himalayan rivers, Kathmandu Valley rivers, foothills and Main Himalayan rivers and Phewa Lake, and (b) longitude for the Main Ganga stream in the Ganga plain.

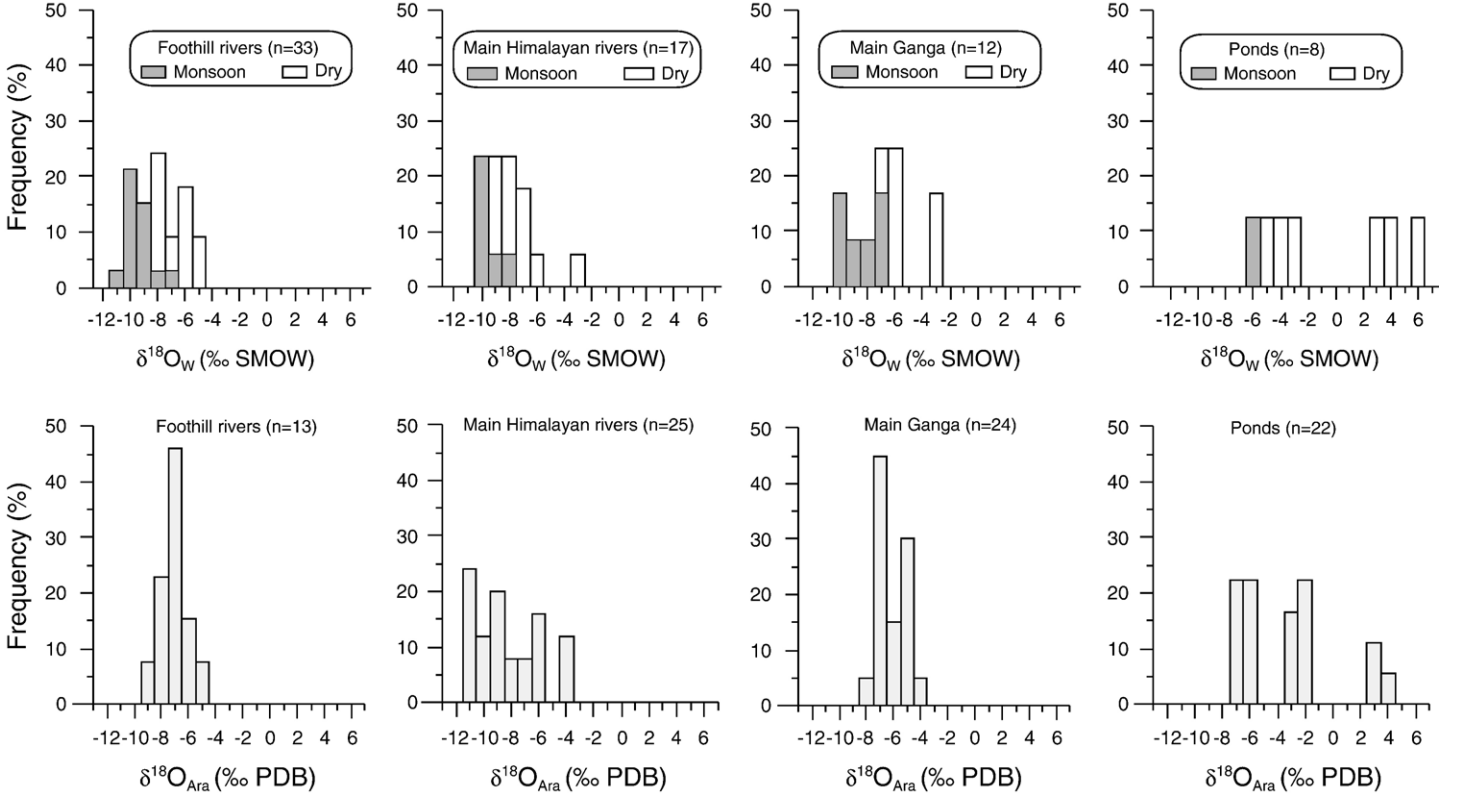


Fig. 4. Histograms showing the $\delta^{18}O_W$ values of the rivers and pond waters for the monsoon (June to September) and dry seasons (above) and $\delta^{18}O_{Ara}$ values of the mollusc shells sampled in these respective water environments (below).

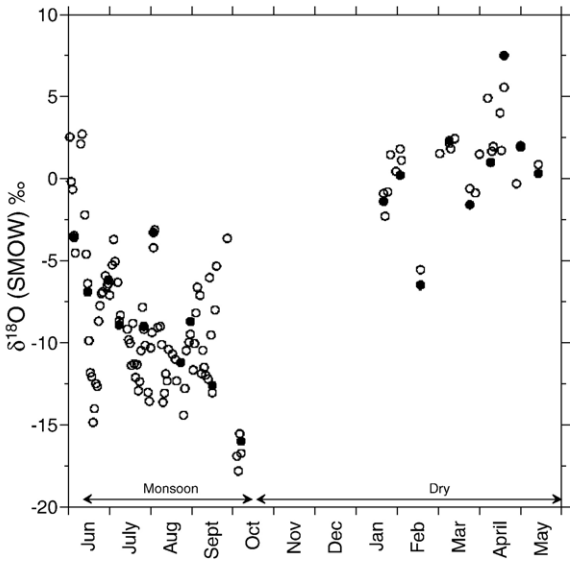


Fig. 5. Day to day record of the $\delta^{18}O$ values of rain water in Kathmandu (Nepal) during the year 2001–02. The O and H isotopic compositions are listed in Appendix 3. Filled circles correspond to the measured $\delta^{18}O$ data. Open dots correspond to the calculated $\delta^{18}O$ values from measured δD data using our determination of local meteoric water line $\delta D = 8.10\ \delta^{18}O + 12.3$ (Fig. 6).

the Himalaya could be derived from thermal spring activity (Evans et al., 2004). Siwaliks drainage basins have lower $\delta^{13}C$ values around −8‰ to −10‰. The Main Himalayan tributaries of the Ganga (Gandak and Kosi) have $\delta^{13}C_{DIC}$ values around −7‰ to −9‰. In the Ganga plain, the Ganga varies from relatively high values in the West (−3‰ to −6‰) to more depleted values around −6‰ to −10‰ downstream under the combined influence of (1) the Himalayan rivers input, (2) the increase of silicate weathering in the soils of the floodplain and (3) the increased plant productivity in the eastern part of the Gangetic plain.

Except for a few cases, there is a systematic difference between the monsoon and dry season waters, the latter showing higher $\delta^{13}C_{DIC}$ (Table 2). This difference varies between 0‰ and 5‰ and derives from the complex controls between the origin of water (Himalayan vs. plain) and time of residence of water in soils. It is noticed that the variability is relatively large in Bangladesh (Fig. 8). The Ganga $\delta^{13}C_{DIC}$ values during the monsoon vary from −10‰ to −7.3‰. $\delta^{13}C_{DIC}$ in the Ganga are well correlated with the $\delta^{18}O$ of water with low $\delta^{13}C_{DIC}$ being associated with low $\delta^{18}O_W$. The latter reflects higher contribution of the Himalayan waters.

5.2. Isotopic composition of aragonite shells

All isotopic data are given in Table 3 and summarized in Figs. 4 and 7 in the form of histograms for different geographical environments. Water isotopic compositions are compared to the shell aragonite composition. For oxygen, isotopic compositions of

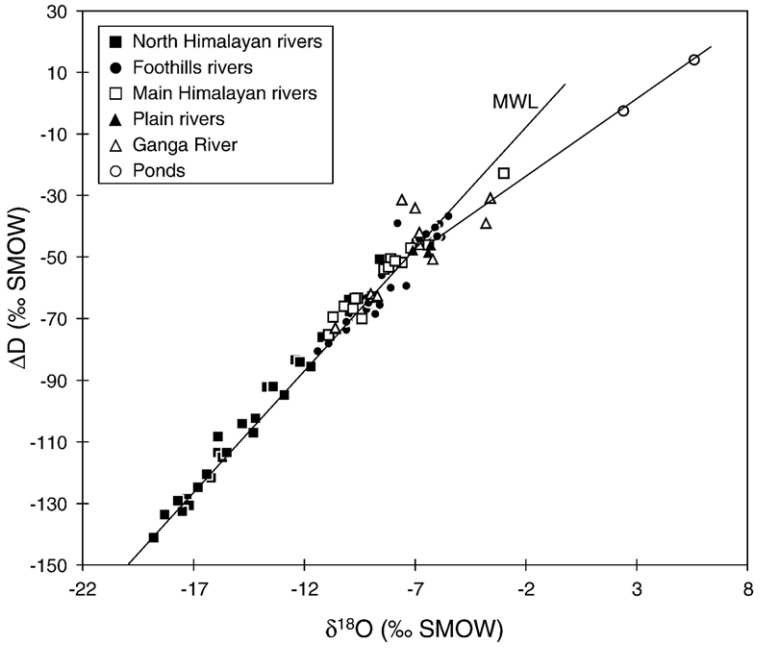


Fig. 6. δD vs. $\delta^{18}O$ plot for the river water samples listed in Table 2. MWL represents the global meteoric water line ($\delta D = 8\ \delta^{18}O + 10$). Samples include river data from Jenkins et al. (1987), Ramesh and Sarin (1992), Garzione et al. (2000b).

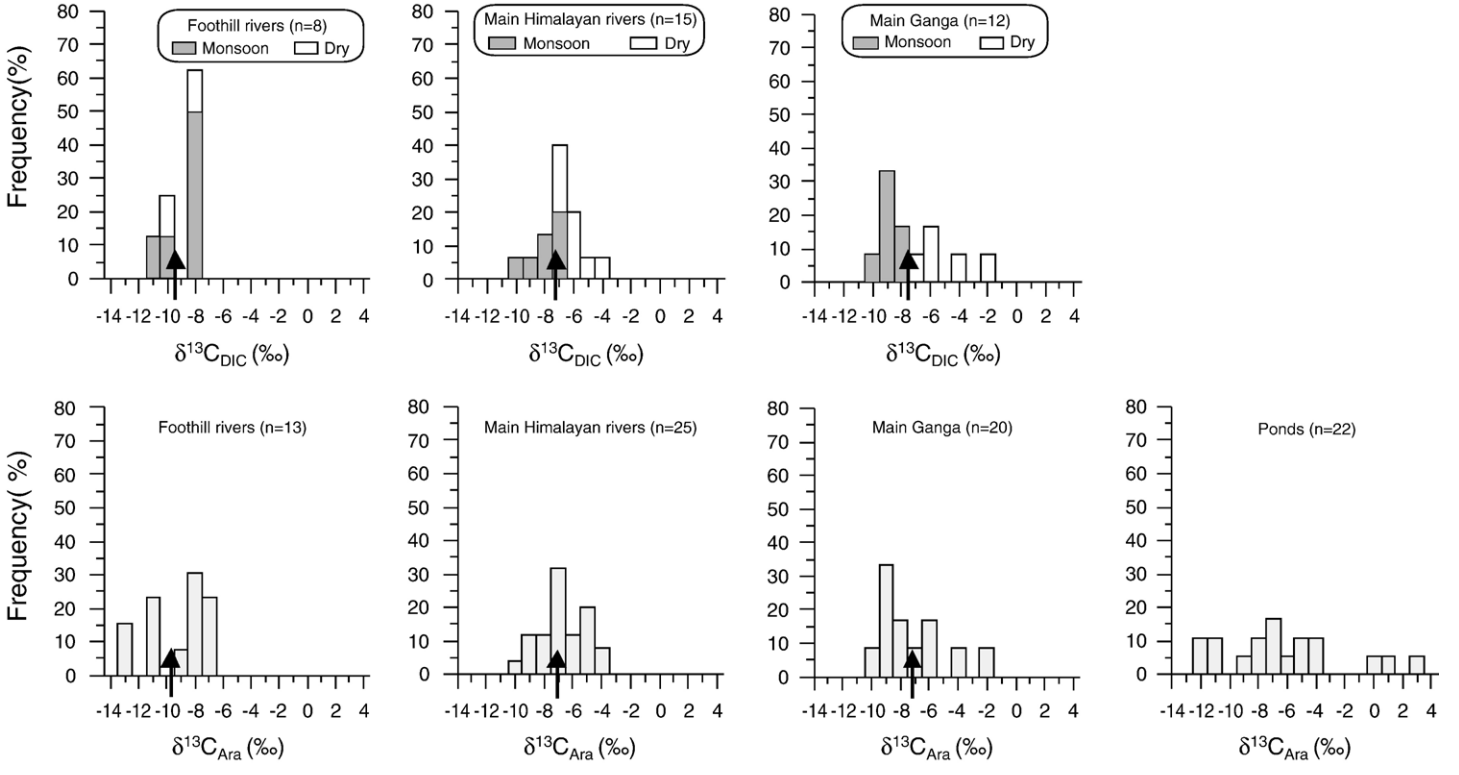


Fig. 7. Histograms showing the $\delta^{13}C_{DIC}$ values of the river waters for foothills rivers, Main Himalayan rivers and the Main Ganga River (above) and $\delta^{13}C_{Ara}$ values of the mollusc shells sampled from these respective water environments (below). Arrows indicate the average $\delta^{13}C_{DIC}$ and $\delta^{13}C_{Ara}$ values.

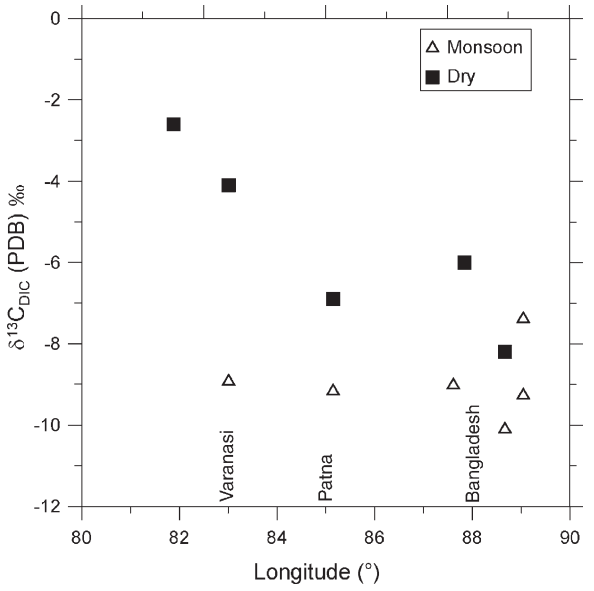


Fig. 8. $\delta^{13}C_{DIC}$ vs. longitude for the Main Ganga stream in the Ganga plain.

water relative to the V-SMOW are compared to aragonite composition relative to the PDB.

5.2.1. Bulk oxygen isotopic composition of shells

$\delta^{18}O$ values of bulk shells vary between −15‰ and −5‰ for running water environment. The lowest value of −15.2‰ is associated with low $\delta^{18}O$ waters from the North Himalaya. Samples from ponds display higher values between −8‰ and +3‰ that are related to ^{18}O enrichment by evaporation in closed system environment.

In discussing this data set we define three groups based on the characteristic of the river water isotopic composition. Foothills samples belong to local watershed in the Lesser Himalaya and Siwaliks where waters are characterized by marked seasonality. The Main Himalayan rivers are made up of the samples from the Karnali–Ghaghara, Narayani–Gandak and Kosi from the foothills to their confluence with the Ganga. Their $\delta^{18}O_W$ values are relatively similar and stable throughout the seasons. The third group consists of the main Ganga samples for which waters have higher and more variable $\delta^{18}O_W$ than the Main Himalayan rivers (Fig. 3b). Data of $\delta^{18}O_{Ara}$ for these three groups are represented in the form of histograms in Fig. 4.

Foothills gastropods show a clear unimodal distribution between −10‰ and −6‰ and centered on −8‰. The Main Himalayan rivers' gastropods have δ^{18}OAra values uniformly distributed between −12‰ and −5‰. In contrast to the foothills samples, this range is greater than and encompasses their host waters ($\delta^{18}O_W$ = −10‰ to −6‰). Fourteen samples representing three species *B. bengalensis, Digoniostoma textum* and *Indoplanorbis* sp. have been taken at the same location on the Ghaghara bank. All of them show higher variability than the whole dataset of the Main Himalayan rivers. No significant difference occurs among the species *B. bengalensis, D. textum* and *Indoplanorbis* sp. For the Main Ganga stream, most samples cluster between −8‰ and −5‰ and only few samples have lower values around −9‰. Ten *B. bengalensis* specimens sampled on the Ganga at Barauni (BR 316) are quite homogeneous between −8.1‰ and −6‰. Altogether, the average $\delta^{18}O_{Ara}$ for the Ganga is −6.4‰ (σ = 1.0), which is significantly higher than that of the Main Himalayan rivers at −8.8‰ (σ = 2.3) or foothills rivers at −7.6‰ (σ = 1.1). The Gomti river which is draining only the plain, shows values very similar to those of the main Ganga stream with an average value of −7.0‰ (σ = 1.0). In the plain, samples from ponds display highly variable $\delta^{18}O_{Ara}$ values from −8‰ up to +3‰. Low values are in the range of river values whereas high values show the clear effect of ^{18}O enrichment due to the evaporation of closed water bodies. In the range, samples from the Phewa Lake (Pokhara) which is not significantly evaporated have homogeneous compositions with an average $\delta^{18}O_{Ara}$ at −8.6‰ (σ = 0.8). The few samples collected in the North Himalayan rivers show the lowest $\delta^{18}O_{Ara}$ between −15‰ and −8‰ consistent with the lower composition of the host waters.

5.2.2. Carbon isotopic composition of shells

Except one sample from the North Himalaya, all $\delta^{13}C_{Ara}$ of shell samples collected from rivers are between −13‰ and −4‰. The average $\delta^{13}C_{Ara}$ is −7.6‰ with a standard deviation of 2.0, which shows that the overall variability is low. The highest values are observed in the western Ganga and the rivers with dominant plain input (Gomti and Rapti). On the contrary, the lowest values are observed in the foothills rivers. This group is the only one that significantly differs from the others with an average composition of −9.7‰ (σ = 2.1). All other groups have average $\delta^{13}C_{Ara}$ between −7.7‰ and −6.6‰. For all groups analysed, we observe no relationship between the $\delta^{18}O_{Ara}$ and $\delta^{13}C_{Ara}$.

5.2.3. Intra-shell compositions

We analysed four samples to document intra-shell isotopic variations due to the seasonal effect during growth. Such variations have been reported for fossil samples of the Ganga plain (Sharma et al., 2004) and of the Siwaliks (Dettman et al., 2001). Data are listed in

Table 3
Oxygen and carbon isotopic data for the modern mollusc shells from the North Himalaya, Phewa Lake, foothills rivers, rivers in the Ganga plain and ponds with sampling elevation

Sample #	River/location	Elevation (m)	Shell $\delta^{13}C$ (PDB) ‰	Shell $\delta^{18}0$ (PDB) ‰	Genus/species
North Himalaya					
Jomg 3	Kali G./Jomsom	2750	−1.2	−14.5	*Lymnaea* sp
Jomg 4	Kali G./Jomsom	2750	−2.9	−11.9	*Lymnaea* sp.
Jomg 7	Kali G./Jomsom	2731	−7.1	−10.8	*Lymnaeinae* sp.
Jomg 5	Kali G./Jomsom	2730	−8.3	−9.4	*Lymnaeinae* sp.
Jomg 6	Kali G./Jomsom	2560	−6.9	−7.3	*Lymnaea* sp
Phewa Lake					
Phewa-1	Pokhara	798	−11.2	−9.1	*Melanoides* cf. *tuberculata*
Phewa-2	Pokhara	798	−10.9	−9.8	*Bellamya bengalensis*
Phewa-3	Pokhara	798	−6.5	−8.3	*Lamellidens* sp.
Phl1a	Pokhara	798	−6.8	−7.3	*Bellamya bengalensis*
Phl1b	Pokhara	798	−6.5	−9.1	*Indoplanorbis* sp.
Apg 1a	Pokhara	798	−5.7	−7.9	*Bellamya bengalensis*
Apg 1b	Pokhara	798	−6.6	−8.4	*Melanoides* cf. *tuberculata*
Average			**−7.7**	**−8.6**	
Standard deviation			**2.3**	**0.8**	
Foothill rivers					
Btw-2	Tinau/Charchare	559	−9.6	−8.8	*Bithynia* sp.
Btw-2 Melano	Tinau/Charchare	559	−11.4	−9.7	*Melanoides* cf. *tuberculata*
Btw-2 cor	Tinau/Charchare	559	−11.2	−8.7	*Corbicula* sp.
0027 a	Babai/Tulsipur	555	−7.3	−7.4	*Bellamya bengalensis*
0027 b	Babai/Tulsipur	555	−7.4	−7.1	*Corbicula* sp.
0027 c	Babai/Tulsipur	555	−8.7	−7.6	*Indoplanorbis* sp.
0027 d	Babai/Tulsipur	555	−8.7	−6.2	*Gyraulus* sp.
0027 e	Babai/Tulsipur	555	−7.7	−7.6	*Melanoides* cf. *tuberculata*
BakaiKR-2	Simat/Chatiwan	270	−11.2	−7.7	*Melanoides* cf. *tuberculata*
BakaiKR-3	Bakiya/Chatiwan	265	−13.2	−5.9	*Lymea acumita*
Ga 126	Diyalobanglo Khola/Diyalobanglo	165	−13.4	−6.5	*Melanoides* cf. *tuberculata*
Chit-1	Rapti/Meghauli	145	−8.2	−7.3	*Brotia* sp.
Chit-3	Rapti/Meghauli	145	−8.7	−8.9	*Indoplanorbis* sp.
Average			**−9.7**	**−7.6**	
Standard deviation			**2.1**	**1.1**	
Main Himalayan rivers					
Ga 1j	Narayani/Narayangad	178	−8.2	−6.2	*Brotia* sp.
Ga 1	Narayani/Narayangad	178	−6.9	−8.3	*Brotia* sp.
Ga g	Narayani/Narayangad	140	−9.5	−6.6	*Gastopoda* sp.
Koshi-1	Kosi Dam/Nepal	84	−4.7	−6.8	*Indoplanorbis exustus*
Koshi-2	Kosi Dam/Nepal	84	−9.1	−11.5	*Melanoides* cf. *tuberculata*
Koshi-3	Kosi Dam/Nepal	84	−10.9	−11.4	*Bellamya bengalensis*
BR 373a	Ghaghara/Dohrighat	74	−7.3	−4.3	*Bellamya bengalensis*
BR 373b	Ghaghara/Dohrighat	74	−7.4	−11.4	*Bellamya bengalensis*
BR 373-0	Ghaghara/Dohrighat	74	−4.4	−7.9	*Digoniostoma textum*
BR 373-0′	Ghaghara/Dohrighat	74	−6.1	−9.7	*Digoniostoma textum*
BR 373-1	Ghaghara/Dohrighat	74	−5.4	−6.6	*Digoniostoma textum*
BR 373-2	Ghaghara/Dohrighat	74	−8.6	−11.4	*Digoniostoma textum*
BR 373-3	Ghaghara/Dohrighat	74	−7.2	−9.2	*Digoniostoma textum*
BR 373-4	Ghaghara/Dohrighat	74	−6.2	−11.4	*Digoniostoma textum*
BR 373-5	Ghaghara/Dohrighat	74	−7.4	−10.7	*Digoniostoma textum*
BR 373-6	Ghaghara/Dohrighat	74	−5.2	−8.9	*Indoplanorbis* sp.
BR 373-7	Ghaghara/Dohrighat	74	−7.0	−11.0	*Indoplanorbis* sp.
BR 373-8	Ghaghara/Dohrighat	74	−5.0	−9.6	*Indoplanorbis* sp.
BR 373-9	Ghaghara/Dohrighat	74	−5.9	−10.6	*Indoplanorbis* sp.
BR 373-10	Ghaghara/Dohrighat	74	−5.5	−7.5	*Indoplanorbis* sp.
BR 337a	Gandak/Barauli	67	−7.3	−4.2	*Bellamya bengalensis*
BR 337a apex	Gandak/Barauli	67	−9.7	−4.8	*Bellamya bengalensis*

(continued on next page)

Table 3 (*continued*)

Sample #	River/location	Elevation (m)	Shell $\delta^{13}C$ (PDB) ‰	Shell $\delta^{18}0$ (PDB) ‰	Genus/species
BR 337b	Gandak/Barauli	67	−7.7	−10.0	*Bellamya bengalensis*
Main Himalayan rivers					
BR 337c	Gandak/Barauli	67	−7.3	−9.9	*Bellamya bengalensis*
BR 333a	Kosi/Dumarighat	35	−8.4	−9.1	*Bellamya* sp.
Average			**−7.1**	**−8.8**	
Standard deviation			**1.7**	**2.3**	
Plain river					
BR 367a	Rapti/Gorakpur	81	−7.2	−6.8	*Bellamya* sp.
BR 134b	Gomti	74	−7.8	−8.0	*Corbicula* sp.
BR 134c	Gomti	74	−5.4	−5.1	*Bellamya* sp.
BR 134d	Gomti	74	−6.3	−8.0	*Corbicula* sp.
BR 134e	Gomti	74	−7.6	−7.1	*Bellamya bengalensis*
BR 134f	Gomti	74	−4.1	−6.1	*Melanoides* cf. *tuberculata*
BR 134g	Gomti	74	−7.1	−7.1	*Bellamya* sp.
BR 376a	Gomti	68	−7.2	−7.6	*Bellamya* sp.
Average			**−6.6**	**−7**	
Standard deviation			**1.3**	**1.0**	
Main Ganga River					
BR 385a	Ganga/Varanasi	75	−6.0	−5.9	*Bellamya bengalensis*.
BR 143g	Ganga/Varanasi	75	−6.8	−5.1	*Bellamya bengalensis*
BR 143b	Ganga/Varanasi	75	−5.1	−5.6	*Corbicula* sp.
BR 143c	Ganga/Varanasi	75	−5.3	−5.0	*Bellamya bengalensis*
BR 143d	Ganga/Varanasi	75	−6.4	−5.3	*Corbicula* sp.
BR 305a	Ganga/Patna	45	−10.1	−8.6	*Brotia* sp.
BR 316a	Ganga/Barauni	38	−5.5	−7.0	*Bellamya bengalensis*
BR 316b	Ganga/Barauni	38	−6.6	−7.1	*Bellamya bengalensis*
BR 316-1	Ganga/Barauni	38	−7.9	−7.2	*Bellamya bengalensis*
BR 316-2	Ganga/Barauni	38	−7.3	−7.2	*Bellamya bengalensis*
BR 316-3	Ganga/Barauni	38	−6.9	−6.0	*Bellamya bengalensis*
BR 316-4	Ganga/Barauni	38	−7.2	−7.0	*Bellamya bengalensis*
BR 316-5	Ganga/Barauni	38	−7.3	−7.1	*Bellamya bengalensis*
BR 316-6	Ganga/Barauni	38	−7.0	−6.1	*Bellamya bengalensis*
BR 316-7	Ganga/Barauni	38	−5.9	−7.0	*Bellamya bengalensis*
BR 316-8	Ganga/Barauni	38	−5.9	−7.1	*Bellamya bengalensis*
BR 316-9	Ganga/Barauni	38	−7.2	−6.4	*Bellamya crassa*
BR 316-10	Ganga/Barauni	38	−8.1	−7.8	*Bellamya bengalensis*
BGP 4e Bro	Ganga/Harding	20	−10.3	−5.2	*Brotia* sp.
BGP 4e	Ganga/Harding.	20	−9.6	−4.5	*Bellamya bengalensis*
Average			**−7.1**	**−6.4**	
Standard deviation			**1.5**	**1.0**	
Himalayan ponds					
Bug-1	Kathmandu Valley	1441	−11.6	−6.7	*Lymnaea* sp.
Bug-2	Kathmandu Valley	1441	−12.5	−7.4	*Bithynia* sp.
Bug 2op	Kathmandu Valley	1441	−11.5	−6.8	*Opercula* of *Bithynia* sp.
MKR-1a	Kathmandu Valley	1230	−0.8	2.4	*Lymnaea* sp.
MKR-1b	Kathmandu Valley	1230	2.5	−6.8	*Indoplanorbis* sp.
MKR-1c	Kathmandu Valley	1230	0.6	−3.4	*Physa* sp.
Tau-1	Kathmandu Valley	1290	−8.0	−7.6	*Lymnaea* sp.
0027 f	Dun Valley/Nepal	555	−8.3	−3.6	*Gastopoda* sp.
0027 g	Dun Valley/Nepal	555	−7.1	3.6	*Bithynia* sp.
0027 h	Dun Valley/Nepal	555	−9.3	2.8	*Lymnaea* sp.
Chit-2	Dun Valley/Nepal	145	−7.6	−3.8	*Bellamya bengalensis*
Ganga plain ponds					
BakaiKR-1	Terai/Nepal	190	−5.8	−2.3	*Bellamya bengalensis*
MaghaK	Terai/Nepal	190	−12.6	−7.3	*Bellamya bengalensis*
BR 369a	Rapti/Unwal	81	−4.7	−7.7	*Bellamya* sp.
BR 369b	Rapti/Unwal	81	−4.4	−2.2	*Bellamya* sp.
BR 339a	Gandak/Barauli	67	−7.3	−6.3	*Bellamya bengalensis*
BR 339b	Gandak/Barauli	67	−5.6	−2.5	*Brotia* sp.

Table 4
Intra-shell $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ data for modern fresh-water mollusc shells from the foothills rivers, Main Himalayan rivers and Main Ganga River

Shell sample #	Intra-shell sample #	Distance from apex (mm)	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰
Chit-1	strie-1	141	−7.8	−7.5
	strie-2	129	−8.2	−8.0
	strie-3	118	−8.3	−7.8
	strie-4	106	−8.1	−7.6
	strie-5	95	−8.2	−6.9
	strie-6	84	−8.2	−7.0
	strie-7	73	−8.2	−7.0
	strie-8	61	−8.2	−6.9
	strie-9	51	−8.3	−7.1
	strie-10	38	−8.2	−7.1
	strie-11	28	−8.1	−7.2
Btw-2 cor	a	9.5	−11.0	−7.0
	b	8.5	−11.2	−7.8
	c	7.5	−11.8	−9.3
	d	5.5	−11.4	−9.8
	f	4	−10.9	−9.0
	e	2	−10.8	−9.3
BR 316-10	BR 316a	157	−7.7	−6.6
	BR 316b	152	−7.8	−6.5
	BR 316c	147	−8.1	−6.5
	BR 316 10d	141	−8.1	−6.3
	BR 316 10d'	138	−8.5	−6.5
	BR 316 10e	135	−8.0	−6.7
	BR 316 10f	130	−8.0	−6.6
	BR 316 10g	127	−8.2	−6.5
	BR 316 10h	123	−8.1	−6.6
	BR 316 10i	120	−8.1	−6.5
	BR 316 10j	118	−8.3	−6.9
	BR 316 10k	116	−8.1	−7.4
	BR 316 10l	112	−8.1	−7.6
	BR 316 10m	107	−8.2	−7.6
	BR 316 10n	102	−8.3	−8.1
	BR 316 10o	97	−8.4	−7.8
	BR 316 10p	94	−8.5	−8.0
	BR 316 10q	87	−8.4	−8.2
	BR 316 10r	81	−8.6	−7.7
	BR 316 10s	76	−8.7	−8.1
	BR 316 10t	70	−8.4	−8.2
	BR 316 10u	66	−8.1	−8.1
	BR 316 10v	61	−7.3	−9.2
	BR 316 10w	50	−7.0	−9.6
	BR 316 10x	46	−7.7	−8.4
	BR 316 10y	41	−8.1	−8.5
	BR 316 10z	38	−7.9	−9.2
	BR 316 10aa	31	−8.0	−9.3
	BR 316 10ab	25	−8.2	−9.3
	BR 316 10ac	15	−7.9	−9.4
	BR 316 10ad	8	−8.0	−9.5
BR 337-3	BR 337 3c	154	−12.3	−9.3
	BR 337 3d	152	−12.3	−8.5
	BR 337 3e	148	−12.5	−9.3
	BR 337 3f	144	−12.4	−9.1
	BR 337 3g	140	−12.5	−8.4
	BR 337 3h	136	−12.4	−8.2
	BR 337 3i	132	−12.4	−9.2
	BR 337 3k	128	−12.3	−9.5
	BR 337 3l	124	−12.9	−10.3
	BR 337 3m	120	−12.6	−9.7
	BR 337 3n	116	−12.1	−8.6
	BR 337 3o	112	−12.4	−9.4
	BR 337 3p	108	−12.6	−9.5
	BR 337 3q	104	−12.6	−9.6
	BR 337 3r	100	−12.6	−9.2
	BR 337 3s	96	−12.2	−10.7
	BR 337 3t	92	−12.7	−10.1
	BR 337 3v	84	−11.3	−10.6
	BR 337 3w	80	−12.0	−9.9
	BR 337 3x	76	−12.0	−9.8
	BR 337 3y	72	−12.1	−10.5
	BR 337 3A	65	−11.7	−11.1
	BR 337 3B	62	−11.0	−10.7
	BR 337 3C	58	−11.0	−9.4
	BR 337 3D	54	−11.0	−9.0
	BR 337 3F	33	−11.2	−10.1
	BR 337 3ag	26	−10.2	−10.2
	BR 337 3ah	14	−10.6	−8.8

Table 4 and presented in Figs. 9 and 10a and b. Both molluscs from the plain (BR 316-10 from the Ganga and BR 337-3 from the Gandak) and bivalve (Btw-2 cor) from the Tinau khola foothills river show marked variations with increasing $\delta^{18}O_{Ara}$ during shell growth.

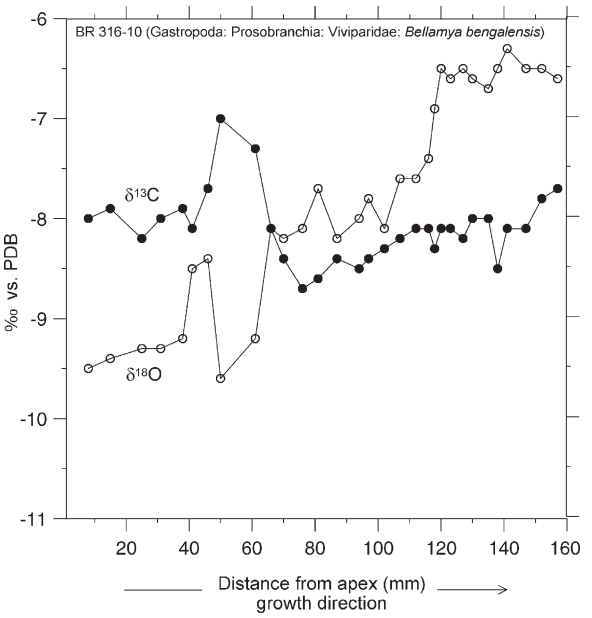


Fig. 9. Ontogenic evolution of the C and O stable isotopes for the shell of *B. bengalensis* (BR 316-10) sampled from the eastern Main Ganga River.

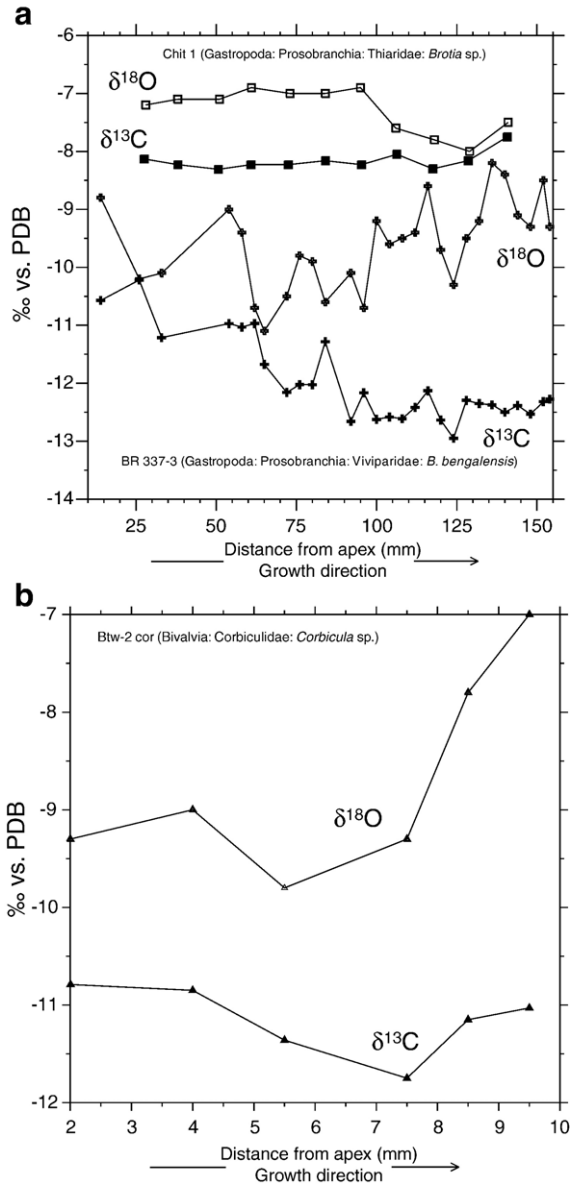


Fig. 10. a: Ontogenic evolution of the C and O stable isotopes for the shell of *B. bengalensis* (BR 337-3) sampled from the Ghaghara (Narayani) and for the shell of *Brotia* sp. (Chit-1) from the Rapti River. b: Ontogenic evolution of the C and O stable isotopes for the shell of *Corbicula* sp. (Btw-2 cor) sampled from the Tinau Khola.

For these samples the amplitude of the increase is about 3‰. The fact that $\delta^{18}O_{Ara}$ simply increases and does not return to more negative values suggests that these specimens lived for only one season. Another sample from a foothills river (Chit-1) shows only limited variation of about 1‰. $\delta^{13}C_{Ara}$ values are rather stable and independent of $\delta^{18}O_{Ara}$ with values around −8‰ for both BR 316-10 and Chit-1, and −11‰ for Btw-2 cor.

6. Discussion

6.1. Oxygen isotope fractionation between biogenic carbonate and water

Stable oxygen isotopic composition of biogenic carbonate is controlled by both the temperature and isotopic composition of environmental water during shell accretion (e.g. Epstein et al., 1953). The measured $\delta^{18}O$ values of mollusc shells and water and ambient temperature of water are examined to oxygen isotope equilibrium fractionation between carbonate and water. We used the fractionation–temperature relationship of Dettman et al. (1999) that is based on the calibration from Grossman and Ku (1986):

$$1000\ln\alpha = (2.559*10^6/T^2) + 0.715$$

where T is the temperature of water in K and α is the fractionation coefficient between water (w) and aragonite (Ara).

The analysis of the $\delta^{18}O_W - \delta^{18}O_{Ara}$ relationship ideally requires a detailed record of $\delta^{18}O_W$ and temperature variations, which is not available for most settings studied here. We calculated $\delta^{18}O_{Ara}$ from $\delta^{18}O_W$ for the different main settings that we sampled (Bangladesh Ganga, Central Ganga plain, Main Himalayan rivers, foothills rivers). For this purpose, we used all the $\delta^{18}O_W$ data available (Table 2 and Ramesh and Sarin, 1992). For the data of Ramesh and Sarin (1992), no temperatures were available and we used estimates based on standard seasonal temperatures. Fig. 11 shows that the Ganga is expected to generate aragonite with marked seasonal change in $\delta^{18}O$ at least in the Central Ganga plain area where there is a potential variation of ≈4‰ between the winter and the monsoon seasons. The Main Himalayan rivers show lower amplitude than the Ganga as expected from the relative insensitivity of their $\delta^{18}O_w$. From this limited data set, no significant difference is expected among these rivers. The Gandak and Kosi appear very similar and the Ghaghara is systematically higher than its two eastern analogs. Foothills rivers are expected to show the highest seasonal contrast in $\delta^{18}O$ with 6‰ to 7‰ between April and the monsoon.

6.1.1. Intra-shell data

B. bengalensis sample BR 316-10 from the Eastern Ganga shows a clear evolution from the apex around −10‰ to −7‰ towards the aperture (Fig. 9). Comparing these values with the model $\delta^{18}O_{Ara}$ for Ganga (Fig. 11), it appears that the lowest $\delta^{18}O_{Ara}$ of the apex is

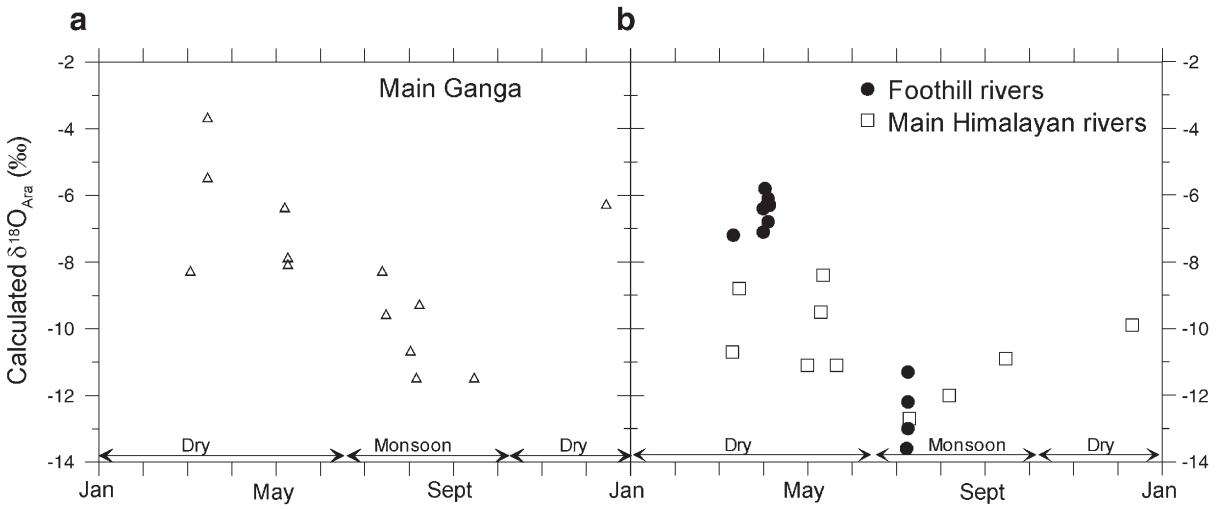


Fig. 11. Calculated $\delta^{18}O_{Ara}$ derived from the river water compositions and temperature condition for different river water environments and seasons. The calculation assumes the isotopic equilibrium with water and aragonite–water fractionation of Dettman et al. (1999).

close to the expected value in the monsoon period. It would imply that the increase in the $\delta^{18}O_{Ara}$ up to −7‰ corresponds to the subsequent autumn season. The measured amplitude is however lower than the calculated one and winter composition as high as −4‰ is not observed in this sample. It is to be noted that because of the shell shape, the apex that records the monsoon low $\delta^{18}O_{Ara}$ value represents only a minor proportion of the total shell. As a consequence, the bulk composition is controlled by the autumn aragonite and is around −7.5‰.

The articulated bivalve *Corbicula* sp (Btw-2 cor) sampled from the shore sediments of the foothills river (Tinau Khola) shows lower $\delta^{18}O_{Ara}$ value (Fig. 10b), which is slightly higher than the minimum $\delta^{18}O_{Ara}$ values calculated for the monsoon in foothills rivers. The overall variability in $\delta^{18}O_{Ara}$ shown by the mollusc is 2.8‰, which is lower than the 5–6‰ range calculated for foothills rivers. This may reflect a lifespan shorter than the whole year as suggested by the lack of reverse trend of the growth record. Integrating effect of growth may also tend to blur the effective ambient water variability. For the gastropod *Brotia* sp. (Fig. 10a) sampled from the foothills Rapti river (Chit-1), the recorded $\delta^{18}O_{Ara}$ values around −8‰ are incompatible with the monsoon period in foothills rivers and slightly lower than the range calculated for the winter period. They could reflect growth during the warm period prior to the monsoon.

6.1.2. Bulk shells data

Bulk shell data do not allow a detailed analysis of water to carbonate relationship because rivers are seasonally variable and bulk analyses integrate a specific intra-shell variability. Therefore we will analyse each setting separately according to its own characteristics.

In environments where $\delta^{18}O_W$ is relatively stable such as the Phewa Lake (Pokhara) and the Gomti River in the floodplain, $\delta^{18}O_{Ara}$ of shells show limited variability around −8.6‰ ± 1‰ and −7.0‰ ± 1‰, respectively. Based on the aragonite–water fractionation of Dettman et al. (1999) and on the average $\delta^{18}O_W$ value, we calculate an apparent temperature of precipitation between 20 and 30 °C which corresponds to major part of the seasonal range of temperatures in these two sites (Fig. 12).

In other environments, $\delta^{18}O$ values of rivers are more variable and the comparison of water and shell $\delta^{18}O$ values highlights some characteristics of the different groups (Fig. 4). For a given zone, we compare the set of shell data to the $\delta^{18}O_W$ values and average temperature of waters at different seasons. Winter temperatures are around 15–20 °C in rivers of foothills and floodplain. For these temperatures, aragonite–water fractionation coefficient is between 1.031 and 1.032 implying that $\delta^{18}O^{PDB}{}_{Ara}$ is equal to $\delta^{18}O^{SMOW}{}_{W}$ or 1‰ lower. Pre-monsoon and monsoon temperatures are very high around 25–32 °C (aragonite–water fractionation coefficient between 1.028 and 1.030), which leads to $\delta^{18}O^{PDB}{}_{Ara}$ being 1‰ to 2‰ lower than $\delta^{18}O^{SMOW}{}_{water}$.

For samples from the foothills rivers, $\delta^{18}O_{Ara}$ are relatively homogeneous around −7‰ which is compatible with the winter and pre-monsoon waters and conditions. Monsoon waters in these watersheds have

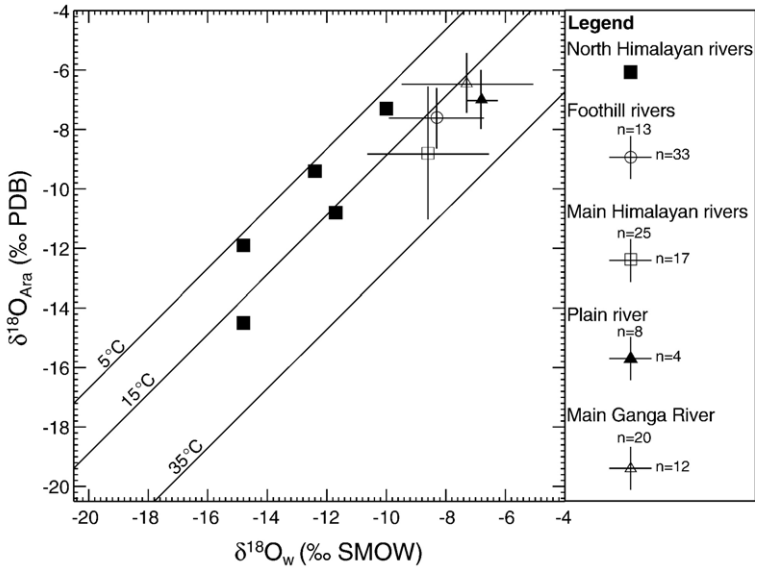


Fig. 12. Plot of the $\delta^{18}O_{Ara}$ shell's average value vs. $\delta^{18}O_W$ water's average value for the foothills rivers, Main Himalayan rivers, plain rivers and the Main Ganga River. Theoretical ambient temperature lines are drawn according to the fractionation equation of Grossman and Ku (1986) modified by Dettman et al. (1999). The average values for waters ($\delta^{18}O_W$) and shells ($\delta^{18}O_{Ara}$) are calculated using the data of Tables 2 and 3, respectively, for each setting.

significantly depleted compositions which should lead to shells with compositions around −11‰ to −13‰ (Fig. 11). Monsoon compositions are therefore not recorded or represent only a minor proportion of these shells. This could be similar to what is observed for intra-shell variability in sample BR 316-10 where only a small fraction of the shell records monsoon composition.

The group of Main Himalayan rivers shows $\delta^{18}O_W$ values between −10‰ and −6‰. Using a temperature of 20 °C during winter, and 30 °C during the warm season and monsoon, $\delta^{18}O_{Ara}$ values of the shells should be between −10‰ to −8‰ during winter and −13‰ to −10‰ during the monsoon (Fig. 11). Nineteen samples out of twenty-five are compatible with these ranges of values. More significantly, fifty percent of bulk gastropod data have $\delta^{18}O$ values lower than −10‰, implying that for these samples, most of the aragonite shell was generated during the monsoon period. Six samples have $\delta^{18}O$ higher than −8‰, which are incompatible with any measured range of waters composition and temperatures. While we have no satisfying explanation for these samples, the most plausible one is that they correspond to shells which grew in shallow pools near a riverside which were subject to isotopic enrichment by evaporation. Such shells could then have been transported back in the main river during the high flow of the monsoon.

Ganga samples have bulk $\delta^{18}O_{Ara}$ that cluster around −6‰ which suggests that most of the aragonite has been formed with high $\delta^{18}O$ waters of the Ganga during winter or pre-monsoon period. Most monsoon Ganga waters have low $\delta^{18}O$ due to ^{18}O depleted monsoon precipitation and Himalayan rivers input. Combined with high temperature in the Gangetic plain these conditions should generate aragonite lower than −9‰ which is not observed.

6.1.3. Average compositions

One can also compare average compositions of the different geographical groups for both water and shell samples in a $\delta^{18}O_W$ vs. $\delta^{18}O_{Ara}$ diagram (Fig. 12). In such a diagram data should align on equilibrium lines depending on the temperature. While variability is rather large for most groups, we observe that different groups tend to align along the 20 °C equilibrium line which supports a general compatibility with non-monsoon conditions. In the same diagram, data for the North Himalayan samples show that they reflect significantly lower temperatures. This comparison underlines the differences existing between shells grown in the Main Himalayan rivers on one side and Ganga mainstream,

foothills and plain rivers on the other side. The Main Himalayan rivers are continuously supplied by ^{18}O depleted High Himalayan watershed resulting in shells with 1–1.5‰ lower average $\delta^{18}O$ values than shells from foothills and plain.

6.2. Carbon isotope fractionation between biogenic carbonate and water

Gastropods principally uptake carbonate from dissolved inorganic carbon of water to build their shell. Carbon isotopic fractionation between aragonite and HCO_3^- is 2.6±0.6 between 10 and 40 °C (Rubinson and Clayton, 1969; Romanek et al., 1992). Therefore, the $\delta^{13}C$ of aragonite should be at least 2‰ higher than that of DIC in ambient river water. An examination of our data set shows that this is not the case for most of our samples (Fig. 7). Overall they have $\delta^{13}C_{Ara}$ equal to or 1‰ to 2‰ lower than that of DIC at sampling site. This is also confirmed by noting that average $\delta^{13}C$ values of the different groups (Fig. 13) are 2‰ to 3‰ lower than that expected from DIC values of corresponding river waters.

The discrepancy between measured and calculated $\delta^{13}C_{Ara}$ could be due to non-representative sampling of DIC. But at least in cases of the Ganga and the Narayani–Gandak, seasonnal cover was sufficient to rule out a possible bias of sampling. A second source of bias is related to the speciation of carbon in water. All samples have pH around 8±0.55 implying that most of DIC is present as HCO_3^-. However, these rivers have total DIC, which is 10% to 15% in excess of the measured alkalinity (Galy and France-Lanord, 1999). This means that a significant proportion of DIC is present as excess CO_2 with $\delta^{13}C \approx 8‰$ lower than that of HCO_3^-. The effective HCO_3^- is therefore expected to be about 0.5‰ to 1‰ higher than the measured DIC, leading to higher $\delta^{13}C$ values in precipitating aragonite and therefore larger discrepancy with measured $\delta^{13}C_{Ara}$.

The difference between the calculated and observed $\delta^{13}C_{Ara}$ values is known from earlier studies and is commonly explained by the incorporation of metabolic CO_2 from respiratory sources (e.g. Michener and Shell, 1994; Dettman et al., 1999; Aucour et al., 2003). Such C can be provided by digestion of particulate organic carbon (POC) of land origin or phytoplankton of the river. POC in the Ganga rivers has low $\delta^{13}C$ value around −22‰ (Aucour et al., in press) and therefore represents a source of low $\delta^{13}C$ CO_2. Phytoplankton $\delta^{13}C$ is still not documented but is likely to be around −30‰ assuming a DIC–phytoplankton fractionation around 22‰. The proportion of inorganic to organic carbon incorporated in the shell is a matter of debate and several estimations have been developed (McConnaughey, 1989a,b; Aucour et al., 2003). Following Aucour et al. (2003) about 30% to 70% of total carbon should be of metabolic origin in order to explain our

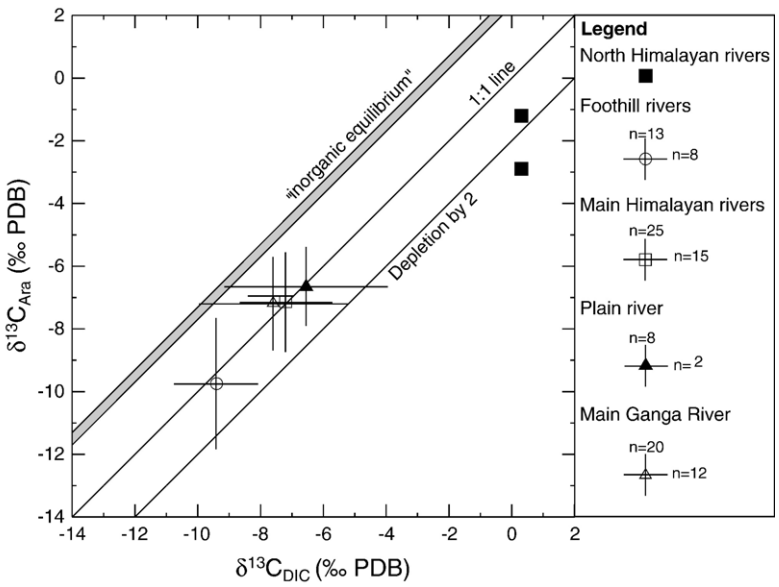


Fig. 13. Plot of the $\delta^{13}C_{Ara}$ shell's average value vs. $\delta^{13}C_{DIC}$ water's average value for the foothills rivers, Main Himalayan rivers, plain rivers and the Main Ganga River. The average values for waters ($\delta^{13}C_{DIC}$) and shells ($\delta^{18}O_{Ara}$) are calculated using the data of Tables 2 and 3, respectively, for each setting.

observed shell compositions assuming that POC is the only organic source with $\delta^{13}C$ of −22‰. Uncertainties are large mostly because each type of site displays a relatively large range of $\delta^{13}C_{DIC}$ and $\delta^{13}C_{Ara}$. These proportions are of course lower if phytoplankton is ingested instead of POC.

The $\delta^{13}C_{DIC}$ of rivers tends to be lower during the monsoon period with a typical contrast of 2‰ to 3‰ between the monsoon and dry season for both the Ganga and Main Himalayan rivers (Fig. 7). This should generate a seasonal trend in the $\delta^{13}C_{Ara}$ of shell that is not observed. The Ganga sample BR 316-10 (Fig. 9) for which intra-shell variation of $\delta^{18}O$ is consistent with a monsoon to dry season evolution does not show a parallel trend for carbon isotopes. $\delta^{13}C_{Ara}$ of this sample is rather stable around −8‰±0.5‰. Similarly the Gandak sample BR 337-3 does not show any significant change in $\delta^{13}C_{Ara}$ that could reflect the seasonal evolution of $\delta^{13}C_{DIC}$ of this river (−5‰ to −8‰). This suggests a complex interplay of changes in the source of organic carbon and its incorporation in the shell over the year. One hypothesis is that the seasonal DIC contrast is counterbalanced by a change of the organic carbon sources. During the monsoon, suspended particles concentrations are very high (1 to 5 g/l unpublished data) and POC around −22‰ dominates the organic pool. On the contrary, during the dry season, suspended particle concentration decline to 0.1–0.2 g/l. This increases the proportion of phytoplankton relative to POC in the organic carbon pool and could balance the increase in $\delta^{13}C_{DIC}$. Such hypothesis would allow to maintain a relatively constant proportion of organic carbon during the year around 30% to 50% of the total carbon.

7. Conclusion and implications for fossil record

The main objective of this study was to determine how oxygen and carbon isotope compositions of mollusc shell can document environmental conditions in the Gangetic plain. For the first time, isotopic characteristics of river water in the Gangetic floodplain have been analysed for their seasonal variability and their relation to the watershed size. This basis allows to determine how shells of fresh-water molluscs can record the isotopic compositions of river waters and how far we can relate it to climatic conditions.

Two distinct environments for the fresh-water molluscs in the Ganga plain are observed. One is related to flowing river and the other is stagnant water mass in isolated ponds. In rivers, average $\delta^{18}O_{Ara}$ values of shells are found compatible with isotopic equilibrium with the waters at a temperature range of 20 to 25 °C. In contrast, $\delta^{18}O$ values of shells from stagnant water bodies are highly variable and can reach values as high as +3‰ due to the effect of evaporation. This effect has been observed in modern and quaternary lake and ponds of the Gangetic plain (Sharma et al., 2004) as well as in the Mio–Pliocene Siwaliks (Dettman et al., 2001). Overall, river molluscs have bulk $\delta^{18}O_{Ara}$ in the range −10‰ to −6‰. While one individual specimen may reflect a particular history that appears in disequilibrium with the local river water, the analysis of small population ($n>10$) shows that average values do reflect the characteristics of the river system. Molluscs from the Main Himalayan rivers consistently differ from the other environments surveyed (Ganga, foothills and plain rivers) in that they have lower $\delta^{18}O_{Ara}$ derived from the lower $\delta^{18}O_W$ of these rivers. In the floodplain, the type of watershed therefore plays a significant role in the resulting shell isotopic signal. The difference between the two groups is about 2‰. From the mollusc record of Surai khola Siwaliks, Dettman et al. (2001) derived an increase of river water $\delta^{18}O$ during the Mio–Pliocene compared to Middle Miocene. Such change from −12‰/−8‰ to −8‰/−6‰ may therefore reflect a change in $\delta^{18}O$ of precipitation related to climatic evolution as well as a change in the river network.

We also investigated if seasonality information can be derived from the mollusc shells. While the seasonal contrast for $\delta^{18}O$ of precipitation in one location can reach as high as 10‰ (as we reported for Kathmandu), our record of different river systems shows that the rivers had a strong tendency to average this contrast. The Main Himalayan rivers show a small contrast of ≈3‰, whereas small rivers originating in the Himalayan foothills vary by 5‰ or more. This shows that, depending on the type of river where the mollusc grows, the information in terms of $\delta^{18}O$ amplitude can be different under identical climate conditions. A second limitation is related to the recording by the mollusc itself. None of the specimen that we analysed showed pluri-annual record that would allow deriving the whole amplitude of $\delta^{18}O$. This suggests that in the fossil record, the application of such a tracer will require the analysis of a relatively large number of samples to provide the best specimen. Extreme contrasts are recorded in isolated environments such as ponds. These cannot be used quantitatively to trace past variations of precipitation as there is no control on the extent of evaporation. The minimum $\delta^{18}O_{Ara}$ certainly documents the wet season as stated by Dettman et al. (2001) but it is difficult to know how such system is related to the river environment. We suggest therefore

that samples that do not present extreme values due to evaporation should be preferred when possible, in order to be sure to trace rivers and not closed bodies of water or ponds.

Finally, the carbon isotope composition of shells is controlled by that of DIC and, for a significant proportion, by carbon derived from the metabolic processes. The resulting $\delta^{13}C$ of shells is 2–3‰ lower than predicted by inorganic equilibrium with DIC. Shell aragonite has therefore the potential to trace processes that control the $\delta^{13}C$ of DIC in river water. The evolution of the flora from C_3 to C_4 during the Mio–Pliocene that affect the whole Gangetic basin (e.g. Quade et al., 1995) is of course a major event that can be traced. In addition this should increase the $\delta^{13}C$ of land derived organic carbon and likely that of phytoplankton. DIC is also controlled by lithologies that are weathered in the watershed and changes in the proportion of carbonate to silicate weathering ratio in the Himalaya should also be detectable. Singh et al. (2005) reported $\delta^{13}C_{DIC}$ for the Brahmaputra and Himalayan tributaries that are 3‰ to 5‰ lower than those of the Ganga or the Main Himalayan rivers draining Nepal. This simply reflects the fact that less carbonate rocks are exposed to erosion in the Eastern Himalaya. $\delta^{13}C$ of shells in the Siwaliks record have therefore the potential to trace long term variation of the occurrence of carbonate rocks in the river drainage.

Studies of fossil shells in the sedimentary record have the potential to document river water evolution. One option is to rely on bulk compositions avoiding abnormally high $\delta^{18}O$ values that are clearly related to evaporation. It requires also a statistical approach in order to determine average compositions. Because watershed characteristics control part of the isotopic composition of the shell, efforts should be made to derive river type from the complementary sedimentological and geochemical characteristics. The second approach relies on the analysis of intra-shell variations. It has clearly the potential to document the intensity of the seasonal contrast provided the river environment has been determined. In this case again, the sedimentological context is essential to derive climatological implications.

Acknowledgements

This research was funded by the ECLIPSE Centre National de la Recherche Scientifique program. The first author is grateful to the French Minister of foreign affairs (MAE) and the French Embassy in Kathmandu for providing the scholarship to complete his doctorate degree in France. Dr. Sunil K. Singh (from PRL Ahmadabad) is warmly thanked for his continuous support and expertise during the sampling in the Gangetic plain. We thank David Dettman and an anonymous reviewer for their very careful and helpful comments. **[PD]**

Appendix A. Location of the river and pond water samples in the Himalaya and Ganga plain

Sample #	Location (Lat., long)
North Himalaya	
LO 63	29° 00′ 39″
	83° 59′ 31″
LO 25	29° 01′ 08″
	83° 59′ 53″
Jomw 1	28° 49′ 14″
	83° 51′ 51″
NH 133	29° 00′ 58″
	84° 00′ 00″
LO 49	29° 00′ 58″
	84° 00′ 00″
LO 15	29° 00′ 03″
	85° 59′ 27″
LO 23	29° 00′ 26″
	83° 59′ 45″
LO 96	28° 59′ 28″
	83° 58′ 58″
NAG 21	28° 50′ 10″
	83° 47′ 04″
Jomw 3	28° 47′ 38″
	83° 44′ 33″
Jomw 4	28° 47′ 38″
	83° 44′ 33″
99kg22	28° 47′ 38″
	83° 44′ 31″
Jomgw-7	28° 46′ 26″
	83° 43′ 02″
Jomw 5	28° 46′ 38″
	83° 42′ 52″
NH 147	28° 46′ 37″
	83° 43′ 01″
LO 99	28° 46′ 22″
	83° 43′ 02″
LO 103	28° 45′ 00″
	83° 41′ 28″
LO 101	28° 43′ 11″
	83° 41′ 13″
NAG 30	28° 43′ 07″
	83° 40′ 03″
99kg23	28° 42′ 57″
	83° 39′ 53″
NAG 32	28° 42′ 32″
	83° 38′ 53″
99kg24	28° 42′ 31″

(continued on next page)

Appendix A (*continued*)

Sample #	Location (Lat., long)
	83° 38′ 52″
North Himalaya	
MO 500	28° 41′ 32″
	83° 37′ 12″
Jomw 6	28° 41′ 09″
	83° 36′ 42″
99kg26	28° 41′ 07″
	83° 36′ 45″
Lesser Himalaya	
Gokarna	27° 43′ 18″
	85° 23′ 04″
17^{J}	27° 44′ 17″
	85° 23′ 21″
19^{J}	27° 44′ 07″
	85° 18′ 34″
22^{J}	27° 41′ 06″
	85° 21′ 27″
18^{J}	27° 41′ 11″
	85° 20′ 51″
23^{J}	27° 40′ 25″
	85° 23′ 38″
LO 402	27° 41′ 52″
	85° 18′ 16″
20^{J}	27° 41′ 52″
	85° 18′ 16″
LO 400	27° 41′ 21″
	85° 19′ 08″
LO 401	27° 41′ 21″
	85° 19′ 08″
21^{J}	27° 39′ 44″
	85° 18′ 30″
16^{J}	27° 29′ 31″
	85° 17′ 45″
NAG 3	28° 01′ 05′
	84° 00′ 13″
MO 311	28° 03′ 00′
	83° 47′ 00″
MO 524	28° 12′ 14″
	83° 57′ 44″
APL 1	28° 12′ 13″
	83° 57′.45″
PHL 1	28° 12′.37″
	83° 57′.30″
Foothills river	
99kg49	27° 48′ 53″
	83° 32′ 10″
NH 3	27° 46′ 08″
	82° 50′ 27″
Btw-2	27° 47′ 40″
	83° 32′ 11″
99kg51	27° 46′ 01″
	83° 31′ 14″
MO 327	27° 47′ 30″
	82° 50′ 00″
94-03	27° 48′ 08″
	82° 50′ 49″
BakaiKR-3	27° 19′ 32″
	85° 12′ 45″

Appendix A (*continued*)

Sample #	Location (Lat., long)
Foothills river	
94-18	27° 44′ 24″
	82° 50′ 28″
MO 321	27° 40′ 00″
	83° 00′ 00″
94-02	27° 44′ 24″
	82° 50′ 28″
MO 325	27° 44′ 24″
	82° 50′ 28″
94-01	27° 45′ 33″
	82° 50′ 53″
94-17	Kachali Khola
94-13	Gadel Khola
94-14	Basunti Khola
MO 317	27° 42′ 15″
	83° 27′ 49″
Main Himalayan rivers	
LO 308	27° 40′ 05″
	84° 26′ 18″
NAG 49	27° 40′ 05″
	84° 26′ 18″
MO 330	27° 40′ 05″
	84° 26′ 18″
NH 1	27° 40′ 05″
	84° 26′ 18″
8^{R}	26° 48′ 46″
	82° 12′ 09″
8^{R}	26° 48′ 46″
	82° 12′ 09″
BR 354	26° 48′ 46″
	82° 12′ 09″
Kosi-1	26° 16′ 08″
	86° 54′ 00″
Kosi-2	26° 16′ 08″
	86° 54′ 00″
BR 363	26° 44′ 12″
	83° 20′ 43″
BR 334	26° 21′ 36″
	84° 44′ 43″
BR 342	25° 49′ 10″
	84° 35′ 05″
18^{R}	25° 41′ 17″
	85° 11′ 18″
18^{R}	25° 41′ 17″
	85° 11′ 18″
BR 311	25° 41′ 17″
	85° 11′ 18″
BR 115	85° 11′ 18″
	25° 41′ 17″
BR 327	25° 32′ 24″
	86° 43′ 16″
BR 101	25° 25′ 07″
	87° 13′ 40″
Plain rivers	
BR 134	25° 34′ 38″
	82° 59′ 48″
Plain rivers	

Appendix A (*continued*)

Sample #	Location (Lat., long)
BR 375	25° 30′ 21″
	83° 08′ 21″
BR 135	25° 34′ 38″
	82° 59′ 48″
14^R	25° 34′ 38″
	82° 59′ 48″
Main Ganga River	
BR 350	25° 25′ 59″
	81° 52′ 59″
11^R	25° 25′ 59″
	81° 52′ 59″
11^R	25° 25′ 59″
	81° 52′ 59″
BR 388	25° 17′ 50″
	83° 00′ 24″
BR 141	25° 18′ 04″
	83° 00′ 32″
13^R	25° 37′ 34″
	85° 08′ 55″
13^R	25° 37′ 34″
	85° 08′ 55″
BR 126	25° 37′ 34″
	85° 08′ 55″
17^R	25° 37′ 34″
	85° 08′ 57″
16^R	25° 37′ 34″
	85° 08′ 54″
17^R	25° 37′ 34″
	85° 08′ 57″
17^R	25° 37′ 34″
	85° 08′ 57″
BR 309	25° 37′ 26″
	85° 09′ 03″
BR 112	25° 19′ 52″
	87° 36′ 33″
BR 318	25° 03′ 40″
	87° 50′ 25″
BGP 65	24° 21′ 25″
	88° 40′ 00″
BGP 4	24° 21′ 25″
	88° 40′ 00″
BR 410	24° 02′ 08″
	89° 02′ 22″
BR 213	24° 02′ 08″
	89° 02′ 22″
Water from ponds	
Jomw 1b	28° 49′ 14″
	83° 51′ 51″
Jomw 2	28° 49′ 02″
	83° 50′ 51″
Bug-1	27° 46′ 58″
	85° 21′ 31″
MKR-1a	27° 40′ 11″
	85° 17′ 53″
Btw-3	27° 50′ 31″
	83° 32′ 43″

Appendix A (*continued*)

Sample #	Location (Lat., long)
Water from ponds	
RangsingKR	27° 47′ 37″
	82° 48′ 00″
MaghaK	27° 00′ 42″
	85° 57′ 53″
BakaiKR-1	27° 14′ 58″
	85° 9′ 28″
BR 370	26° 42′ 17″
	83° 19′ 53″
BR 341	26° 21′ 38″
	84° 44′ 45″

Appendix B. Location of the modern shell samples collected from rivers and ponds

Sample #	Location (Lat., long)
North Himalaya	
Jomg 3	28° 47′ 03″
	83° 44′ 33″
Jomg 4	28° 47′ 03″
	83° 44′ 33″
Jomg 7	28° 46′ 26″
	83° 42′ 42″
Jomg 5	28° 46′ 26″
	83° 42′ 42″
Jomg 6	28° 41′ 07″
	83° 36′ 45″
Phewa Lake	
Phewa-1	28° 12′ 47″
	83° 57′ 30″
Phewa-2	28° 12′ 47″
	83° 57′ 30″
Phewa-3	28° 12′ 47″
	83° 57′ 30″
Phl 1a	28° 12′ 38′
	83° 57′ 30″
Phl 1b	28° 12′ 38′
	83° 57′ 30″
APg 1a	28° 12′ 13″
	83° 57′ 45″
APg 1b	28° 12′ 13″
	83° 57′ 45″
Foothills rivers	
Btw-2	27° 51′ 37″
	83° 31′ 21″
Btw-2 Melano	27° 51′ 37″
	83° 31′ 21″
Btw-2 cor	27° 51′ 37″
	83° 31′ 21″
0027 a	28° 02′ 12″
	82° 15′ 20″
0027 b	28° 02′ 12″

(continued on next page)

Appendix B (*continued*)

Sample #	Location (Lat., long)
	82° 15′ 20″
Foothills rivers	
0027 c	28° 02′ 12″
	82° 15′ 20″
0027 d	28° 02′ 12″
	82° 15′ 20″
0027 e	28° 02′ 12″
	82° 15′ 20″
Chit-1	27° 31′ 37″
	84° 24′ 09″
Chit-3	27° 31′ 37″
	84° 24′ 09″
Ga 126	27° 42′ 48″
	84° 26′ 09″
BakaiKR-2	27° 20′ 16″
	85° 11′ 55″
BakaiKR-3	27° 19′ 32″
	85° 12′ 45″
Main Himalayan rivers	
Ga 1j	27° 42′ 45″
	84° 26′ 12″
Ga 1	27° 42′ 45″
	84° 26′ 12″
Ga g	27° 42′ 45″
	84° 26′ 12″
Koshi-1	26° 18′ 00″
	86° 50′ 00″
Koshi-2	26° 16′ 08″
	86° 54′ 00″
Koshi-3	26° 16′ 08″
	86° 54′ 00″
BR 373a	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373b	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-0	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-0′	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-1	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-2	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-3	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-4	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-5	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-6	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-7	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-8	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-9	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″
BR 373-10	26° 16′ 2″
	83° 30′ 6″

Appendix B (*continued*)

Sample #	Location (Lat., long)
Main Himalayan rivers	
BR 337a	26° 21′ 6″
	84° 44′ 3″
BR 337a apex	26° 21′ 6″
	84° 44′ 3″
BR 337b	26° 21′ 6″
	84° 44′ 3″
BR 337c	26° 21′ 6″
	84° 44′ 3″
BR 333a	25° 32′34″
	86° 43′10″
Plain rivers	
BR 367a	26° 44′ 2″
	83° 20′ 3″
BR 134b	25° 34′ 8″
	82° 59′ 8″
BR 134c	25° 34′ 8″
	82° 59′ 8″
BR 134d	25° 34′ 8″
	82° 59′ 8″
BR 134e	25° 34′ 8″
	82° 59′ 8″
BR 134f	25° 34′ 8″
	82° 59′ 8″
BR 134g	25° 34′ 8″
	82° 59′ 8″
BR 376a	25° 30′ 1″
	83° 08′ 2″
Main Ganga River	
BR 385a	25° 17′ 0″
	83° 00′ 4″
BR 143g	25° 19′ 8″
	83° 01′ 0″
BR 143b	25° 19′ 8″
	83° 01′ 0″
BR 143c	25° 19′ 8″
	83° 01′ 0″
BR 143d	25° 19′ 8″
	83° 01′ 0″
BR 305a	25° 37′ 6″
	85° 09′ 3″
BR 316a	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316b	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-1	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-2	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-3	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-4	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-5	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-6	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″

Appendix B (*continued*)

Sample #	Location (Lat., long)
Main Ganga River	
BR 316-7	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-8	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-9	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BR 316-10	25° 22′ 0″
	85° 59′ 5″
BGP 4e Bro	88° 40′ 00″
	24° 21′ 25″
BGP 4e	88° 40′ 00″
	24° 21′ 25″
Himalayan ponds	
Bug-1	27° 46′ 58″
	85° 21′ 31″
Bug-2	27° 46′ 58″
	85° 21′ 31″
Bug 2op	27° 46′ 58″
	85° 21′ 31″
MKR-1a	27° 40′ 11″
	85° 17′ 53″
MKR-1b	27° 40′ 11″
	85° 17′ 53″
MKR-1c	27° 40′ 11″
	85° 17′ 53″
Tau-1	27° 38′ 53″
	85° 17′ 02″
0027 f	28° 02′ 12″
	82° 15′ 20″
0027 g	28° 02′ 12″
	82° 15′ 20″
0027 h	28° 02′ 12″
	82° 15′ 20″
Chit-2	27° 31′ 37″
	84° 24′ 09″
Ganga plain ponds	
BakaiKR-1	27° 14′ 58″
	85° 09′ 28″
MaghaK	27° 00′ 42″
	85° 57′ 53″
BR 369a	26° 42′ 17″
	83° 19′ 53″
BR 369b	26° 42′ 17″
	83° 19′ 53″
BR 339a	26° 21′ 36″
	84° 44′ 43″
BR 339b	26° 21′ 36″
	84° 44′ 43″
BR 339c	26° 21′ 36″
	84° 44′ 43″

Appendix C. Hydrogen and oxygen isotopic data of the meteoric waters collected between 2001 and 2002 at Subidhanagar in Kathmandu (27° 41′ 6″; 85° 20′ 59″ and 1300 m)

Sample#	Date	Precipitation (mm)	δD (SMOW) ‰	$\delta^{18}O$ (SMOW) ‰
Subi-1	6/1/2001	3	32.8	
Subi-2	6/2/2001	46	10.7	
Subi-3	6/3/2001	10	6.9	
Subi-4	6/4/2001	25	−15.9	−3.6
Subi-5	6/5/2001	12	−24.5	
Subi-6	6/9/2001	5	29.4	
Subi-7	6/10/2001	28	34.2	
Subi-8	6/12/2001	11	−5.6	
Subi-9	6/13/2001	45	−25.1	
Subi-10	6/14/2001	62	−39.6	−6.9
Subi-11	6/15/2001	8	−67.6	
Subi-12	6/16/2001	1	−83.5	
Subi-13	6/17/2001	19	−85.4	
Subi-14	6/18/2001	41	−108.0	
Subi-15	6/19/2001	18	−101.2	
Subi-16	6/20/2001	41	−88.9	
Subi-17	6/21/2001	26	−90.2	
Subi-18	6/22/2001	1	−58.0	
Subi-19	6/23/2001	16	−50.3	
Subi-20	6/24/2001	9	−44.3	
Subi-21	6/25/2001	33	−43.6	
Subi-22	6/27/2001	10	−35.8	
Subi-23	6/28/2001	20	−40.8	
Subi-24	6/29/2001	42	−39.7	−6.2
Subi-25	6/30/2001	19	−45.1	
Subi-26	7/2/2001	1	−30.4	
Subi-27	7/3/2001	8	−17.8	
Subi-28	7/4/2001	28	−28.7	
Subi-29	7/6/2001	8	−39.0	
Subi-30	7/7/2001	18	−57.9	−8.9
Subi-31	7/8/2001	20	−55.0	
Subi-32	7/13/2001	23	−61.9	
Subi-33	7/14/2001	19	−67.2	
Subi-34	7/15/2001	95	−68.9	
Subi-35	7/16/2001	38	−79.9	
Subi-36	7/17/2001	1	−59.0	
Subi-37	7/18/2001	140	−79.0	
Subi-38	7/19/2001	75	−85.8	
Subi-39	7/20/2001	1	−79.5	
Subi-40	7/21/2001	40	−92.3	
Subi-41	7/22/2001	75	−87.8	
Subi-42	7/23/2001	9	−72.5	
Subi-43	7/24/2001	8	−51.1	
Subi-44	7/25/2001	35	−62.0	−9.0
Subi-45	7/26/2001	28	−70.0	
Subi-46	7/28/2001	45	−93.1	
Subi-47	7/29/2001	55	−97.5	
Subi-48	7/30/2001	50	−71.2	
Subi-49	7/31/2001	110	−63.6	
Subi-50	8/1/2001	1	−21.9	−3.3
Subi-51	8/2/2001	33	−13.1	

(continued on next page)

Appendix C (*continued*)

Sample#	Date	Precipitation (mm)	δD (SMOW) ‰	$\delta^{18}O$ (SMOW) ‰
Subi-52	8/4/2001	18	−61.1	
Subi-53	8/6/2001	25	−60.6	
Subi-54	8/7/2001	1	−69.5	
Subi-55	8/8/2001	38	−98.0	
Subi-56	8/9/2001	80	−93.5	
Subi-57	8/10/2001	1	−84.0	
Subi-58	8/11/2001	63	−87.5	
Subi-59	8/12/2001	4	−71.9	
Subi-60	8/15/2001	50	−74.3	
Subi-62	8/17/2001	25	−76.8	
Subi-63	8/18/2001	70	−87.5	
Subi-64	8/21/2001	35		−11.2
Subi-66	8/23/2001	50	−104.4	
Subi-67	8/24/2001	25	−91.2	
Subi-68	8/25/2001	3	−72.5	
Subi-69	8/27/2001	125	−68.4	
Subi-70	8/28/2001	1	−64.4	−8.7
Subi-71	8/30/2001	9	−82.1	
Subi-72	8/31/2001	8	−69.0	
Subi-73	9/1/2001	36	−53.9	
Subi-74	9/2/2001	11	−41.4	
Subi-75	9/4/2001	11	−45.2	
Subi-76	9/5/2001	25	−83.8	
Subi-77	9/6/2001	1	−72.3	
Subi-78	9/7/2001	25	−80.8	
Subi-79	9/8/2001	1	−84.7	
Subi-80	9/10/2001	18	−86.6	
Subi-81	9/11/2001	100	−36.7	
Subi-82	9/12/2001	17	−64.8	
Subi-83	9/13/2001	48	−93.3	−12.6
Subi-84	9/15/2001	1	−52.4	
Subi-85	9/16/2001	5	−31.0	
Subi-86	9/24/2001	1	−17.3	
Subi-87	10/1/2001	4	−124.7	
Subi-88	10/2/2001	5	−132.0	
Subi-89	10/3/2001	10	−113.6	
Subi-90	10/4/2001	43	−123.3	−16.0
Subi-91	1/15/2002	25	4.9	−1.4
Subi-92	1/16/2002	31	−6.3	
Subi-93	1/18/2002	1	5.7	
Subi-94	1/20/2002	2	24.1	
Subi-95	1/24/2002	20	15.8	
Subi-96	1/27/2002	31	26.9	0.2
Subi-97	1/28/2002	10	21.3	
Subi-98	2/11/2002	36	−32.8	−6.5
Subi-99	2/25/2002	18	24.6	
Subi-100	3/2/2002	6	29.7	2.3
Subi-101	3/3/2002	6	26.9	
Subi-102	3/6/2002	65	32.0	
Subi-103	3/17/2002	75	7.3	−1.6
Subi-104	3/21/2002	54	5.1	
Subi-105	3/24/2002	20	24.3	
Subi-106	3/30/2002	1	52.0	
Subi-107	4/1/2002	9	20.2	1.0
Subi-108	4/2/2002	70	25.7	
Subi-109	4/3/2002	1	28.1	
Subi-110	4/8/2002	1	44.7	
Subi-111	4/9/2002	1	26.1	
Subi-112	4/11/2002	6	57.3	7.5
Subi-113	4/20/2002	1	9.7	
Subi-115	4/23/2002	41	27.8	2.0
Subi-122	5/6/2002	10	19.2	0.3

References

Abell, P.I., 1985. Oxygen isotope ratios in modern African gastropod shells: a database for paleoclimatology. Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect. 58, 183–193.

Aucour, A.M., Sheppard, S.M.F., Savoye, R., 2003. $\delta^{13}C$ of fluvial mollusk shells (Rhône River): a proxy for dissolved inorganic carbon? Limnol. Oceanogr. 48, 2186–2193.

Aucour, A.M., France-Lanord, C., Pedoja, K., Pierson-Wickmann, A. C., Sheppard S.M.F., in press. Fluxes and sources of particulate organic carbon in the Ganga–Brahmaputra river system. Glob. Biogeochem. Cycles.

Bhattacharya, S.K., Gupta, S.K., Krishnamurthy, R.V., 1985. Oxygen and hydrogen isotopic ratios in groundwaters and river waters from India. Proc. Indian Acad. Sci., Earth Planet. Sci. 94 (3), 283–295.

Bhattacharya, S.K., Froehlich, K., Aggarwal, P.K., Kulkarni, K.M., 2003. Isotopic variation in Indian monsoon precipitation: records from Bombay and New Delhi. Geophys. Res. Lett. 30 (24), 11 (1)–11(4).

Dettman, D.L., Reische, A.K., Lohamann, C.K., 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalve (Unionidae). Geochim. Cosmochim. Acta 63, 1049–1057.

Dettman, D.R., Matthew, J.K., Quade, J., Ryerson, F.J., Ojha, T.P., Hamidullah, S., 2001. Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y. Geology 29 (1), 31–34.

DHM, 1998. Hydrological records of Nepal. Ministry of Water Resources. Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu, Nepal. 264 pp.

DHM, 2002. Precipitation Records of Nepal. Ministry of Water Resources. Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu, Nepal.

Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of $\delta^{18}O$ content in waters from natural sources. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 213–214.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Geol. Soc. Amer. Bull. 64, 1315–1326.

Evans, M.J., Derry, L.A., France-Lanord, C., 2004. Geothermal fluxes of alkalinity in the Narayani river system of central Nepal. Geochem. Geophys. Geosyst. 5 (8), 1–21.

Fritz, P., Poplawski, S., 1974. ^{18}O and ^{13}C in the shells of freshwater mollusks and their environment. Earth Planet. Sci. Lett. 24, 91–98.

Gajurel, A.P., France-Lanord, C., Huyghe, P., 2003. Compositions isotopiques (carbone et oxygène) de gastéropodes et bivalves des Siwaliks: Implications paleo-environnementales sur le system himalayen depuis le Miocène. TectoClim, UMR USTL-CNRS, Lille, p. 25.

Galy, A., France-Lanord, C., 1999. Weathering processes of the in the Ganges–Brahmaputra basin and the reverine alkalinity budget. Chem. Geol. 159, 31–60.

Garzione, C.N., Dettman, D.L., Quade, J., DeCelles, P.G., Butler, R.F., 2000a. High time on the Tibetan Plateau: paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. Geology 28 (4), 339–342.

Garzione, C.N., Quade, J., DeCelles, P.G., English, N.B., 2000b. Predicting palaeoelevation of Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}O$ vs. altitude gradients in meteoric waters across the Nepal Himalaya. Earth Planet. Sci. Lett. 183, 215–229.

Grossman, E.L., Ku, T.-L., 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect. 59, 59–74.

Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. Geology 25, 11–14.

Hagen, T., 1969. Reports of the Geological Survey of Nepal. Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, vol. 1. 185 pp.

Jenkins, D.T., Sharma, C.K., Hassett, J.M., 1987. A stable isotope reconnaissance of groundwater resources in the Kathmandu Valley, Nepal. Proceedings of an International Symposium on the use of isotope techniques in water resources development organization, IAEA-SM-299/119P, pp. 775–778.

Kaandorp, R.J.G., Vonhof, H.B., Busto, C.D., Wesselingh, F.P., Ganssen, G.M., Marmól, A.E., Pittman, L.R., van Hinte, J.E., 2003. Seasonal stable isotope variations of the modern Amazonian freshwater bivalve *Anodontites trapesialis*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 194, 339–354.

Klein, R.T., Lohmann, K.C., Thayer, C.W., 1996. Sr/Ca and $^{13}C/^{12}C$ ratios in skeletal calcite of *Mytilus trossulus*: covariation with metabolic rate, salinity, and carbon isotopic composition of seawater. Geochim. Cosmochim. Acta 60 (21), 4207–4221.

Krishnamurthy, R.V., Bhattacharya, S.K., 1991. Stable oxygen and hydrogen isotope ratios in shallow ground waters from India and a study of the role of evapotranspiration in the Indian monsoon. In: Taylor, H., O'Neil, J., Kaplan, I. (Eds.), Isotope Geochemistry: a Tribute to Samuel Epstein. Geochemical Society: Texas, Special, Special Publication, pp. 187–193.

Lécuyer, C., Reynard, B., Martineau, F., 2004. Stable isotope fractionation between mollusc shells and marine waters from Martinique Island. Chem. Geol. 213 (4), 293–305.

Lowenstam, A., Epstein, S., 1954. Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. J. Geol. 62, 207–248.

Margosian, A., Tan, F.C., Cai, D., Mann, K.H., 1987. Sea-water temperature records from stable isotope profiles in the shell of *Modiolus modiolus*. Estuar. Coast. Shelf Sci. 25, 81–89.

McConnaughey, T., 1989a. 13C and 18O isotopic disequilibrium biological carbonates: I. Patterns. Geochem. Cosmochim. Acta 53, 151–162.

McConnaughey, T., 1989b. 13C and 18O isotopic disequilibrium biological carbonates: II. In vitro simulation of kinetic isotope effects. Geochem. Cosmochim. Acta 53, 163–171.

McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. J. Chem. Phys. 18, 849–857.

Michener, R.H., Shell, D.M., 1994. Stable isotope ratios as tracers in marine aquatic food webs. In: Lajtha, K., Michener, R.H. (Eds.), Stable Isotopes in Ecology and Environmental Studies. Blackwell Scientific Publications, pp. 138–157.

Miller, K.G., Fairbanks, R.G., Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. Paleoceanography 2, 1–19.

Nesemann, H., Korniushin, A., Khanal, S., Sharma, S., 2001. Molluscs of the families Sphaeriidae and Corbiculidae (Bivalvia, Veneroidea) of Nepal (Himalayan midmountains and terai), their anatomy and affinities. Acta Conchyliorum, Wien und Ludwigsburg, vol. 4, pp. 1–33.

Quade, J., Cater, J.M.L., Ojha, T.P., Adam, J., Harrison, T.M., 1995. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: stable isotopic evidence from paleosols. Geol. Soc. Amer. Bull. 107, 1381–1397.

Ramesh, R., Sarin, M.M., 1992. Stable isotope study of the Ganga (Ganges) river system. J. Hydrol. 139, 49–62.

Romanek, S.C., Grossman, E.L., Morse, W.J., 1992. Carbon isotopic fractionations in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate. Geochim. Cosmochim. Acta 56, 419–430.

Rao, K.L., 1979. India's water wealth. Orient Longman limited, New Delhi. 267 pp.

Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart, P., Lohmann, K.C., McKenzie, J., Savin, S. (Eds.), Climate Change in Continental Isotope Records. Am. Geophys. Union Monogr., vol. 78, pp. 1–36.

Rubinson, M., Clayton, R.N., 1969. Carbon-13 fractionation between aragonite and water. Geochim. Cosmochim. Acta 33, 997–1002.

Seeber, L., Gornitz, V., 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. Tectonophysics 92, 335–367.

Shackleton, N.J., 1986. Paleogene stable isotope events. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 57, 91–102.

Sharma, S., Joachimski, M., Sharma, M., Tobschall, H.J., Singh, I.B., Sharma, C., Chauhan, M.S., Morgenroth, G., 2004. Late Glacial and Holocene environmental changes in Ganga plain, northern India. Quat. Sci. Rev. 23, 139–153.

Singh, S.K., Sarin, M.M., France-Lanord, C., 2005. Chemical Erosion in the Eastern Himalaya: major ion composition of the Brahmaputra and $\delta^{13}C$ of dissolved inorganic carbon. Geochem. Cosmochim. Acta 69, 3573–3588.

Sinha, R., Friend, P.F., 1994. River systems and their sediment flux, Indo–Gangetic plains, Northern Bihar, India. Sedimentology 41, 825–845.

Subba Rao, N.V., 1989. Handbook of freshwater mollusks of India. Pub. Zool. Sur. India, Calcutta. 289 P.

Subba, B.R., Ghosh, T.P., 2000. Some freshwater mollusks from eastern and central Nepal. J. Bombay Nat. Hist. Soc. 97 (3), 452–455.

Weidman, C.R., Jones, G.A., Lohmann, K.C., 1994. The long-lived mollusk *Arctica islandica*: a new paleoceanographic tool for the reconstruction of bottom temperatures for the continental shelves of the North Atlantic Ocean. J. Geophys. Res. 99, 18305–18314.

Wells, N.A., Dorr Jr., J.A., 1987. Shifting of the Kosi River, northern India. Geology 15, 204–207.

Woodruff, F., Savin, S., Douglas, R.G., 1981. Miocene stable isotope record: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. Science 212, 665–668.

Addendum

$\delta^{18}O_{w\ \text{Karnali actuelle à Chisapani}}$: -11,2 ‰

(Mesure de Valier Galy, 2006, communication personnelle).

4. Application aux coquilles de mollusques et aux matériaux organiques fossiles de la série des Siwaliks

A partir des résultats de l'étude de la plaine actuelle, nous avons réalisé une étude des matériaux fossiles (article en préparation). Dans ce paragraphe, on présente l'échantillonnage détaillé des coquilles de mollusques étudiées, les résultats de l'analyse isotopique du carbone et de l'oxygène de leur coquille, puis l'analyse isotopique de matériaux organiques fossiles (feuilles et charbons).

4.1. Coquilles de mollusques de la série des Siwaliks

4.1.1. Echantillonnage

Les premières études des mollusques d'eau douce des molasses Siwalik du Népal ont concerné la paléontologie systématique et la microstructure des coquilles (Takayasu, 1992 ; Takayasu *et al*., 1995 ; Gurung *et al*., 1997 ; Gurung & Kobayashi, 1998 ; Gurung, 1998). Puis, Dettman *et al*. (2001) ont publié les premières analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone strie par strie, dans l'optique de retrouver un signal saisonnier.

Dans notre travail, nous avons échantillonné très systématiquement :

- des mollusques fossiles, depuis la base des coupes de la Suraï (Figure 1.5) et de Tinau Khola (Figure 1.6) jusqu'à leur sommet, de la coupe de la Bakiya Khola (Figure 1.7) et de la Karnali (Figure 1.8). Quelques échantillons ont également été récoltés le long de la coupe de la Kosi et d'Amlekhganj (voir figure 1.2). Certains niveaux très riches en matière organique ont également été prélevés.

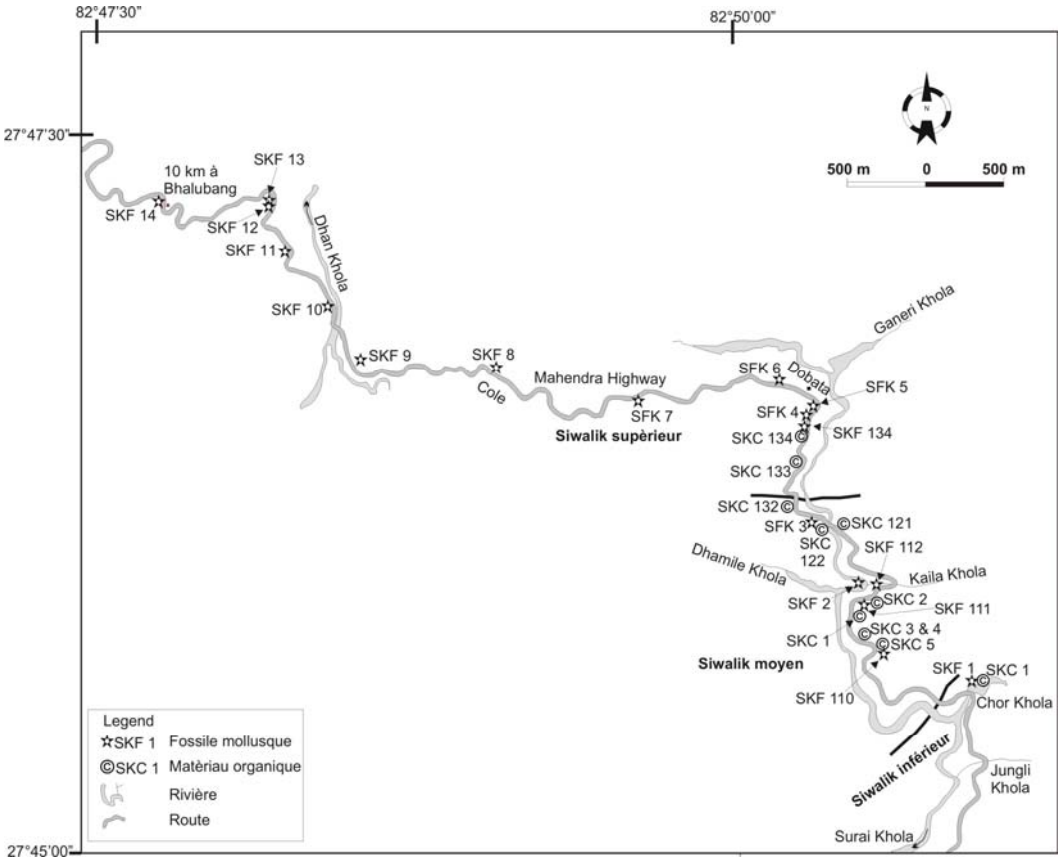


Figure 1.5 : localisation des échantillons de mollusques et des matériaux organiques (coupe de Suraï Khola)

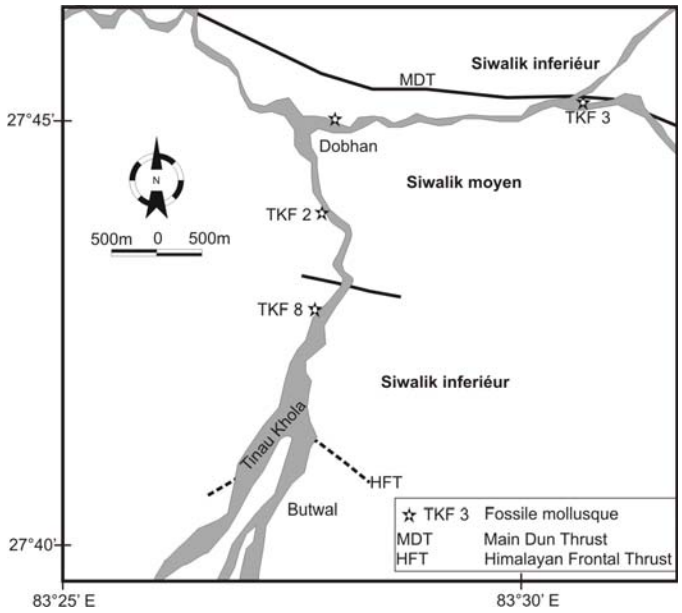


Figure 1.6 : localisation des échantillons de mollusques le long de la coupe de Tinau Khola

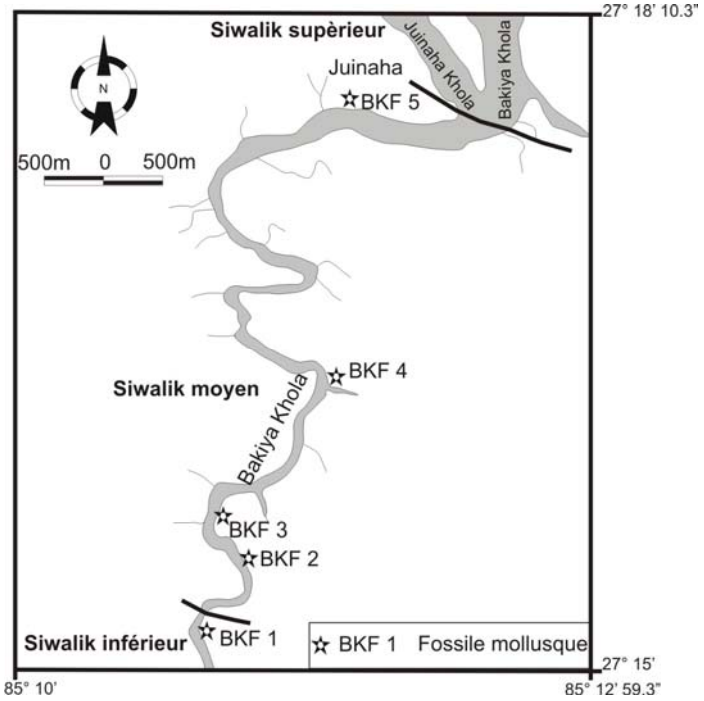


Figure 1.7 : localisation des échantillons de mollusques le long de la coupe de Bakiya Khola

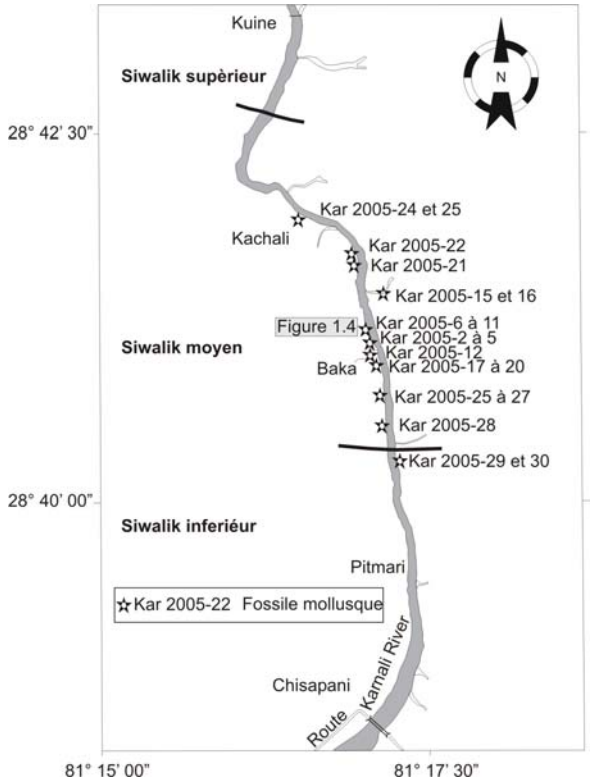


Figure 1.8 : localisation des échantillons de mollusques le long de la coupe de Karnali River

Dans ce travail, on adoptera la systématique des mollusques utilisée par Takayashu *et al*. (1995), Gurung *et al*. (1997), Gurung, (1998) (**Tableau 1.1, figure 1.9**). Les gastéropodes fossiles analysés dans cette étude appartiennent aux familles *Thiaridae*, *Viviparidae*, *Ampullariidae* et *Bithyniidae* et les bivalves représentent les familles des *Unionidae* et des *Corbiculadae*. La liste des fossiles utilisés dans cette étude est présentée dans les tableaux 1.2, 1.3, 1.4 et 1.5.

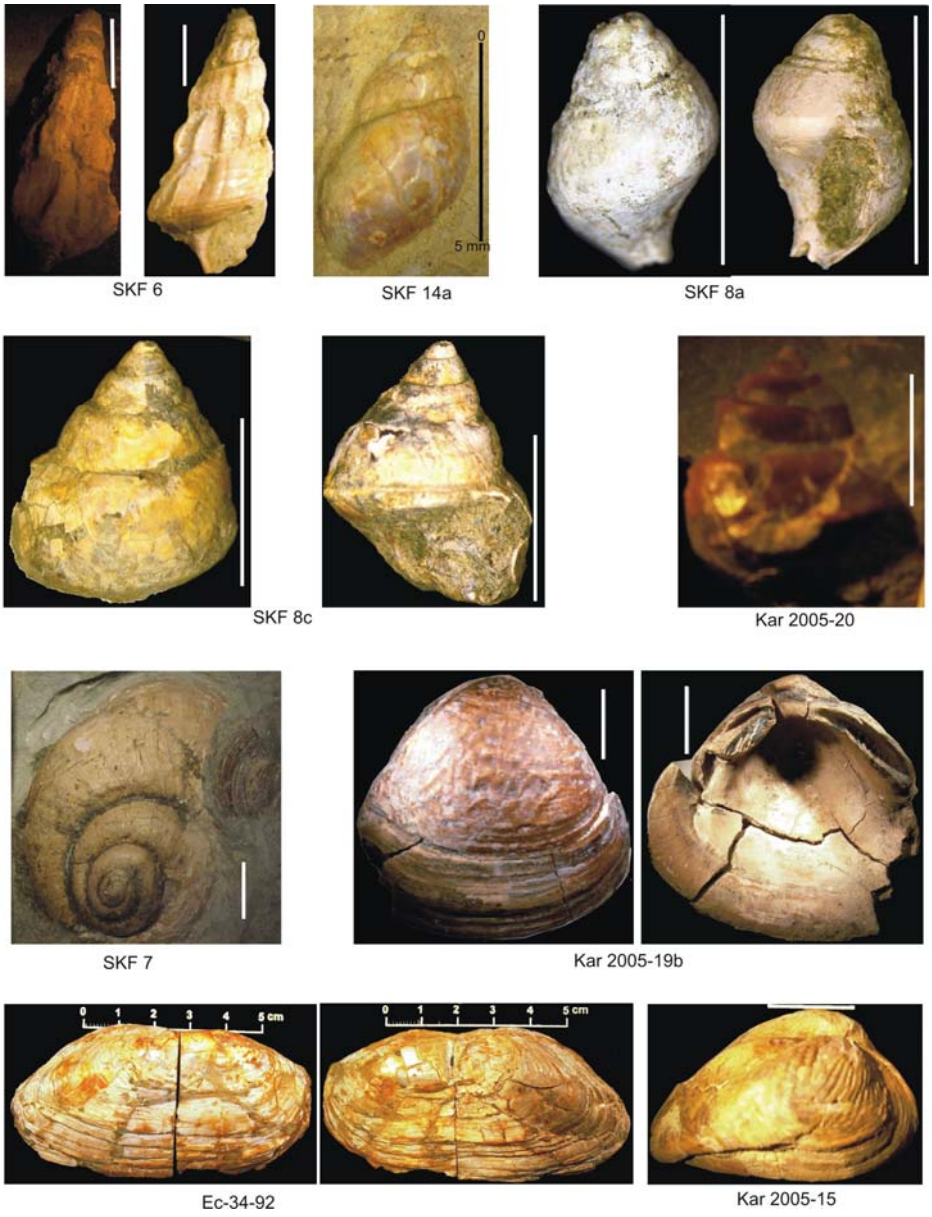


Figure 1.9 : photographie de coquilles des mollusques Siwaliks utilisés pour faire des analyses isotopiques. La barre blanche est 10 mm. Voir les tableaux pour les genres (Tableaux 1.2, 1.3, 1.4 et 1.5).

Tableau 1.1 : systématique des mollusques (Bruca & Brusca, 2003).

Classe des Gastropoda	**Classe des Bivalvia**
Sous classe des Prosobranchia	
Ordre des Mesogasteropoda	Ordre des Unionida
Famille de Viviparidae	Famille de Unionidae
Genre *Bellamya*	Genre *Lamellidens*
Famille de Ampullariidae	*Lamellidens* sp.
Genre *Pila*	Genre *Indonaia*
Pila sp.	*Indonaia* sp.
Famille de Bithyniidae	Genre *Parreysia*
Genre *Bithynie*	*Parreysia* sp.
Bithynia sp.	
Genre *Digoniostoma*	
Digoniostoma sp.	Ordre des Veneroida
Famille de Thiaridae	Famille Corbiculidae
Genre *Melanoides*	Genre *Corbicula*
Melanoides cf. *tuberculata*	*Corbicula* sp.
Genre *Brotia*	
Brotia sp.	
Genre *Paludomus*	Famille des Pisidiidae
Paludomus sp.	Genre *Pisidium*
Sous classe des Pulmonata	*Pisidium* sp.
Famille de Lymnaeidea	
Genre *Lymnaea*	
Lymnaea sp.	
Famille de Planorbidae	
Genre *Gyraulus*	
Gyraulus sp.	
Genre *Planorbis*	
Planorbis sp.	

Tableau 1.2 : valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles des mollusques (« coquille totale ») de la coupe de Bakiya Khola. Les âges paléomagnétiques de la coupe de Bakiya Khola sont ceux établis par Harrison *et al*., (1993).

Groupe de Siwalik		Age en Ma	No. De échantillon	Genre/ Especes	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰	Lithologie de la source des fossiles
Siwalik sup.	Amlekhganj Formation	4.0	BKF 5	*Parreysia* sp.	-9.5	-7.6	Argile grise
Siwalik moyen	Amlekhganj Formation	6.95	BKF 4a	*Indonaia* sp.	-12 .9	-8.9	Argile grise
		6.95	BKF 4b	*Lamellidens* sp.	-11.8	-9.2	Grès fin
		8.7	BKF 3a	*Bellamya* sp.	-8.3	-5.9	Argile grise
		8.7	BKF 3b	*Brotia* sp.	-8.2	-15.5	Argile grise
		8.7	BKF 3c	*Bivalvia* sp.	-7.6	0.6	Grès fin
		9.25	BKF 2	*Parreysia* sp.	-9.3	-4.1	Limon gris
Siwalik inf.	Rapti Formation	9.95	BKF 1a	*Lamellidens* sp.	-7.3	-3.0	Argile grise
		9.95	BKF 1b	*Parreysia* sp.	-5.4	-3.4	Argile grise
		9.95	BKF 1c	*Parreysia* sp.	-6.4	-4.3	Argile grise

Tableau 1.3 : valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles (« coquille totale ») de la coupe de Tinau Khola, Siwalik, l'ouest du Népal. Les âges ont été recalculés l'échelle établie par Cande & Kent (1995) à partir des données magnétostratigraphiques de Gautam & Apple (1994).

Groupe de Siwalik		Age en Ma	No. de échantillon	Genre / Especes	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰	Lithologie de la source des fossiles
Siwalik moyen	Binai Khola Formation	5.75	TKF 3 a	*Brotia* sp.	-9.8	-8.0	Argile grise
		5.75	TKF 3b	*Lamellidens* sp.	-5.7	-6.3	Argile grise
Siwalik inférieur	Arung Khola Formation	9.25	TKF 2a	*Bellamya* sp.	-7.7	-4.0	Argile grise
		9.25	TKF 2b	*Parreysia* sp.	-7.2	-5.2	Argile grise
		10.1	TKF 8a	*Gastropoda* sp.	-14.5	-9.1	Argile grise
		10.1	TKF 8b	*Corbicula* sp.	-10.4	-11.5	Argile grise

Tableau 1.4 : a) Valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles des mollusques de la coupe de Suraï Khola. Les âges ont été recalculés selon l'échelle proposée par Cande & Kent (1995), à partir des données magnétostratigraphiques de Appel *et al*. (1991).

Group de Siwalik		Age en Ma	No. de échantillon	Genre / Especies	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰	Lithologie de la source des fossiles
Siwalik supérieur	Dhan Khola Formation	0.84	SKF 14a	*Bithyniidae* sp.	2.6	-8.8	Argile jaune clair et grise
		1.6	SKF 13	*Tricula* sp.*	0.1	-2.1	Limon jaune clair
		1.74	SKF 12	*Enidae* sp.*	2.1	-5.6	Limon jaune clair
		2.84	SKF 11	*Tricula* sp.*	-1. 7	-3.2	Limon gris clair
		2.94	SKF 10b	*Lamellidens* sp.	0.5	-4.5	Argile grise
		2.94	SKF 10a	*Parreysia* sp.	0.6	-6.7	Argile grise
	Dobata Formation	3.53	SKF 9 b	*Gastropod* sp.	-1.4	-8.7	Argile gris clair
		3.53	SKF 9 a	*Bivalvia* sp.	1.2	-1.4	Argile gris clair
		3.83	SKF 8 c	*Viviparid anguliagra*	-3.7	-7.1	Limon gris clair
		3.83	SKF 8 b	*Brotia* sp.	-1.8	-8.5	Limon gris clair
		3.83	SKF 8 a	*Paludomus* sp.	-0.7	-9.1	Limon gris clair
		4.34	SKF 7	*Pila globosa*	-4.5	-10.9	Argile grise
		4.76	SKF 6 c	*Brotia* sp.	1.6	-6.8	Limon gris clair
		4.76	SKF 6 b	*Bivalvia* sp.	2.1	-5.5	Limon gris clair
		4.76	SKF 6 a	*Bivalvia* sp.	3	-5.6	Limon gris clair
		4.91	SKF 5	*Bellamya* sp.	-1.4	-9.3	Argile violet clair
	Surai Khola Formation	4.98	SKF 4 d	*Brotia* sp.	-2.1	-4.1	Argile grise
		4.98	SKF 4 c	*Bellamya* sp.	-6.5	-9.2	Argile grise
		4.98	SKF 4 b	*Indonaia* sp.	-4.4	-1.8	Argile grise
		4.98	SKF 4 a	*lamellidens* sp.	-6.5	-8.6	Argile grise
		5.11	SKF 134	*Gastropod* sp.	-4.7	-6.9	Grès entrecroisé
Siwalik moyen		6.52	SKF 3	*Bellamya* sp.	-6.3	-2.8	Argile gris foncé
		6.94	SKF 2 bro	*Brotia* sp.	-5.3	-11.6	Argile grise
		6.94	SKF 2	*Bivalvia* sp.	-8.9	-12.7	Argile grise
		6.95	SKF 112 a	*Melanoides* cf. *tuberculata*	-6.1	-11.1	Argile grise
		6.95	SKF 112 b	*Indonaia* sp.	-8.5	-12.6	Argile grise

		7.69	SKF 111 a	*Melanoides* cf. *tuberculata*	-7.2	-10.7	Argile grise
		7.69	SKF 111 b	*Indonaia* sp.	-8.3	-10.0	Argile grise
Siwalik inférieur	Chor Khola Formation	8.31	SKF 110	*Bivalvia* sp.	-8.8	-8.1	Grès fin
		9.98	SKF 1	*Bivalvia* sp.	-9.2	-2.4	Argile violette

* Mollusques terrestres

Tableau 1.4 : b) Valeur moyenne du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de coquilles de mollusques échantillonnés à la confluence entre les rivières Abdhas Khola & Danhle Khola (N 27° 58.300’ et E 82° 6.934’).

Group de Siwalik	Age en Ma	No. de échantillon	Genre /Especes	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰
Dobata Fm	4.1-2.3	EC-34-92	*Lamellidens* sp.	-3.1	-2.7

Tableau 1.5 : valeurs du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles de mollusques de la coupe de la rivière Karnali. Les âges utilisés ont été établis par Gautam & Fujiwara, (2000).

Group de Siwalik	Age en Ma	No. échantillon	Genre / Especes	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰	Lithologie de la source des fossiles
Siwalik moyen	5.6	Kar 2005-24	*Brotia* sp.	-1.9	-5.5	Grès moyen
	5.6	Kar 2005-25	*Bivalvia* sp.	-4.9	-2.1	Grès moyen
	5.9	Kar 2005-22	*Brotia* sp.	-7.9	-14.5	Argile gris foncé
	6.35	Kar 2005-21a	*Brotia* sp.	-5.6	-13.1	Micro conglomérat
	6.35	Kar 2005-21b	*Brotia* sp.	-6.6	-13.5	Micro conglomérat
	6.35	Kar 2005-21c	*Brotia* sp.	-6.3	-14.9	Micro conglomérat
	6.6	Kar 2005-16	*Indonaia* sp.	-8.0	-3.9	Micro conglomérat
	7.1	Kar 2005-6	*Indonaia* sp.	-8.4	-11.2	Argile grise
	7.1	Kar 2005-7	*Melanoid* cf. *tuberculata*	-7.8	-13.7	Argile grise
	7.1	Kar 2005-8	*Indonaia* sp.	-7.6	-13.2	Argile grise
	7.1	Kar 2005-9a	*Indonaia* sp.	-7.5	-12.5	Argile grise
	7.1	Kar 2005-9b	*Indonaia* sp.	-7.8	-11.4	Argile grise
	7.1	Kar 2005-10	*Indonaia* sp.	-7.3	-12.8	Argile grise
	7.1	Kar 2005-11	*Brotia* sp.	-6.3	-16.4	Argile grise
	7.4	Kar 2005-02a	*Brotia* sp.	-11.0	-10.5	Micro conglomérat
	7.4	Kar 2005-02b	*Brotia* sp.	-11.4	-7.4	Micro conglomérat
	7.4	Kar 2005-02c	*Brotia* sp.	-11.5	-9.4	Micro conglomérat
	7.4	Kar 2005-03	*Indonaia* sp.	-11.6	-8.7	Micro conglomérat
	7.4	Kar 2005-04	*Brotia* sp.	-10.7	-7.8	Micro conglomérat
	7.4	Kar 2005-05	*Brotia* sp.	-11.7	-8.7	Micro conglomérat
	7.6	Kar 2005-12	*Indonaia* sp.	-8.0	-8.5	Argile gris foncé
	8.15	Kar 2005-17	*Lamellidens* sp.	-6.4	-11.2	Argile grise
	8.15	Kar 2005-18	*Bellamya* sp.	-8.2	-13.2	Argile grise
	8.15	Kar 2005-19a	*Lamellidens* sp.	-6.3	-10.4	Argile grise
	8.15	Kar 2005-19b	*Parreysia* sp.	-8.1	-3.1	Argile grise

	8.15	Kar 2005-20	*Bellamya* sp.	-7.0	-13.2	Argile grise
	8.65	Kar 2005-25	*Indonaia* sp.	-6.6	-6.4	Limon
	8.65	Kar 2005-26	*Bivalvia* sp.	-7.7	-7.3	Limon
	8.65	Kar 2005-27	*Gastropoda* sp.	-6.9	-11.9	Limon
	9.25	Kar 2005-28	*Brotia* sp.	-6.3	-14.0	Argile grise
Siwalik	10	Kar 2005-29	*Bivalvia* sp.	-8.5	-7.7	Argile grise
inférieur	10	Kar 2005-30	*Corbicula* sp.	-9.4	-4.6	Argile grise

4.1.2. Résultats

Dans la série Siwaliks, les compositions isotopiques en C et O des coquilles de mollusques fossiles montrent de grandes variations : $\delta^{13}C_{Ara}$ = -15 ‰ à +3 ‰ et $\delta^{18}O_{Ara}$ = -16,4 ‰ à 0,6 ‰ (Figures 1.10A, 1.10B).

Compositions isotopiques de l'oxygène :

Pour les compositions isotopiques de l'O, la limite supérieure du nuage de valeurs $\delta^{18}O_{Ara}$ vers -2 à +0,6 ‰ est similaire depuis 10 Ma jusqu'à l'actuel. Nos travaux sur les échantillons récents montrent que ces valeurs élevées correspondent à des milieux de dépôt confinés permettant l'évaporation de l'eau. En revanche, la limite inférieure du nuage de valeurs varie avec le temps de -16,4 ‰ avant 5 Ma, à -11 ‰ après 5 Ma (Fig. 1.10B). Nos travaux sur les échantillons récents montrent que ces valeurs inférieures correspondent aux valeurs moyennes des eaux. On note donc une tendance à l'augmentation des valeurs du $\delta^{18}O$ au cours du Miocène supérieur. L'enregistrement local par les paléosols (matière organique et nodules carbonatés) montre également cette même tendance (Harrison et al., 1993 ; Quade et al., 1995) (Fig. 1.11).

En utilisant l'équation de fractionnement de Dettman et al. (1999), elle-même basée sur la calibration de Grossman et Ku (1986), nous avons pu établir que les valeurs de $\delta^{18}O_{ara}$ des coquilles de mollusques modernes correspondent à une gamme de valeurs $\delta^{18}O_{H2O}$ comprises entre -10 ‰ et -4 ‰ à 25 °C (Fig. 1.12). Ces valeurs correspondent relativement bien aux valeurs mesurées pour les grandes rivières himalayennes entrant dans la plaine du Gange (Gajurel et al., in press). Un calcul analogue à partir des valeurs $\delta^{18}O_{ara}$ des coquilles de mollusques fossiles plus vieux que 5,5 Ma montre que celles-ci correspondraient à des

valeurs $\delta^{18}O_{H2O}$ pour les rivières de la paléo-plaine du Gange comprises entre -15 ‰ to -10 ‰ à 25 °C (Fig. 1.12). Ces eaux étaient donc beaucoup plus déficitaires en ^{18}O que les eaux actuelles des grandes rivières himalayennes à l'entrée de la plaine du Gange. En effet, seules les grandes rivières échantillonnées au-dessus de 2400 m ou possédant un bassin versant dont l'altitude atteint 4500m, montrent des valeurs $\delta^{18}O_{H2O}$ aussi faibles. La gamme des valeurs $\delta^{18}O$ des eaux anté-6,5 Ma (-15 ‰ à -10 ‰) est donc inférieure à celle des eaux post-5 Ma et actuelles (-10 ‰ à -4 ‰). Cette différence s'observe aussi bien au niveau des grandes rivières (Surai), qu'au niveau des drains plus modestes (Tinau).

Cet enrichissement de +4 à +6‰ en ^{18}O à partir de 6,5 Ma pourrait être lié à un changement majeur dans le drainage de la chaîne. Par exemple, on pourrait envisager, avant 6.5 Ma, un drainage plus largement ouvert sur la partie tibétaine et collectant par conséquent des eaux pauvres en ^{18}O (article en préparation). On pourrait également évoquer un changement d'altitude de la chaîne (à démontrer!), un changement de température dans la paléo-plaine du Gange ou plus vraisembleblement une combinaison de ces trois phénomènes.

L'enrississement en 18O est difficile à placer précisément entre 6,5 et 5 Ma et pourrait dépendre du bassin versant considéré. Mais le pas d'échantillonnage espacé rend difficile toute conclusion définitive.

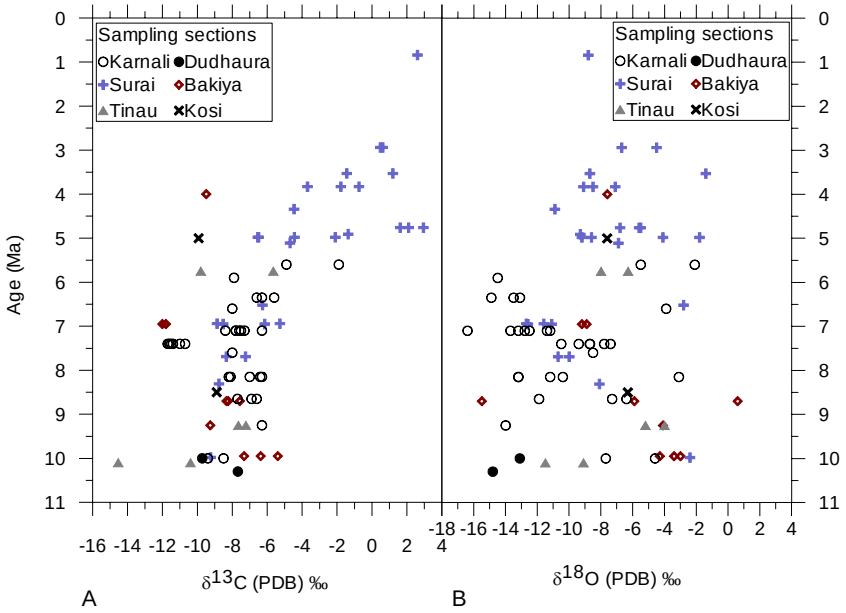


Figure 1.10 : Analyses isotopiques des coquilles de mollusques provenant des molasses Siwalik (n = 82) - A) âge vs. $\delta^{13}C$ et B) âge vs. $\delta^{18}O$ des

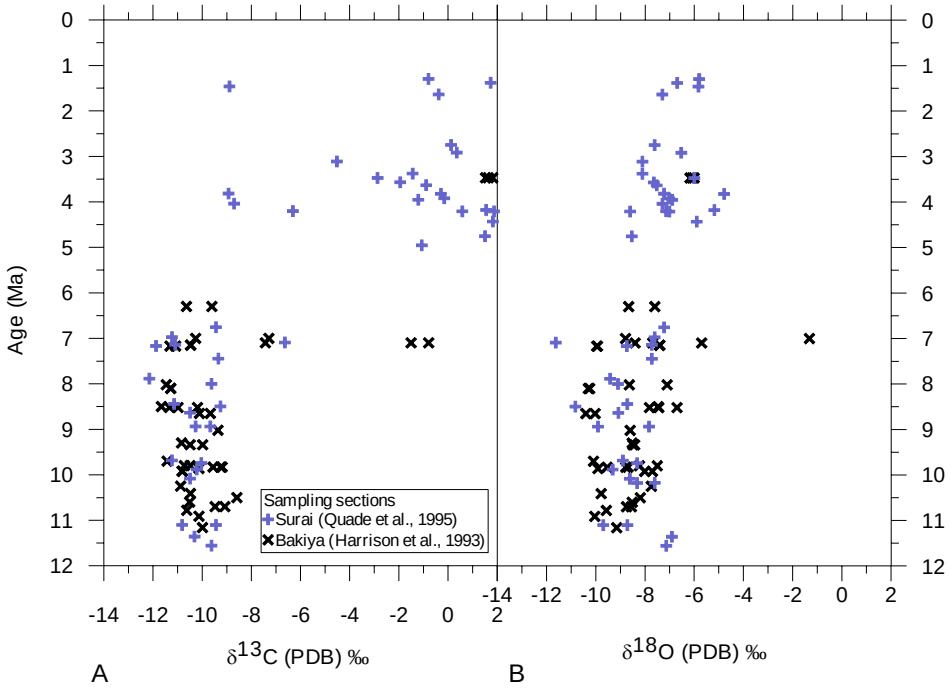


Figure 1.11 : Analyse isotopique des paléosols provennant des molasses Siwalik (D'après Harrison et al., 1993 ; Quade et al., 1995) - A) âge vs. $\delta^{13}C$ et B) âge vs. $\delta^{18}O$

Compositions isotopiques du carbone

Les valeurs de la composition isotopique du C font apparaître une augmentation brutale de $\delta^{13}C$ pendant le Pliocène (Fig. 1.10A). Notre échantillonnage très resserré a permis de préciser que ce changement s'était produit à 5.5 – 5 Ma. Les valeurs de $\delta^{13}C$ sont comprises entre -12 ‰ et -6 ‰ avant 5.5 Ma puis entre -4 ‰ et +2 ‰ après 5 Ma. Cette augmentation correspond au changement de composition isotopique du carbone des rivières induit par l'expansion des plantes C_4 à cette période (Quade et al., 1989).

Par rapport aux résultats obtenus à partir des paléosols (Harrison et al., 1993 ; Quade et al., 1995), on constate une même augmentation marquée des valeurs du $\delta^{13}C$ à partir de 7 Ma, avec cependant une transition plus progressive et légèrement plus tardive à partir les coquilles de mollusques (cette étude).

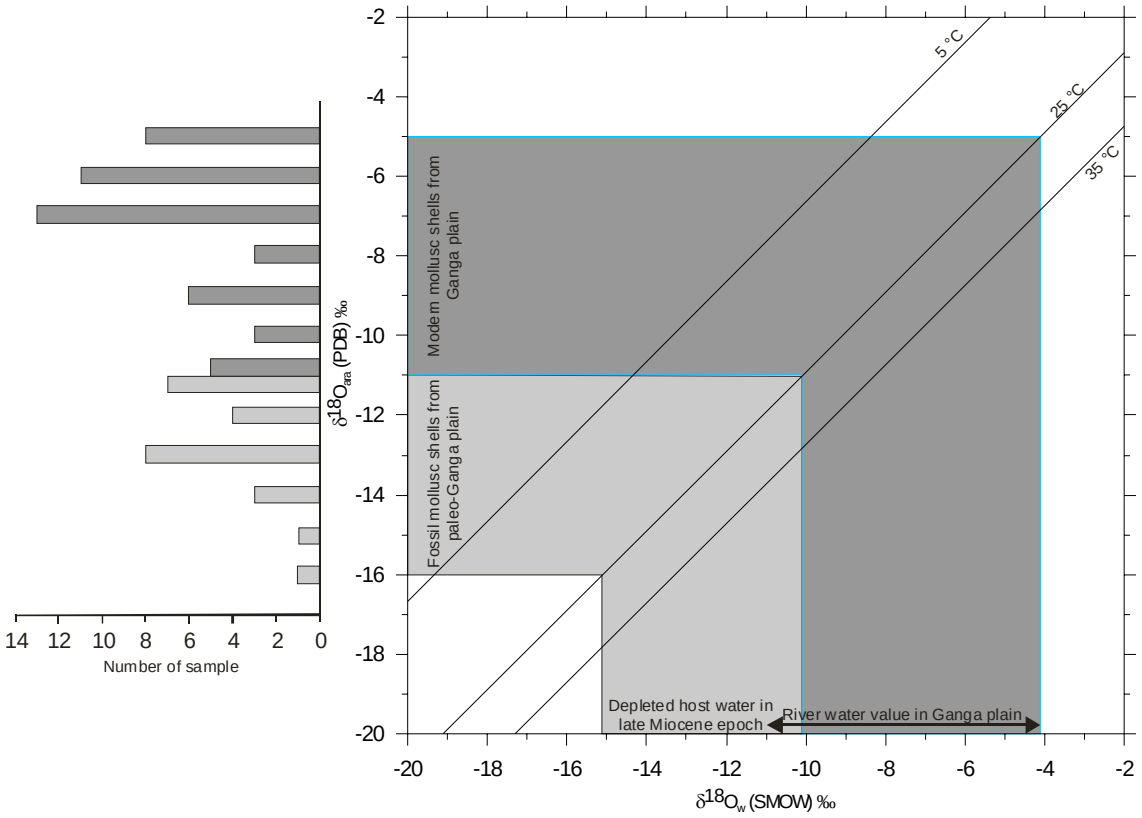


Figure 1.12 : estimation des valeurs $\delta^{18}O$ des eaux de rivières de la paléo-plaine du Gange à partir des valeurs $\delta^{18}O$ des coquilles fossiles et en se référant à l'étude de l'environnement moderne de la plaine du Gange (température moyenne de l'eau de 25°C). Le long de l'axe des ordonnées, on montre la distribution des valeurs $\delta^{18}O$ des coquilles.

4.2. Charbons et feuilles fossiles des molasses Siwaliks

De nombreuses études ont montré qu'au Miocène supérieur, la paléoplaine du Gange avait été affectée par un changement drastique du type de végétation, avec une expansion des plantes en C_4 au détriment des forêts en C_3, comme le montrent nos données et analyses présentées ci-dessus. Des résultats similaires ont été obtenus à partir de dents fossiles et de paléosols des molasses Siwalik (Quade *et al.*, 1989 ; Harrison *et al.*, 1993 ; Quade *et al.*, 1995) ou encore sur la matière organique totale des sédiments du cône de Bengale (France-Lanord & Derry, 1994 ; Freeman & Colarusso, 2001). Les échantillons analysés pour la composition isotopique du carbone sont des charbons et feuilles fossiles du Siwaliks.

Echantillonnage : l'échantillonnage a été réalisé dans les unités des Siwalik inférieur, Siwalik moyen et Siwalik supérieur le long des coupes de la Tinau Khola, de la Suraï Khola et de la rivière Karnali.

Méthodologie : les charbons et les feuilles ont été broyés dans un mortier à agate. Environ 0.4 mg a été mis dans une capsule en étain. L'analyse isotopique du carbone a été réalisée par Couplage Analyseur Elémentaire spectromètre de mass GV-Isoprime au CRPG/NCRS, Nancy. L'erreur maximale sur la mesure est estimée à ± 0.6 ‰.

Résultats et interprétation : les analyses de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) des feuilles et charbons contenus dans les molasses Siwalik montrent des valeurs comprises entre -30.6 ‰ et -23.3 ‰ (Tableau 1.6, Figure 1.13)**.** Ces résultats mettent en évidence une prédominance des plantes en C_3 à la fois pour la période antérieure à 5-7 Ma et pour la période postérieure à 5-7 Ma.

Ce résultat, pour la période postérieure à 5-7 Ma implique que cette matière organique est essentiellement d'origine C_3 ce qui peut paraître en contradiction avec les études précédemment citées. Cependant ce type d'accumulation organique est vraisemblablement lié à une accumulation accidentelle d'arbres qui sont en majorité des C_3. Ce type d'échantillon tendrait à sur-représenter les C_3 par rapport aux études portant sur les paléosols ou les fossiles.

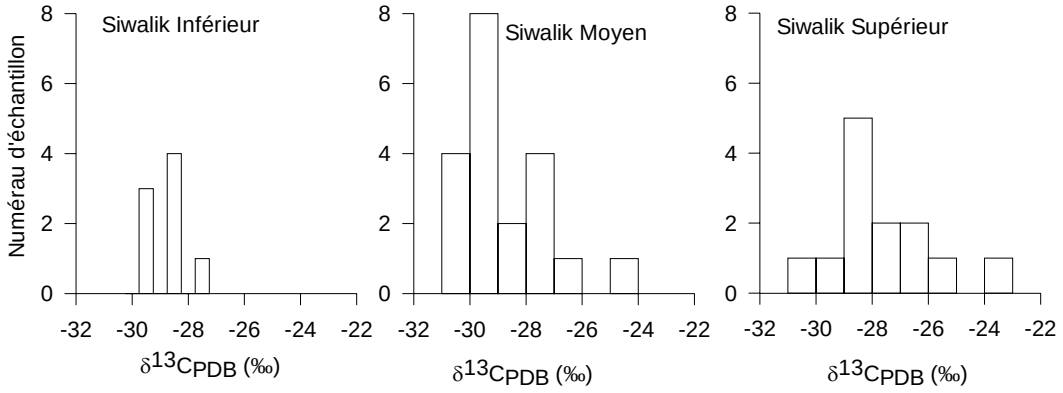


Figure 1.13 : histogramme des valeurs $\delta^{13}C$ des matériaux organiques provenant des molasses Siwalik.

Tableau 1.6 : données $\delta^{13}C$ sur les matériaux organiques de Siwaliks.

Unité Siwalik	Coupe	Type de matériel	N° d'échantillons	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)
Siwalik supérieur	Suraï Khola	Charbon	SKC-133.raw	-27
		Charbon	SKC-134.raw	-28.5
		Charbon	Sur C1.raw	-28.3
		Charbon	SUR C1 e.raw	-28.7
		Charbon	Sur C3.raw	-26.7
		Charbon	SUR C3 e.raw	-27.2
		Charbon	Si 95-01.raw	-29.8
		Charbon	Si 95-02.raw	-25.8
		Charbon	SI 95-02 e.raw	-26.1
		Charbon	Si 95-03.raw	-23.3
		Charbon	Si 95-06.raw	-28.7
		Charbon	Si 95-58.raw	-30.5
		Charbon	Si 95-61.raw	-28.8
Siwalik moyen	Suraï Khola	charbon	SKC 2 a.raw	-29.5
		charbon	SKC-2.raw	-24.8
		Charbon	SKC 3 a.raw	-26.6
		Charbon	SKC-3.raw	-27.3
		Charbon	SKC 5 a.raw	-27.2
		Charbon	SKC-5.raw	-30.4
		Charbon	SKC-122.raw	-29
		Charbon	SKC 133 a.raw	-30.8
		Charbon	SKC 134e.raw	-29.2
	Tinau Khola	Charbon	TKL-3.raw	-28.5
		Charbon	TKL 3 e.raw	-29
		Charbon	TKL-4.raw	-28.8
		Charbon	TKL 4 e.raw	-29.3
		Charbon	TKL-5.raw	-27.8
		Charbon	TKL 5 e.raw	-27.2
		Charbon	TKL-6.raw	-29.4
		Charbon	TKL-7.raw	-29.8
		Charbon	TKL 7 e.raw	-30.4
		Feuille	TKL 8 g.raw	-30.6
		Feuille	TKL-8.raw	-29.3
Siwalik inférieur	Suraï Khola	Charbon	SKC 1 a.raw	-28
		Fragment de feuille	SKF-1 org.raw	-28.8

Tinau Khola	Feuille	TKL-1.raw	-29
	Feuille	TKL 1 g.raw	-29.6
	Charbon	TKC 1 g.raw	-28.4
	Feuille	TKL 2 f.raw	-28.6
	Feuille	TKL 2 h.raw	-29.1
	Charbon	TKC-1.raw	-27.8

5. Discussion

5.1. Géochimie du système moderne

L'analyse des compositions isotopiques de plus de 145 coquilles de mollusques modernes de la plaine du Gange et du versant Sud Himalayen montre que les outils isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ appliqués aux mollusques d'eau douce sont de bons indicateurs environnementaux. Ce travail sur des données modernes a notamment permis de déterminer comment la signature isotopique de l'eau des rivières transparaissait dans la valeur isotopique moyenne de la coquille.

. Deux types de milieux ont été caractérisés : 1) les rivières, pour lesquelles le $\delta^{18}O$ moyen des coquilles indique un équilibre isotopique avec les eaux, 2) les milieux où l'eau est stagnante (lacs, mares, …), pour lesquels le $\delta^{18}O$ moyen des coquilles est très variable et peut atteindre des valeurs positives en raison de l'évaporation.

. Au niveau des rivières, nous avons montré que la valeur $\delta^{18}O$ moyen des coquilles reflétait certaines caractéristiques des rivières comme l'extension de leur bassin versant. Deux groupes se distinguent : les rivières de grande extension, prenant leur source dans les zones les plus hautes et les rivières dont les bassins versants sont de taille plus modeste avec des sources à des altitudes moyennes voire basses (rivières de piémont et de plaine). La différence entre les deux groupes atteint environ 2 ‰, avec une valeur plus négative pour les rivières de grande extension.

. La saisonnalité transparaît également dans la valeur isotopique $\delta^{18}O$ des coquilles, de façon plus ou moins marquée selon leur habitat. Dans les grandes rivières, le signal est lissé et le contraste saisonnier n'est que de 3 ‰ au maximum. Dans les rivières de bassin versant plus restreint, le contraste peut atteindre jusqu'à 5 ‰.

. La composition isotopique $\delta^{13}C$ des coquilles est contrôlée par le carbone inorganique (DIC) des rivières, même si le carbone lié aux processus métaboliques entre également en jeu pour une part significative. Ainsi, la composition isotopique $\delta^{13}C$ des coquilles de mollusques est à même de permettre la reconstitution des processus qui ont contrôlé la composition isotopique $\delta^{13}C$ du carbone inorganique des rivières.

. Cette étude des données modernes a mis en évidence des implications importantes pour les reconstitutions des paléo-environnements à partir de coquilles fossiles. Au vu de ces résultats, les changements de $\delta^{18}O$ des coquilles peuvent résulter soit d'un changement du $\delta^{18}O$ des précipitations, soit d'une réorganisation du réseau de drainage (rivières de grande extension à rivières plus locales, ou l'inverse). Par ailleurs, si les valeurs minimales semblent effectivement représentatives de la saison de mousson, les valeurs positives (et produisant de forts contrastes saisonniers) ne peuvent pas être utilisées pour reconstituer les variations isotopiques des précipitations car nous n'avons aucun contrôle sur l'intensité de l'évaporation. Enfin, les individus analysés ne semblaient jamais avoir vécu plus d'une saison, ce qui suggère que les analyses strie par strie (sur fossiles), en tant qu'indicateurs d'une saisonalité, doivent être considérées avec précaution et doivent être effectuées sur un grand nombre d'individus.

5.2. Application au système miocène supérieur

Nous avons focalisé notre étude sur 4 coupes des Siwaliks du Népal. L'analyse des faciès des dépôts molassiques de ces coupes a mis en évidence leur origine fluviatile et permis de préciser la dynamique des rivières. L'association de la sédimentologie de faciès avec des méthodes de traçage de sources (reconnaissance de la provenance des clastes sur des critères pétrographiques et géochimie isotopique) nous a en outre permis de caractériser l'extension des bassins versants des paléo-rivières. Ainsi, pour l'Ouest du Népal, la paléo-rivière Karnali apparaît avoir été une rivière majeure pendant toute la période de dépôt des molasses Siwaliks. Le bassin versant de la paléo-Surai pourrait avoir évolué au cours du Miocène supérieur d'une rivière majeure à une rivière de moindre importance prenant sa source dans des zones modérément élevées. En revanche, la paléo-Tinau et la paléo-Bakiya semblent avoir toujours été des rivières dont le bassin versant avait une extension modérée.

Dans la série Siwaliks, les compositions isotopiques en O des coquilles de mollusques fossiles varient de -16,4 ‰ à 0,6 ‰. Ces variations correspondent à un changement de la

composition isotopique des eaux des rivières de l'ordre de ± 5‰. Ainsi, la gamme des valeurs $\delta^{18}O$ des eaux anté-6,5 Ma (-15 ‰ à -10 ‰) est inférieure à celle des eaux post-5 Ma et actuelles (-10 ‰ à -4 ‰). Ces eaux déficitaires en ^{18}O pourraient en partie être liées à un apport plus important d'eaux en provenance de zones élevées de la chaîne. Un drainage plus largement ouvert sur la partie tibétaine pourrait par exemple être envisagé avant 6.5 Ma. Ce changement de drainage pourrait se combiner avec un changement de température dans la paléo-plaine du Gange.

Les valeurs de la composition isotopique du C montrent également de grandes variations, de -15 ‰ à +3 ‰. Elles font apparaître une augmentation brutale de $\delta^{13}C$ pendant le Pliocène. Notre échantillonnage très resserré a permis de préciser que ce changement s'était produit à 5.5 – 5 Ma. Les valeurs de $\delta^{13}C$ sont comprises entre -12 ‰ et -6 ‰ avant 5.5 Ma puis entre -4 ‰ et +2 ‰ après 5 Ma. Cette augmentation correspond au changement de composition isotopique du carbone des rivières induit par l'expansion des plantes C_4 à cette période.

Dans la série Siwalik des coupes de la Suraï et de laTinau Khola, la composition isotopique en C de la matière organique des feuilles fossiles et des charbons varie de –31 à –23 ‰. Ces valeurs de $\delta^{13}C_{org}$ correspondent à des plantes en C_3. Ce résultat, en apparente contradiction avec les analyses précédantes (pour le Pliocène), pourrait être lié à une sur-représentation des arbres C_3 qui se sont accumulés dans les chenaux de la plaine d'inondation miocène.

CHAPITRE 2:
CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX DEDUITS DE L'ETUDE DU BASSIN DE KATMANDOU

CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX DEDUITS DE L'ETUDE DU BASSIN DE KATMANDOU

1. Présentation générale du bassin

Le basin de Katmandou est situé dans un synforme constitué par des séries du haut Himalaya, et interprété soit comme une klippe du haut Himalaya (Auden, 1935 ; Hagen, 1951 ; Lombard, 1953 ; Bordet, 1956, Bordet et al., 1959 ; Stôcklin, 1980), soit comme une unité intermédiaire (nappe de Katmandou, Rai, 1998, Rai et al., 1998 ; Upreti & Le Fort, 1999). C'est une dépression intra-montagueuse dans le Moyen Pays himalayen, d'environ 400 km^2 de superficie et d'altitude moyenne 1300 m. Il est bordé par des reliefs de 2765 m à 2732 m appartenant à la haute chaîne au Sud Phulchauki et au Nord Shivapuri. La dépression de Katmandou est situé à l'arrière de la nappe de Katmandou (chevauchant le Bas Himalaya au sud) et à l'avant de la nappe du Gosaikunda (chevauchant la nappe de Katmandou) (Upreti & Le Fort, 1999) (Fig. 2.1). Il s'agit d'un bassin de type «*piggy-back*» (Ori & Friend, 1984) formé en arrière du prisme tectonique du Bas et du Sub-Himalaya, au dessus du décollement basal Himalayen (Hérail & Mascle, 1980 ; Fort, 1982).

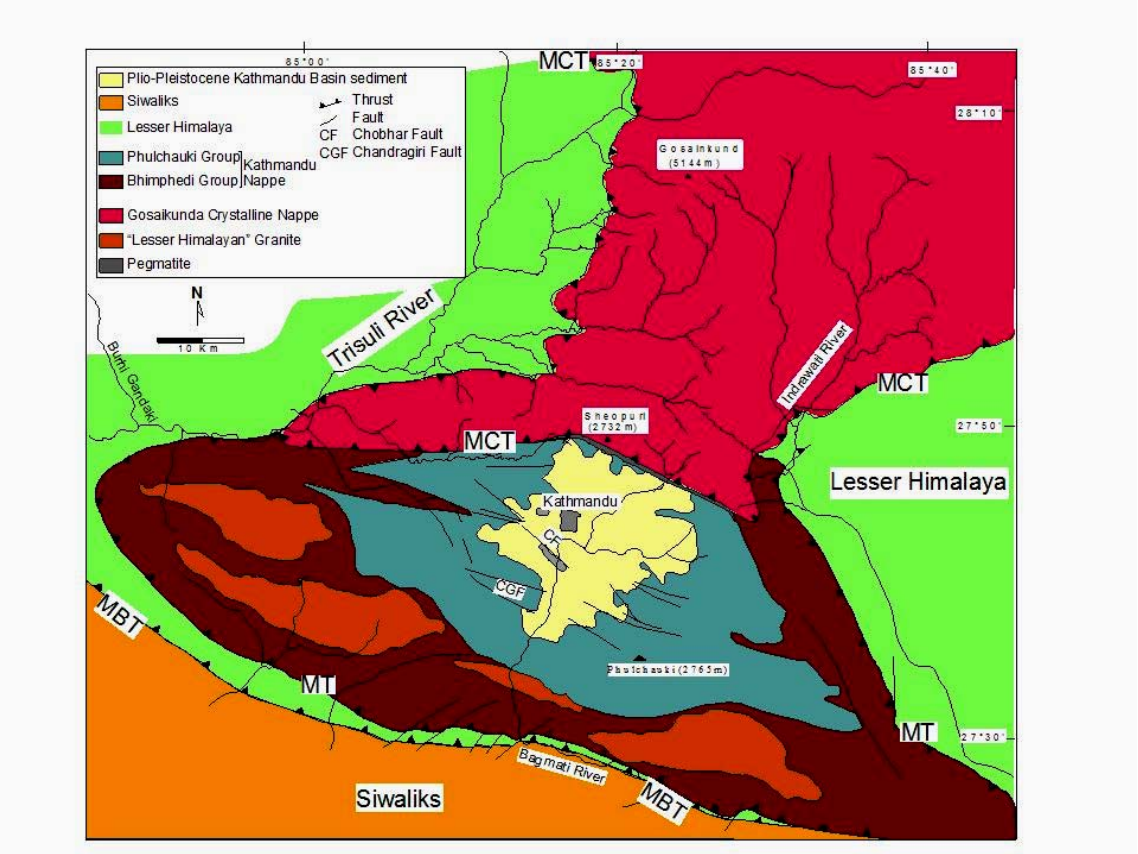


Figure 2.1 : carte géologique de l'Himalaya au niveau de la transversale de Katmandou (modifié d'après Rai et al., 1997).

<u>Études antérieures</u> :

Le remplissage du bassin excède 500-600 m (Moribayashi & Maruo, 1980). Les principales études des dépôts de la vallée de Katmandu, réalisés par des nombreux chercheurs ont conduit à proposer différentes classifications stratigraphiques (Tableau 2.1). Le dépôt est constitué par des formations plio-pléistocènes de puissance variable, à faciès fluviatiles, deltaïques et lacustres (Dhoundial, 1966 ; Boech, 1968, 1974 ; Thapa, 1977 ; Tuladhar, 1982 ; Yoshida & Igarashi, 1984 ; Yoshida & Gautam, 1988 ; Gajurel, 1998 ; Shrestha *et al*., 1998 ; Sakai, 2001a ; Dill *et al*., 2001 ; Sakai, T. *et al*, 2001 ; Fuji & Sakai, 2002a ; Sakai, H. *et al*, 2002). La surface de sédimentation est tectoniquement non-déformée au Nord et au Centre du bassin. En revanche à la périphérie au Sud du bassin, les dépôts sont affectés d'un basculement pouvant atteindre 30° vers le Nord-Est. De plus les dépôts au sud sont affectés par plusieurs failles actives (Saijo *et al.*, 1995 ; Yagi *et al*., 2000 ; Sakai, 2001b).

Dans le cadre de cette étude, la classification stratigraphique proposée par Sakai (2001c) a été adoptée (Tableau 2.1). Par simplicité, nous avons considéré que les dépôts peuvent globalement être subdivisés en quatre unités principales (Fig. 2.2 A) :

Unité 1 : Cette unité regroupe les plus anciennes formations. Elle correspond à un dépôt d'origine fluviatile et de marge lacustre. Il s'agit des formations Tarebhir (épaisseur 375 m) et Bagmati (épaisseur 35 m), composées de conglomérats à galets et blocs à la base (Fig. 2.2 B), et de la formation de Lukundol (épaisseur 115 m), constituée de graviers, sables, limons, argiles, et lignites vers la partie sommitale. Les blocs et galets des niveaux conglomératiques proviennent des formations granitiques et métamorphiques de la nappe de Gosaikunda (Shivapuri Lekh) située au nord du bassin de Kathmandu. Les directions de paléocourants indiquent également des apports en provenance du Nord-Est et du Nord-Ouest (Fig. 2.2 C, Sakai et al., 2002). Selon Sah *et al*. (1991), la plupart des espèces de diatomées indiquent que les argiles à diatomées de la formation de Lukundol ont été déposées à une profondeur d'environ 0.5 à 2 m. Parfois les bancs des argiles à diatomées contiennent aussi des mollusques fossiles (Gurung *et al*., 2001). Dangol (1985) a décrit des fossiles de Vertébrés (Proboscidiens, Bovidés, Suidés et bois de Cervidés). L'analyse des faunes de Vertébrés de la formation de Lukundol indique un âge Pléistocène, équivalent de l'étage Pinjor en Inde (West & Munthe, 1981 ; West *et al*., 1988 ; West 1996). Au niveau magnétostratigraphie, les vieux dépôts de l'unité 1 sont compris entre le chrone de Gauss et le chrone de Brunhes inférieur, c'est-à-dire datés vers 2.5 Ma à 2.8 Ma (Yoshida & Gautam, 1988). Ceci confère un âge Pliocène supérieur à Pléistocène inférieur au bassin de Katmandou. Ces dépôts apparaissent au Sud et au fond du bassin central (Fig. 2.2 A).

Tableau 2.1 : corrélation des unités et formations définis par les différents auteurs dans le bassin de Kathmandu.

[1]Compilation par Gautam *et al*. (2001)
[2]Compilation par Gautam *et al*. (2001) ainsi que nos datation (voir plus loin dans cette partie de la thèse)
[3]29 000 ans d'après Yoshida & Igarashi, (1984) ainsi que nos datation (voir plus loin dans cette partie de la thèse)
[4]Compilation par Gautam *et al*. (2001)
[5]D'après Yoshida & Gautam (1988)

Dhoundial 1966			Boesch 1968, 1974	Thapa 1977			Tuladhar 1982		Yoshida & Igarashi 1984	Shrestha 1998	Sakai 2004		Cette étude	Chronologie	Lithologie /Environnement
bordure sud	centre du bassin	bordure nord		bordure sud	centre du bassin	bordure nord	bordure sud	centre et nord du bassin			bordure sud	centre et nord du bassin			
									Plaine d'inondation Basses terrasses						
									Patan Fm.			Patan Fm.	unité 4	[1] 11-19 ka	Graviers, sable arkosique, argile silteuse, diatomite, débris organique ; fossiles de mollusques, vertébrés et plantes. Fluviatile, deltaïque et lacustre.
									Thimi Fm.	Gokarna Fm.		Thimi Fm.		[2] 19-29 ka	
						Faciès I			Gokarna Fm.			Gokarna II		[3] 29- 49 ka	
		Sankhu Fm.						Sankhu Fm.	Gokarna Fm.	Tokha Fm.		Gokarna I Fm.		[4] >780 ka	
Chapagaon Fm.							Chapagaon Fm.		Terrasse de Boregaon Terrasse de Chapagaon Terrasse de Pyangaon		Chapagaon Itahiti Fm		unité 3	[5] 1 Ma-30 ka	Conglomérats à galets et blocs, sable, silt. Cône alluvial.
	Kalimati Fm.		Formations lacustres Kalimati-lignite		Faciès II					Kalimati Fm.	Kalimati Fm.	Kalimati Fm.	unité 2	[5] 2.5-10 ka	Argile noire avec des matériaux organiques, silt et sable. Fossiles de mollusques et plantes. Lacustre.
										Chapagaon Fm.					
				Faciès III						Lukundol Fm. Kobgaon Fm.	Lukundol Fm.		unité 1	[5] 2.5-2.8 Ma	Conglomérats à galets et blocs, sable, argile silteuse, diatomite, débris organiques, lignite. Fossiles de mollusque, plantes et vertébrés. Fluviatile et lacustre marginal.
Basal boulder bed			Formation fluvio-lacustre				Lukundol Fm.		Lukundol Fm.	Basal boulder bed	Tarebhir Fm.	Bagmaati Fm.			
							Substratum							Paléozoïque Précambrien	substratum

Unité 2 : La formation de Kalimati se situe au-dessus de l'unité précédente. Elle est constituée par des argiles noires avec des matériaux organiques, limons et sables déposés en milieu lacustre. Au centre du bassin, le dépôt excède 200 m d'épaisseur (Katel *et al*., 1996 ; Sakai, H. *et al*., 2001). Des fossiles de poissons et plantes sont trouvés dans les carottes de sédiments (Sakai *et al*,. 2002). Le dépôt de cette unité s'étend de 2.5 Ma à 10 000 ans. Comme dans l'unité 1, les directions des paléocourants montrent un drainage constant, du Nord vers le Sud (Sakai *et al*,. 2002).

Unité 3 : Les formations de Itahiti (épaisse de 160 m) et Chapagaon (épaisse de 20 m) affleurent dans la région de Itahiti au Sud, et sont situées sous les niveaux de terrasses de Champi, Pyangaon, Chapagaon et Boregaon plus au Nord. Cette unité est principalement constituée par des conglomérats à galets et blocs, ainsi que par des sables et limons. Elle se sont déposées en discordance sur les formations de Lukundol et Kalimati. Ils proviennent de rivières situées au Sud du bassin et les dépôts sont accumulés dans une zone de sédimentation de cône alluvial (Fig. 2.2 a). Leur âge s'étend de ~1 Ma à 30 ka ans. Mais la série n'est pas continue et il y a des phénomènes d'emboîtement de plusieurs corps sédimentaires.

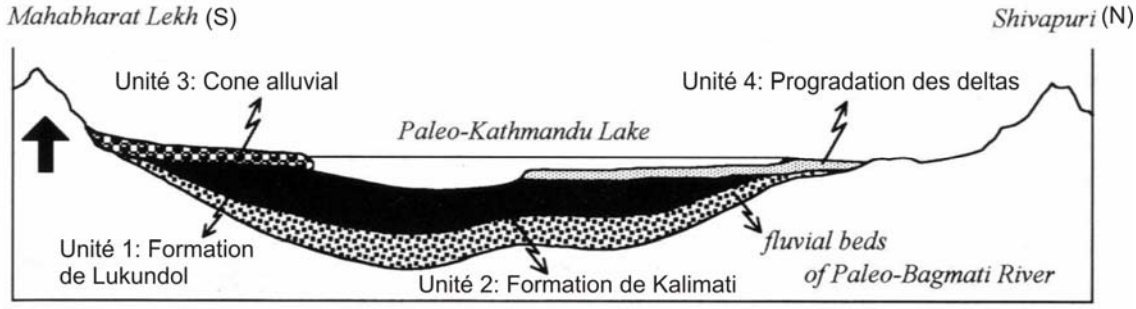


Figure 2.2 A: coupe simplifiée à travers le bassin de Kathmandu (adaptée de Sakai, 2001a), illustrant les relations entre les 4 unités principales.

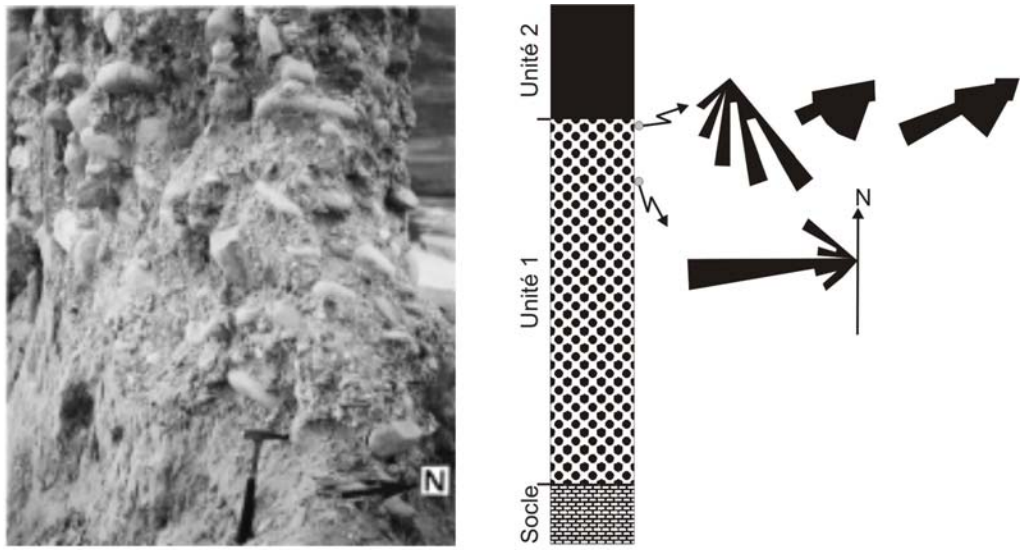


Figure 2.2 B: niveau conglomératique de l'Unité 1 avec des blocs et galets imbriqués et figure 2.2 C: directions de paléocourants (mesurés à partir d'imbrications de blocs et de galets et de stratifications entre-croisées) (adaptée de Sakai et al., 2002).

Unité 4 : Les formations de Gokarna, Thimi et Patan sont principalement déposées sur la bordure Nord du bassin. Leur âge varie entre 11 ka et supérieur à 780 ka (Fig. 2.3). Les séquences montrent des phénomènes d'emboîtement de plusieurs corps sédimentaires et une progradation de deltas successifs du Nord vers le centre du bassins. Elles sont constituées par des graviers, sables arkosiques, argiles silteuses et diatomites. Des rapports antérieurs y ont décrit des fossiles de mollusques, vertébrés et pollens (Sharma, 1973 ; Franz & Kral, 1975 ; Corvinus & Sharma, 1984 ; Vishnu-Mittre & Sharma, 1984 ; Garung *et al.*, 2001 ; Paudayal & Ferguson, 2004). Les dépôts correspondent à des milieux fluviatiles, deltaïques et lacustres ; ils sont distribués au Nord et Centre du bassin. Selon les données du carbone 14, l'âge de ces dépôts est Pléistocène supérieur. Cependant la présence de sédiments d'âge supérieur à 780 ka a été signalée au Nord du bassin (Gautam *et al*., 2001).

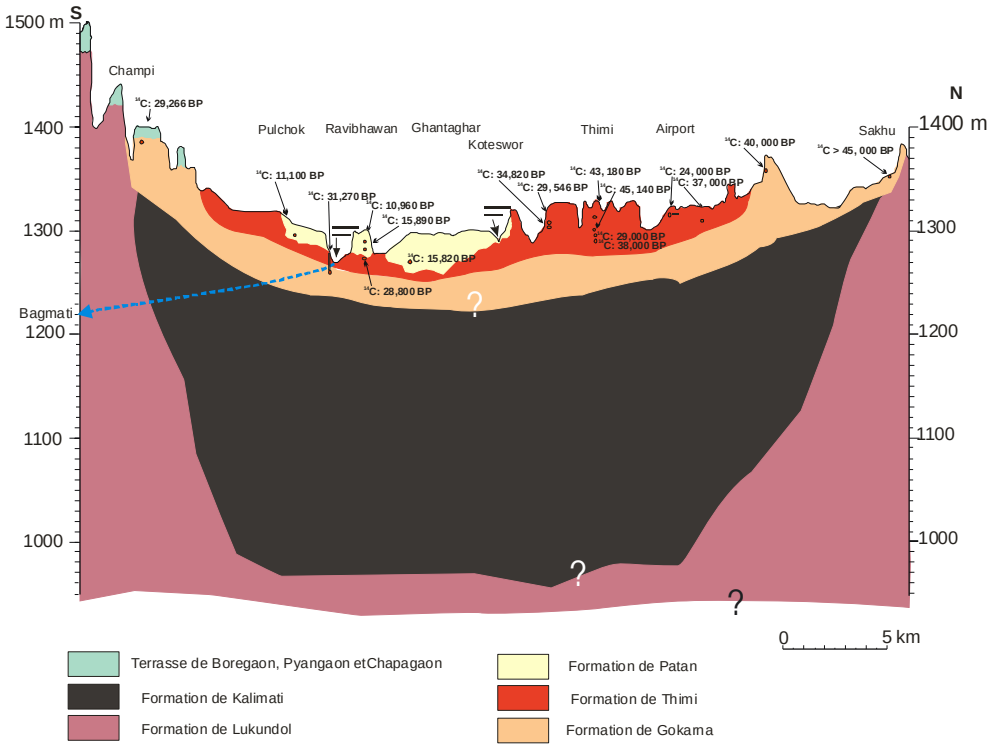


Figure 2.3 : coupe de synthèse du bassin de Kathmandu réalisée le long d'un trajet en zig-zag, de manière à passer par les affleurements datés par Carbone 14 des unités 3 et 4. Les données ^{14}C proviennent de cette étude, de T. Sakai (communication personnelle) et Fujii & Sakai, (2002b).

2. Evolution du bassin au Pléistocène, durant le dépôt des formations de Gokarna et Thimi

La synthèse de travaux antérieurs portant sur les sédiments Pléistocènes de Kathmandu montre qu'ils sont situés sous plusieurs surfaces morphologiques, la plus haute surface étant celle de Gokarna (altitude comprise entre 1350-1390 m), la surface intermédiaire étant celle de Thimi (1330-1340 m) et la plus basse celle de Patan (1300-1320 m). Ces surfaces sont surtout développées au nord et au centre du bassin et elles correspondent en général à des paléo-plaînes deltaïques associés à différents niveaux du lac (Boesch, 1968 ; Yonechi, 1973 ; Akiba, 1980 ; Natori *et al*., 1980 ; Yamanaka, 1982 ; Yoshida & Igarashi, 1984 ; Sakai, 2001c ; Sakai, T. *et al*., 2001, in press). Sous la surface de ces terrasses, se rencontrent plusieurs successions de dépôts lacustres, deltaïques et fluviatiles. Dans le cadre de cette thèse, le travail s'est concentré sur les formations de Gokarna et Thimi. Ce travail a d'abord été réalisé en collaboration avec une équipe Japonaise, ce qui a conduit à ma

participation à deux publications (voir ci-dessous). Ces travaux mettent en évidence de nombreuses fluctuations du niveau du lac durant le Pléistocène, avec des ordres de grandeur variés, de l'échelle du mètre à celle du décamètre.

2.1 Mise en évidence de fluctuations métriques du niveau du lac

Ce travail a été présenté dans le cadre de l'article:

"Small scale amplitude lake level fluctuations recorded in aggrading deltaic deposits of the Upper Pleistocene Thimi and Gokarna Formations, Kathmandu Valley, Nepal"
Auteurs: Tetsuya Sakai, Ananta Gajurel, Hideo Tabata, et B.N. Upreti
Publié au Journal of Nepal Geological Society
Volume 25, p. 33-43

2.1.1 Résumé :

Small-amplitude lake-level fluctuations have been recognized from the aggrading delta-plain deposits in the lower parts of the Thimi and Gokarna formations. Kathmandu Valley, Nepal. The delta-plain deposits consist of gravelly sand beds of fluvial channel origin (coarse-sediment interval) and alternation of fine to very fine sand and sandy silt beds (fine-sediment interval). Wave-generated structures occur in the sand beds of the fine-sediment intervals.

The vertical and lateral facies changes suggest that the deposition of a set of coarse- and fine-sediment intervals associated with prograding delta front deposits was controlled by a lake-level rise and fall sequence superimposed on a long-term lake level rise trend. The aggradation of fluvial sediments occurred during a lake-level rise period with sufficient sediment supply to fill a newly created accomodation space on the delta plain. The observation of wave-generated structures in an overlying fine-sediment interval suggests that the delta plain was subsequently inundated due to further lake-level rise, exceeding the sedimentation rate. Subsequent delta progradation occurred during a lake-level stabilized phase after a lake-level fall. The small-amplitude lake-level changes are thought to be attributable to seasonal wet and dry cycles, as inferred based on the presence of peculiar aggrading della successions, implying that lake-level fluctuations may have occurred over short time scales, and on the results of a previous palaeopalynological study in which a moist palaeoclimate was inferred in the lower part of the Gokarna Formation in particular.

2.1.2 Un modèle d'accumulation de delta

Ce travail a conduit à proposer un modéle d'accumulation des sédiments dans un systéme déltaïque, controlé par des faibles fluctuations du niveau du lac (voir fig. 7 de l'article en annexe).

2.2 Mise en évidence de fluctuations décamétriques, abruptes, du niveau du lac.

Ce travail a été présenté dans le cadre de l'article:

"Discovery of sediment indicating rapid lake level fall in the Kathmandu Valley, Nepal",

Auteurs: Tetsuya Sakai, Tomohiro Takagawa, Ananta Gajurel, Hideo Tabata, Nobuo O'I et B. Upreti

Publié au journal The Quaternary Research

Volume 45(2), p. 99-112

2.2.1 Résumé :

Sediment indicating a rapid fall in lake level has been discovered in the late Pleistocene Gokarna Formation, Kathmandu Valley, Nepal. The indicator is observed along a widely traceable erosional surface in this formation, and is characterized by (1) gently inclined (ca. 10°) tabular cross-stratified sand beds of delta front origin consisting of coarser material and showing gradual decrease in elevation of its top to the progradation direction, (2) an antidune cross-laminated sand bed that interfingers with the delta front deposit, and (3) an approximately 5 m-deep erosional depression filled with convolute laminated sand beds and recognized at a location distal to that where deposits (1) and (2) were found.

The early phase of rapid lake level fall caused minor erosion of the delta plain deposits by fluvial processes, introducing a higher rate of progradation of the delta front and resulting in the accumulation of deposit (1). The delta emerged as dry land due to further lowering of the lake level. The antidune cross-laminated sand bed shows evidence of having accumulated from a high-velocity stream that may have formed as the lake water drained from the delta front during the lowering of lake level. When the lake level fell below the level of the topographic high created by delta accumulation, incised valleys may have formed and part of them may have been filled with sediment at that time.

The rapid fall in lake level is interpreted to have been the result of lake-wall failure, which would have occurred at the gorge outlet as the only discharge path for the basin. The

initial rise of lake level causing accumulation of terrace sediments may have been due to the formation of a plug at this outlet, attributable to mass movement along the gorge.

2.2.2 Un modèle de sédimentation associé à un abaissement rapide du niveau du lac :

Cette étude conduit à proposer un modèle de sédimentation (Fig. 8 de l'article en annexe) où l'abaissement du niveau du lac favorise la création d'une surface passive en haut du delta, abandonne, et la dévelopement d'un nouveau delta à une altitude inférieure.

3. Sédimentologie des formations de Gokarna et de Thimi, et datation des fluctuations importantes du niveau du lac

A la suite de ces deux études, un travail personnel original de détail a été réalisé, afin en particulier de préciser les dates et l'ampleur des fluctuations du niveau du lac. Des logs de détail sont présentés pour ces formations et permettent de préciser le contexte sédimentologique correspondant à des échantillons de gastéropodes que nous avons utilisés pour des mesures d'isotopes stables (voir première partie de cette thèse pour l'aspect méthodologique).

J'ai levé 8 logs et tous ces logs ont été préparés sur le terrain à l'échelle 1 : 20, avant d'être réduits pour une présentation dans cette thèse.

3.1 La formation de Gokarna

3.1.1 Localisation

Les coupes sont situées dans la partie nord du bassin, et sont d'Est en Ouest dans la même zone d'étude que celle de Sakai, T. *et al*. (2001) et in press (Fig. 2.4).

3.1.2 Description des coupes de Balaju, Banyatar et Arubari

Les coupes exécutées à Lamabagar au nord du Balaju sont situées sur la rive droite de la petite rivière de Mahadev (Fig. 2.4). Les coupes Balaju-1 et Balaju-2 sont distantes de 300 m, la coupe Balaju-1 se situant en amont de la coupe Balaju-2. Les épaisseurs sont respectivement de 27 m (Balaju-1) et 39 m (Balaju-2) et les altitudes au sommet de 1340 et 1346 m.

Les coupes levées à Banyatar sont situées en rive droite de la rivière de Bishnumati (voir Figure de localisation). Les coupe Baniyatar-1 et Baniyatar-2 sont distantes de 625 m, la première se situant en amont. Les épaisseurs sont de 12 m (Baniyatar-1) et 43 m (Baniyatar-2) et les altitudes au sommet de 1325 m (Baniyatar-1) et 1355 m (Baniyatar-2).

La coupe levée à Arubari correspond à une falaise artificielle (Fig. 2.4) ; son épaisseur est de 9 m et son altitude au sommet de1322 m.

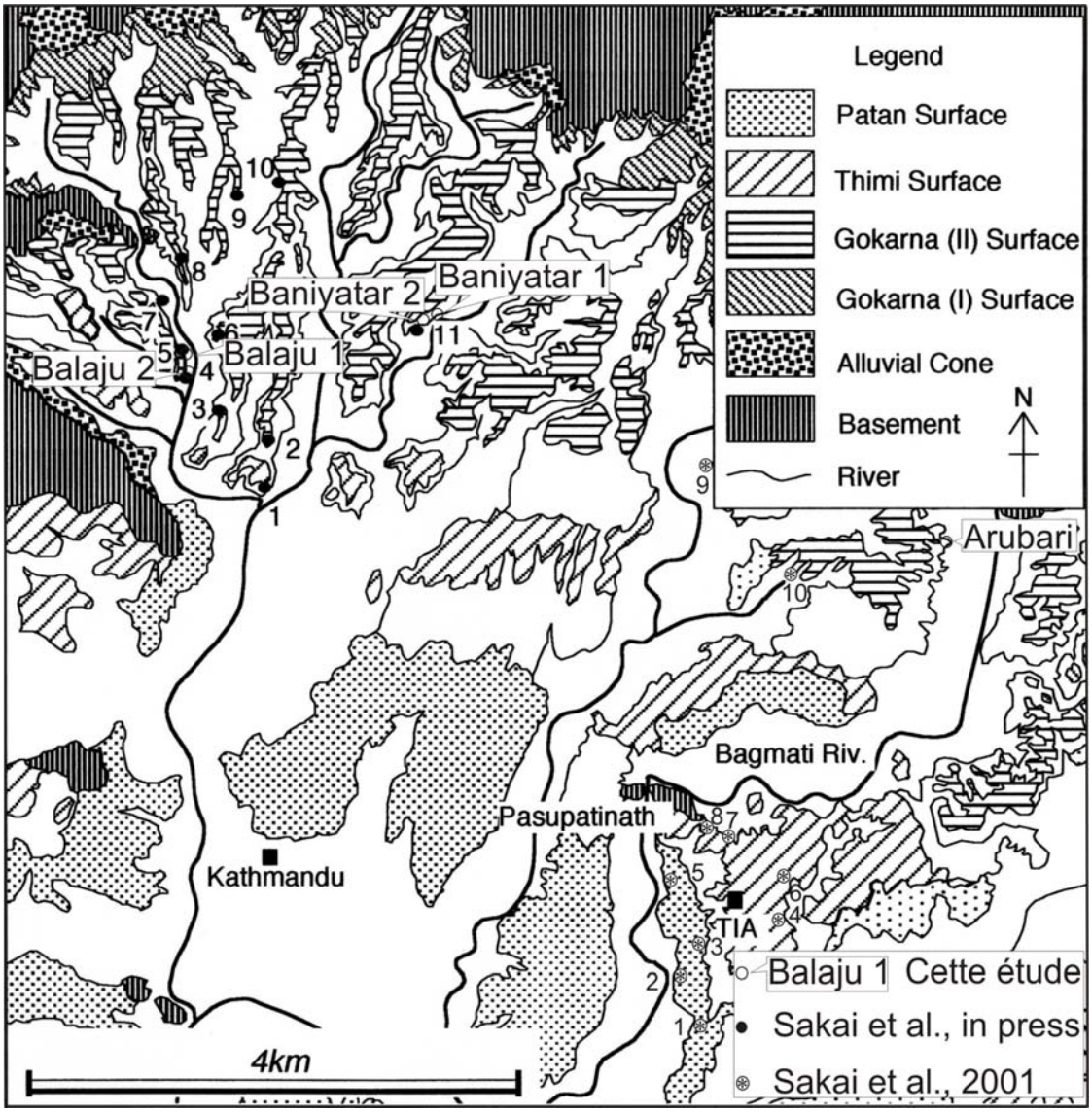


Figure 2.4 : localisation des coupes du Nord, détaillées dans cette étude par rapport à celles de Sakai et al. (2001) et Sakai et al. (in press).

Pour chacune de ces coupes, je présente un log sédimentologique détaillé incluant l'orientation des paléo-courants ; je décris les principaux faciès rencontrés. J'ai utilisé une classification en 7 faciès distincts, et pour chacun je propose une interprétation en termes d'environnement de dépôt. Enfin j'en déduis les variations relatives du niveau du lac.

L'interprétation en termes d'environnement de dépôt s'appuie sur les faciès sédimentologiques de Walker (1984) et Walker & James (1992) pour les faciès deltaïques et lacustres et sur le travail de Miall (1996) pour les faciès fluviatiles.

L'interprétation des directions de paléocourants s'appuie sur la forme des lobes deltaïques, sur l'orientation de la pente des dépôts d'avalanche et sur les structures sédimentaires (litage oblique, litage entrecroisé, rides de courant etc.).

L'interprétation des variations du niveau du lac s'appuie sur le modèle de Gilbert – delta (Gilbert, 1890 ; Wescott & Ethridge, 1990) pour analyser les variations d'environnement et sur les surfaces d'érosion.

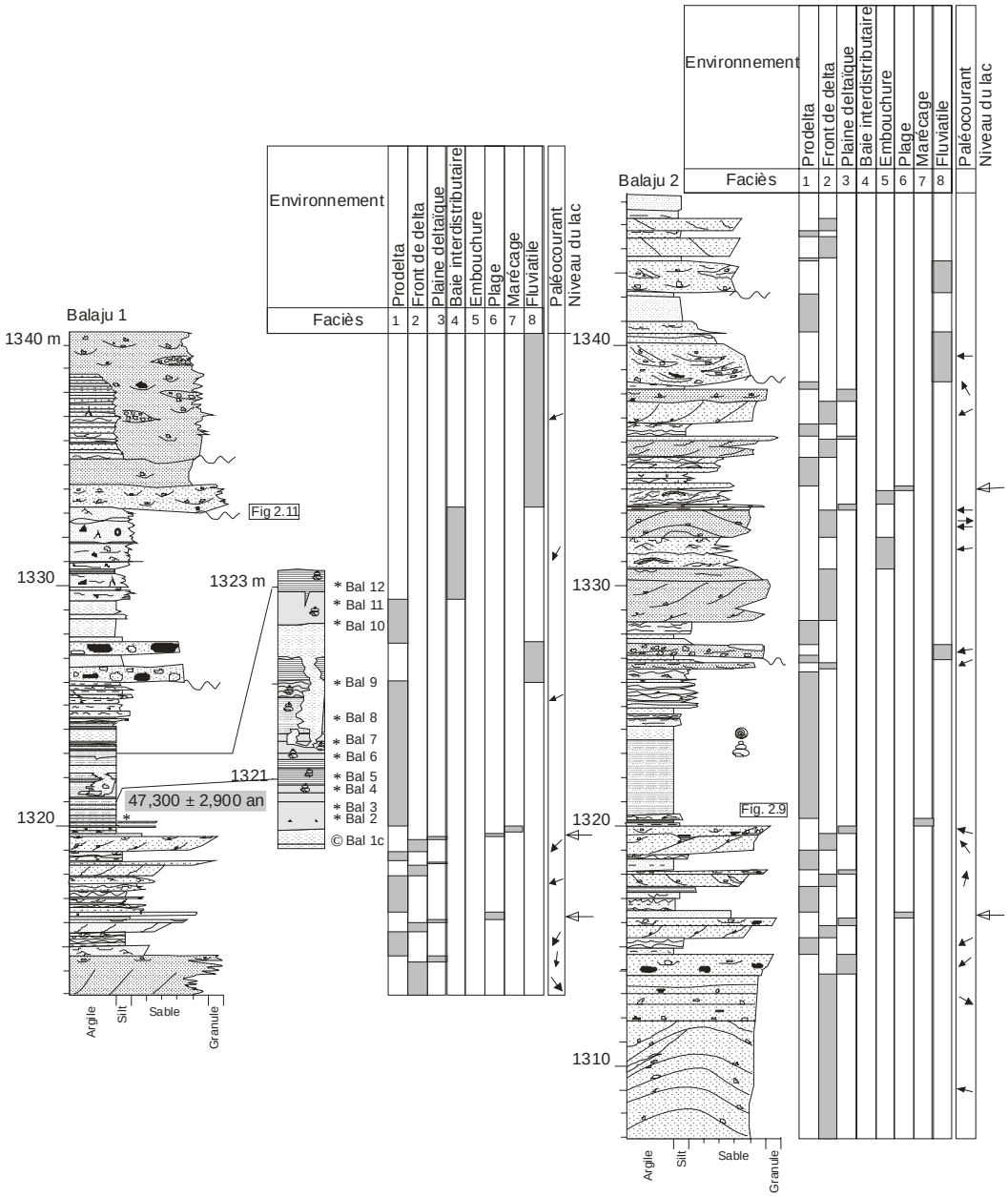


*Figure 2.5 : log stratigraphique et interprétation en termes d'environnements de dépôt des coupes de Balaju 1 et de Balaju 2. Les * correspondent à la localisation des gastéropodes et opercules.*

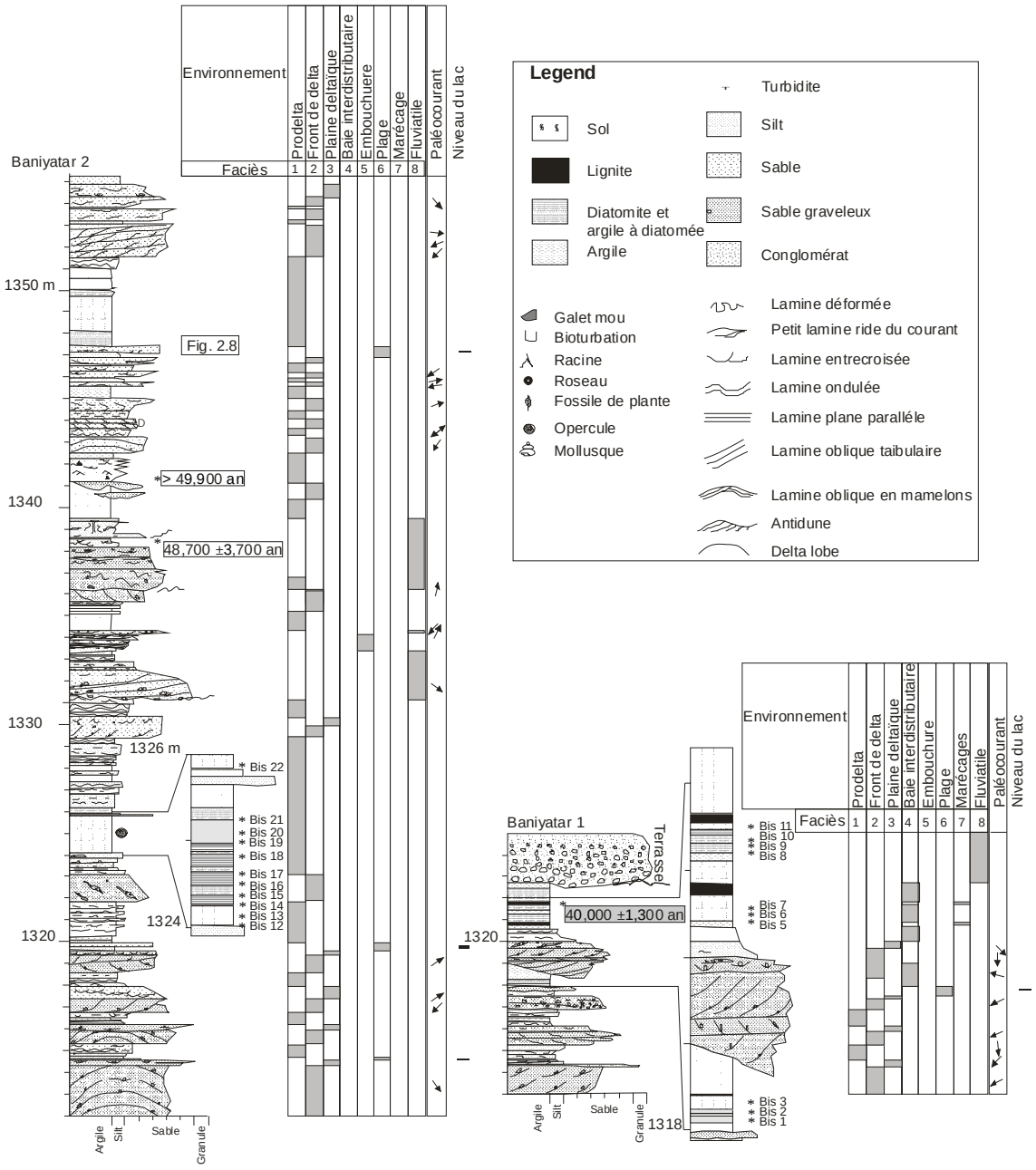
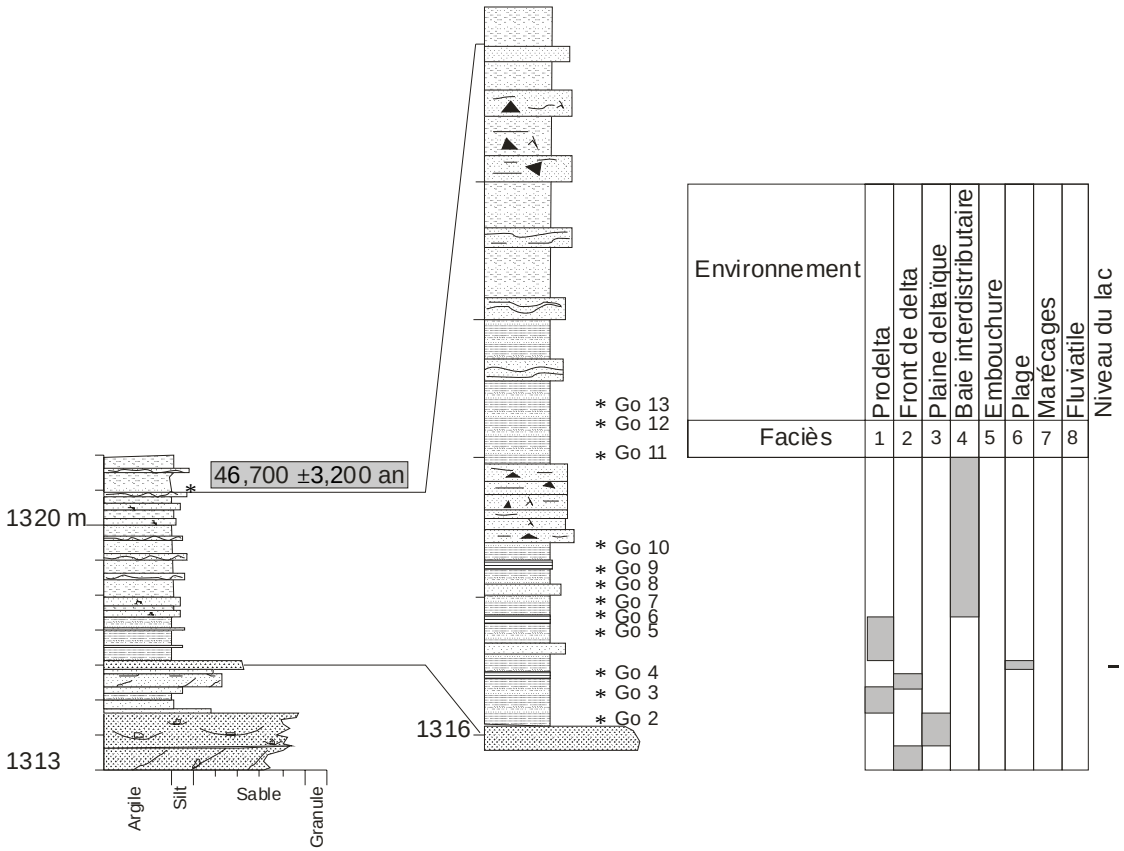


*Figure 2.6 : log stratigraphique et interprétation en termes d'environnement de dépôt des coupes de Baniyatar 1 et de Baniyatar 2. Les * correspondent à la localisation des gastéropodes et opercules.*



*Fiure 2.7 : log stratigraphique et interprétation en termes d'environnement de dépôt de la coupe d'Arubarir. Les * correspondent à la localisation des gastéropodes et opercules.*

3.1.3 Faciès de la partie Nord du bassin

Les faciès sédimentologiques rencontrés dans les coupes de la partie Nord du bassin sont les suivants (voir Figs. 2.5, 2.6 et 2.7**)** :

Faciès 1 (Argile et diatomite)

Ce faciès est constitué d'argiles et silts gris foncé et noirs, d'argiles à diatomées et diatomite blanche à litage très fin et parallèle, de sables très fins à lamines associées à des rides grimpantes, et à lamines onduleuses, parallèles, continues et discontinues. Parfois quelques lentilles de sables très fins à fragments de muscovite apparaissent dans les bancs d'argile. Les petits fragments organiques sont dispersés dans les niveaux de diatomite et dans les bancs d'argiles. Du point de vue paléontologique, des coquilles et opercules de gastéropodes, coquilles de bivalves, et débris de poissons se rencontrent dans les bancs d'argiles à diatomées et de diatomites.

Faciès 2 et 3 (sable et graviers)

Ce faciès est constitué par des sables très grossiers graveleux, des sables moyens et fins à stratification tabulaire oblique avec des lentilles de granules. Les litages obliques sont parfois déformés. Quelques petites lentilles de graviers sont sans matrice et forment un dépôt poreux de type « *sieve deposit* ». Le dépôt montre un caractère de granoclassement normal et inverse. A la base, le faciès passe graduellement au faciès de sable très fin et silt à litage horizontal associé à des dépôts de décantation. Les sables graveleux sont arkosiques en composition. Vers sa partie sommitale, ce faciès passe à un faciès sableux à stratification entrecroisée avec des petits galets mous et des petits galets de socle. Ces galets reposent à la base sur une surface érosive et sont suivis par des sables à litage parallèle et entrecroisé et des silts à lamines associés soit à de petites rides de courant soit à des oscillations. De plus des lentilles du sable, des structures chenalisées et des petits galets parfois imbriqués dans les lentilles apparaissent localement.

Faciès 4 (sable et silt)

Ce faciès est composé par des argiles noires et grises, argiles sableuses à silteuses, et silts gris foncé avec des lentilles de sables à lamines parallèles, onduleuses, et obliques tabulaires. Un banc d'argile à diatomées gris, à lamines fines continues et discontinues, parfois à débris organique, s'intercale avec des argiles grises. Les couches d'argile riches en diatomées contiennent des opercules de gastéropodes, des dents et vertèbres de poisson. Des traces de racines de joncs, des roseaux, des graines et des débris organiques se trouvent dans les bancs d'argiles et de silts.

Faciès 5 (sable)

Ce faciès est constitué par des sables à stratification oblique tangentielle, en auge, avec lamines de rides d'oscillation et de rides grimpantes. Plusieurs lentilles de graviers peuvent apparaître vers le sommet. Parfois le faciès est constitué par des sables à litage oblique en mamelons et à lamines parallèles.

Faciès 6 (sable bien trié)

Ce faciès est formé par des sables bien triés et à litage très net (Fig. 2.8). On y trouve parfois des lamines de courant. Ce faciès est particulièrement riche en quartz. L'épaisseur des bancs atteint jusqu'au 20 cm.

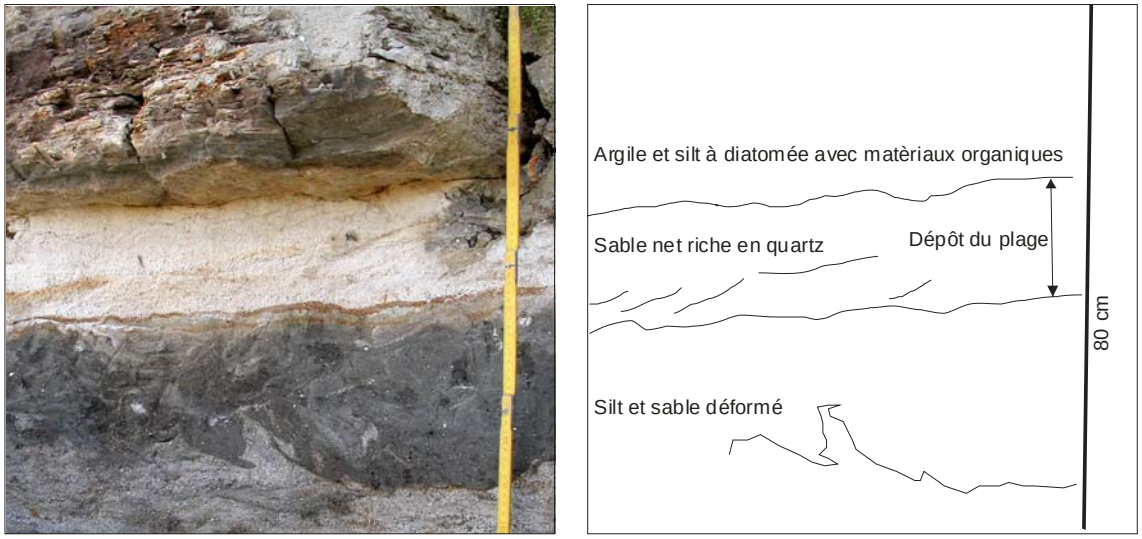


Figure 2. 8 : faciès de sable bien trié interprété comme un faciès de plage. La photo est prise à 1347 m d'altitude, le long de la coupe de Baniyatar-2 (voir localisation sur la Fig. 2.6).

Faciès 7 (sable fin et silt)

Ce faciès est composé par de sables fins à très fins, silts et argiles gris foncé et noires et parfois associé à des bancs de lignite. Les débris de bois et de racines sont disséminés dans les bancs de silts et d'argiles.

Faciès 8 (Conglomérat et sable)

Ce faciès est composé de conglomérats à galets subanguleux ou subarrondis. Les galets reposent par une base érosive sur les sédiments de baie interdistributaire ou lacustre ; des galets mous y sont parfois associés. Le faciès est parfois « *clast supported* » à la base et souvent « *matrix supported* » au milieu. La couche de conglomérat à stratification faiblement inclinée et entrecroisée passe graduellement à des sables très grossiers avec quelques éléments de graviers et peu de galets. Des couches de sables à stratifications entrecroisées apparaissent au milieu de l'unité. Ce faciès peut passer graduellement à des sables moyens et fins à lamines ondulées et entrecroisées et à des silts et argiles gris foncé vers le sommet. Les galets sont constitués de quartz, feldspath, muscovite, gneiss et pegmatite. Ces galets correspondent à des fragments du gneiss de Sivapuri qui est le socle "source" au Nord du bassin.

Interprétation

La classification en 8 faciès fondée sur les caractéristiques des structures sédimentaires permet de caractériser huit types de paleoenvironnents sédimentaires (Figs 2.5; 2.6; 2.7).

Les dépôts et les structures sédimentaires du faciès 1 caractérisent une environnent calme et un processus de sédimentation par décantation dans un lac où la productivité organique est forte, comme cela est indiqué par les bancs de diatomites. Ce faciès s'est déposé dans une zone de prodelta.

Dans le faciès 2, les structures obliques tabulaires et les sédiments à granoclassement inverse ou normal ont été déposés par des avalanches de dépôts ; ils représentent un type de front de delta « *le Gilbert delta* ».

Au-dessus de ce faciès, on trouve des surfaces d'érosion locales avec au sommet des remplissages de graviers à stratifications entrecroisées ainsi que de sables et de silts à lamines parallèles et entrecroisées. Ces structures du faciès 3 signalent le remplissage de petits chenaux dans une plaine deltaïque. Les lentilles de conglomérat et de sables à stratifications entrecroisées correspondent à des remplissages de chenaux en tresses (Miall, 1996). Les quelques dépôts de sables très fins et limons à laminations entrecroisées indiquent un environnent de plaine d'inondation.

Les sédiments à débris organiques et petits bancs d'argiles à diatomées à litage très fin du faciès 4 caractérisent un dépôt de baies interdistributaires.

Le faciès 5 est caractérisé par des structures de litages obliques en mamelons et à stratifications obliques tangentielles. Les rides d'oscillation et les rides grimpantes signalent un dépôt de zone d'embouchure.

Le faciès 6 est caractérisé par des sables bien triés et à litage très net indiquant un dépôt dans une zone de plage (Fig. 2.8).

Le faciès 7 est constitué de faciès silts, argiles avec débris de bois et racines, et lignite, représentant un dépôt de marécage.

Le faciès 8 est un faciès de dépôt de rivière compte tenu de ses caractéristiques lithologiques et de ses structures sédimentaires.

3.1.4 Corrélation des logs de la partie nord du bassin et datation par ^{14}C

Dans la partie basse, nous avons corrélé ces 5 coupes en utilisant comme marqueurs lithologiques:

- Le banc d'argile à diatomées, silts et sables très fins contenant des opercules de gastéropodes, des coquilles de bivalve et gastéropodes, des débris du poisson, et dont la base est située autour de 1320 m d'altitude.

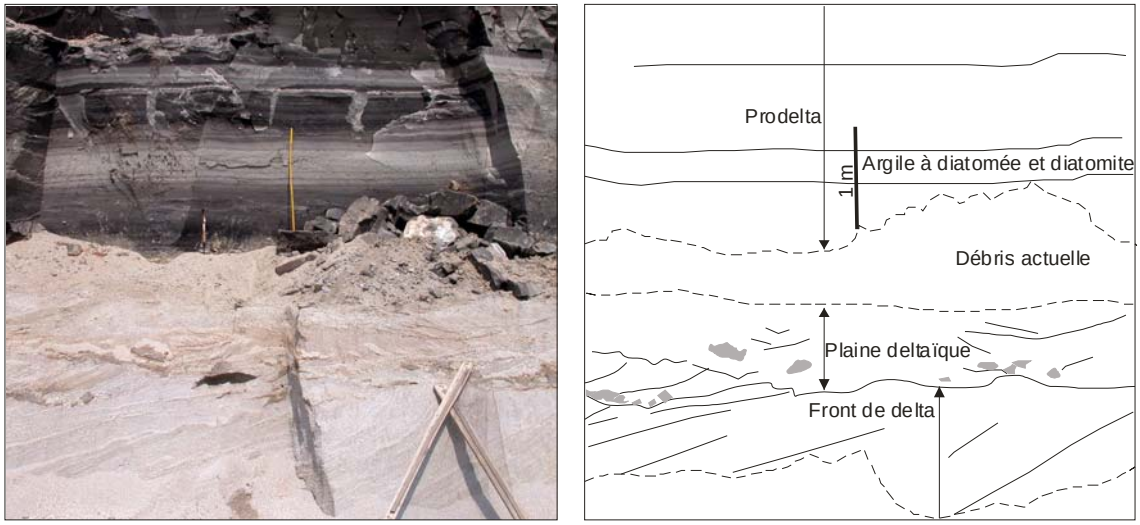


Figure 2.9 : affleurement d'argiles à diatomées et diatomites, faciès de prodelta (base de la formation Lgd, coupe Balaju 2, voir Fig. 2.12).

Il est appelé ici Lgd (Level with gasteropods and diatoms) (Fig. 2.9) et son épaisseur maximum est de 9 m sur la coupe de Baniyatar 2. Il est très évident à reconnaître sur le terrain au Nord du bassin. Dans la coupe de Balaju, les fossiles sont bien préservés. Ils ne montrent pas de marques de transport susceptibles d'avoir entraîné des dégradations de la morphologie originelle des espèces de mollusques. Le mollusque *Bellamya* sp. trouvé dans ce banc est un gastéropode lacustre qui vivait au fond du lac en contexte benthique (Gurung *et al.*, 2001).

- Un autre type de marqueur est constitué par le dépôt de plage d'une vingtaine de centimètres maximum (Fig. 2.8). L'analyse des faciès à l'échelle centimétrique effectuée sur le terrain, montre une tendance à l'augmentation du niveau du lac entre 1314 et 1320 m d'altitude. Cette tendance générale se décompose en au moins 4 événements, avec une élévation voisine de 1,5 m pour chacun. Chaque événement est marqué par une transgression des faciès de prodelta sur des niveaux de plage ou de plaine deltaïque, qui est suivie par une progradation du front du delta (Fig. 2.10). Cette progradation est suivie d'un abaissement limité du niveau du lac (moins de 50 cm). Ce type d'évolution a été décrit par Sakai, T. *et al.* (2001, article présenté dans le paragraphe 2.1 de cette thèse).

Vers la partie basale, le niveau du lac a été maximum pendant la période de dépôt du niveau Ldg ; en effet ce niveau est le plus épais et correspond à un dépôt de pro-delta durant une période calme.

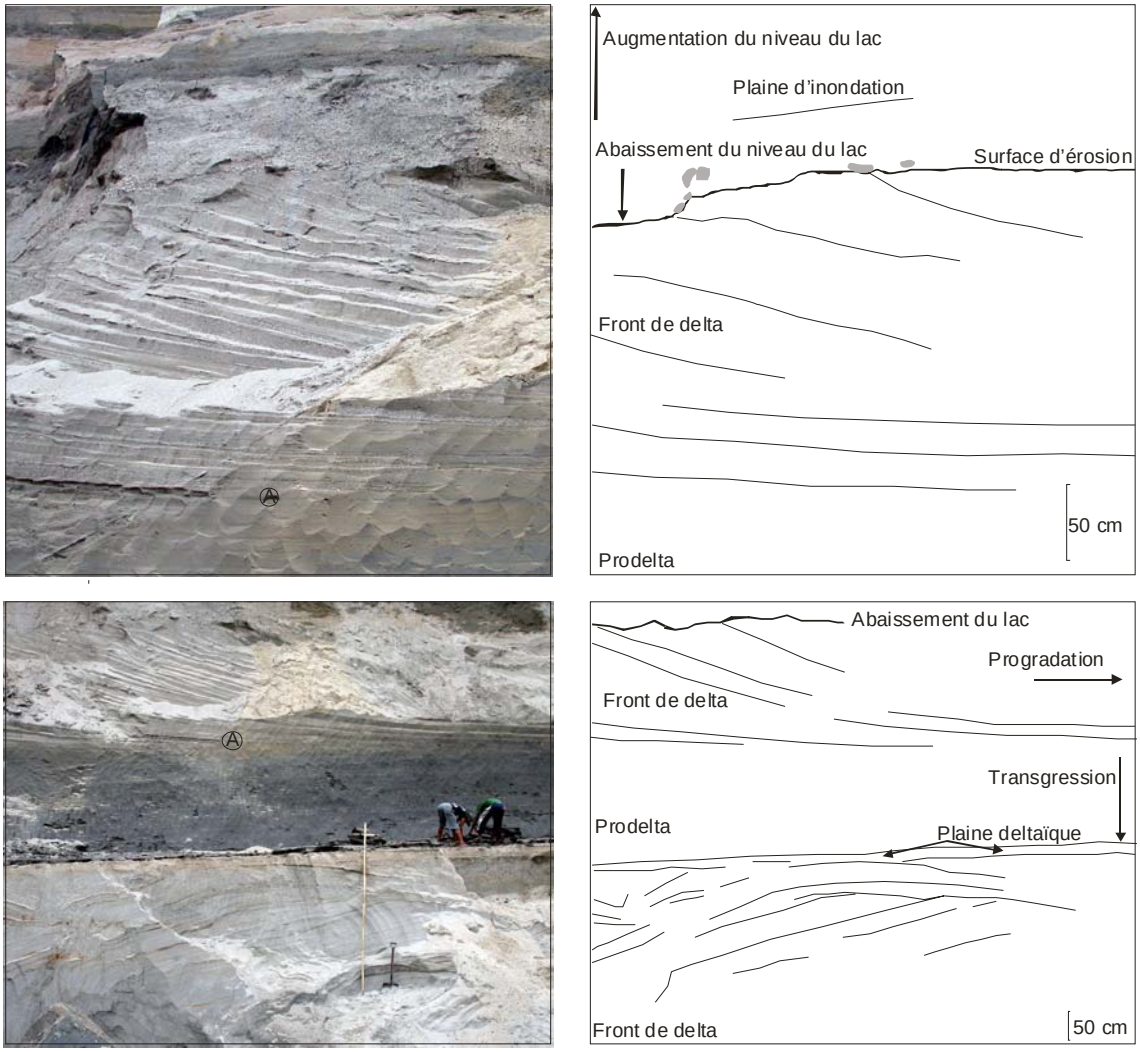


Figure 2.10 : détail d'une séquence décrivant une succession de transgression-progradation-abaissement du niveau du lac (Sud de la partie basale de la coupe de Banyatar2).

Dans la partie haute, au-dessus de 1325 m d'élévation, nous avons pu corréler des surfaces d'érosion. On trouve trois surfaces d'érosion principales qui érodent le dépôt du bassin.

La première vidange du lac s'est produite autour de 1331 m (Sakai, T. *et al., in press*; voir le paragraphe 2.2 de cette thèse). Cet événement a produit une incision de la vallée d'au minimum 5 m profondeur. Le dépôt fluviatile se trouve sur la surface d'érosion développée dans le dépôt lacustre. Il a été nommé ici SES (Surface d'Erosion Sakai). Ensuite, le niveau du lac est monté d'au minimum onze mètres, compte tenu de la sédimentation continue au-dessus de SES dans le log de Balaju 2.

Après ce comblement, deux autres surfaces d'érosion sont mises en évidence, appelées SEB 1 et SEB 2 (Surface d'érosion de Balaju). La SEB 1 débute à une altitude de 1338.5 m et correspond à une descente d'environ 5.5 m où elle s'arrête sur les dépôts de baie interdistributaire (Figs. 2.11 et 2.12). La dernière vidange du lac observée a commencé autour de 1342 m d'élévation, d'après le log de Balaju 2, et une épaisseur de 7 m de sédiments minimum a été enlevée par l'érosion fluviatile d'après le log de Balaju 1. Cette surface est nommée ici SEB 2.

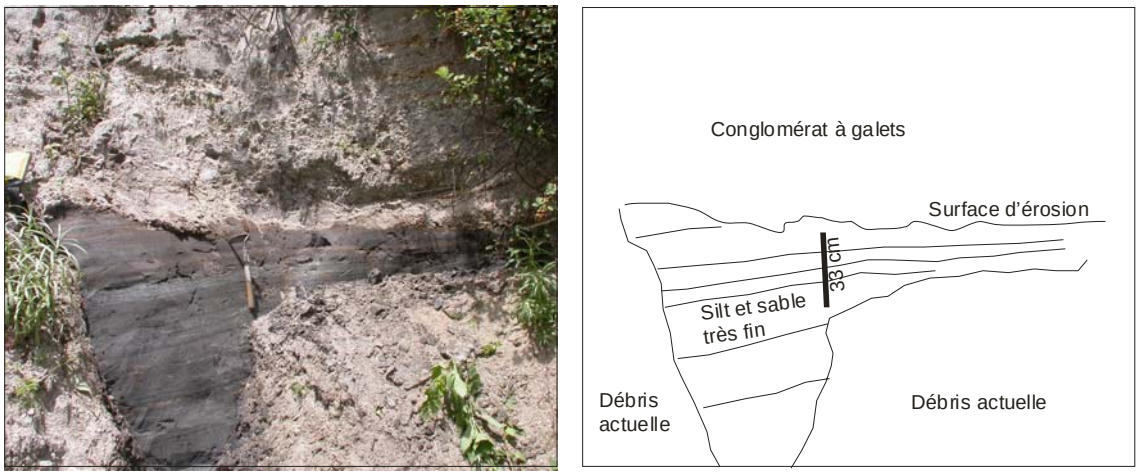


Figure 2.11 : discordance SEB2 dans le log de Balaju 1 (localisation sur la fig 2.5).

Dans la partie supérieure, la coupe de Baniyatar 2 montre que le lac a monté régulièrement à partir de l'élévation 1347 m après de petites fluctuations du niveau du lac entre 1343 et 1347 m. On trouve dans le partie sommitale, un dépôt lacustre épais de 4 m qui représente une période calme.

En résumé, si l'on considère le dépôt de plage comme un proxy pour établir le niveau du lac, et que les phases de remontée du lac sont clairement illustrées lorsque les dépôts de plages sont recouverts par des dépôts de prodelta, on trouve alors six niveaux successifs pour le lac. Globalement on arrive à estimer l'augmentation du niveau du lac au Pléistocène tardif à un minimum de 32 m par la méthode stratigraphique, augmentation ponctuée d'au moins 3 descentes supérieures à 5m, et d'au moins 4 fluctuations limitées (moins de 1 m) à la base.

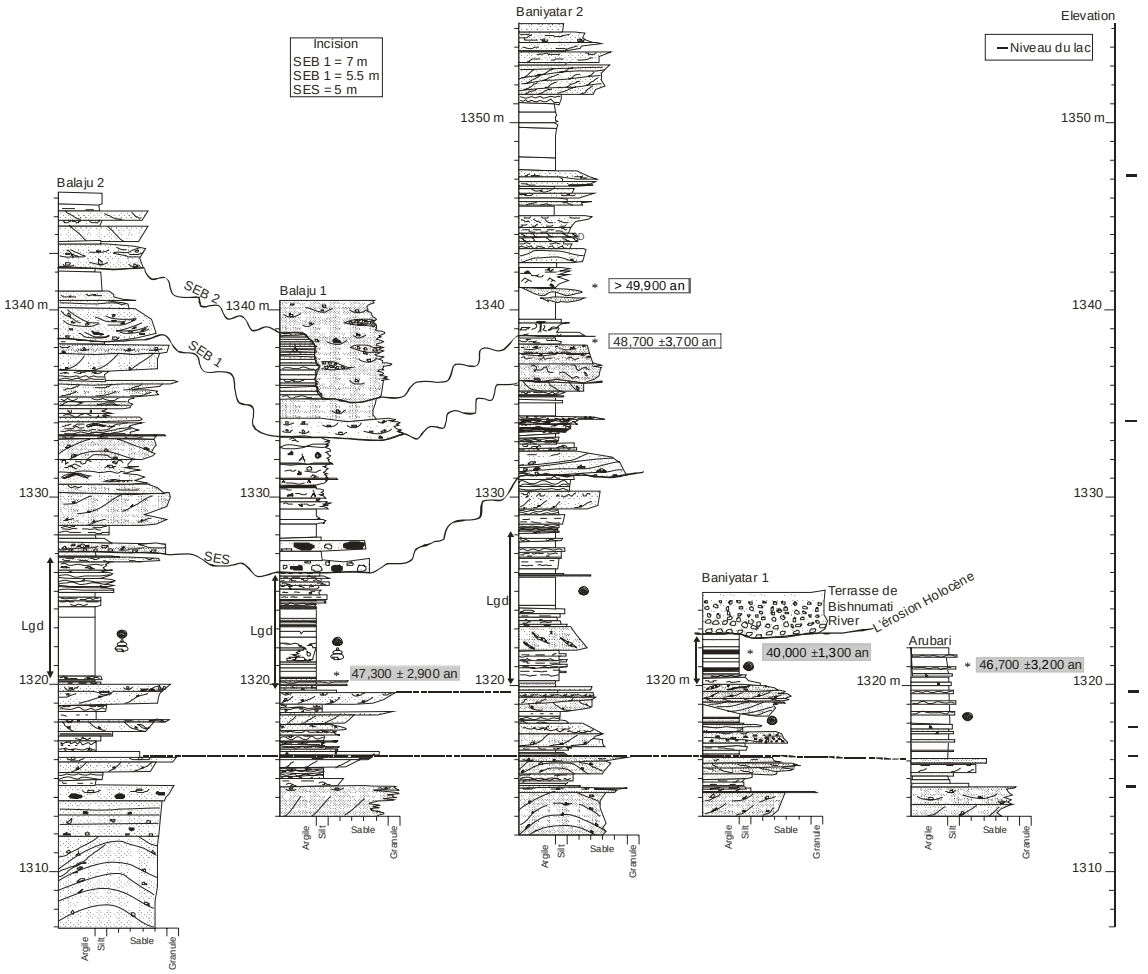


Figure 2.12 : corrélation lithologique et datation Carbone 14 des 5 logs levés au Nord-Ouest de Kathmandu.

Sur ces 5 coupes de la partie Nord du bassin (formation de Gokarna) nous avons réalisé 5 datations Carbone 14 de bois, lignite et charbon. Il apparaît des anomalies évidentes dans l'ordre des âges Carbone 14 par rapport aux âges stratigraphiques ; ce qui implique que certains échantillons de bois et charbon sont caractérisés par une forte remobilisation avant leur dépôt final. Ainsi l'âge de 40 000 ans trouvé à la base de Lgd dans le log de Baniyatar 1 implique que les âges trouvés dans le haut de Baniyatar 2 (>49,900 ans BP et 48,700 ans BP) caractérisent des objets remobilisés. L'âge de l'échantillon trouvé dans le log de Balaju 1 (47,000 ans) peut-être interprété de deux manières différentes: il est compatible avec un très faible taux de sédimentation entre 40,000 et 47,000 ans; mais dans ce cas il faut invoquer, en fonction de l'altitude minimum du premier dépôt (avant remobilisation) des échantillons remobilisés (48,700 ans BP), une forte baisse entre 48,700 et 47,300 ans (d'au moins 20 m). Une autre interprétation est que ce matériel soit lui aussi remobilisé. Il faut noter par ailleurs

que des âges à 48700 ans sont en limite de détection de la méthode Carbone 14, et que la moindre contamination peut donner ce type d'âge apparent pour des échantillons beaucoup plus anciens que 50 000 ans, relativisant cette hypothèse d'un abaissement abrupt. Au total, seul l'age de l'échantillon de lignite à 40 000 ans, à la base du Lgd est faible.

3.1.5. Les coupes illustrant les relations entre la formation de Gokarna et la formation de Chapagaon dans la partie sud du bassin

La coupe épaisse de 38 m levée à Sunakothi, et la coupe épaisse de 21 m levée à Barikhel, sont situées dans des falaises naturelles (voir Fig. 2.13). Les altitudes de leurs sommets sont respectivement 1360 m et 1430 m.

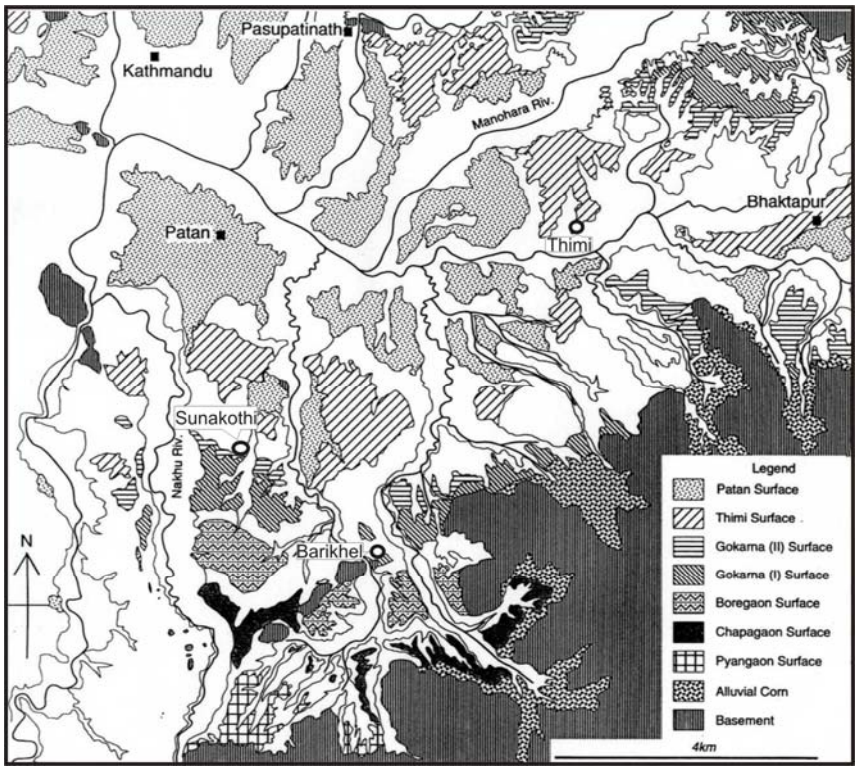


Figure 2.13 : localisation des sites de Sunakothi, Barikhel et Thimi (modifié d'après Sakai & Tabata, 2001).

3.1.5.1 Sédimentologie

Les coupes étudiées (Figs. 2.14 et 2.15) sont constituées par les faciès suivants.

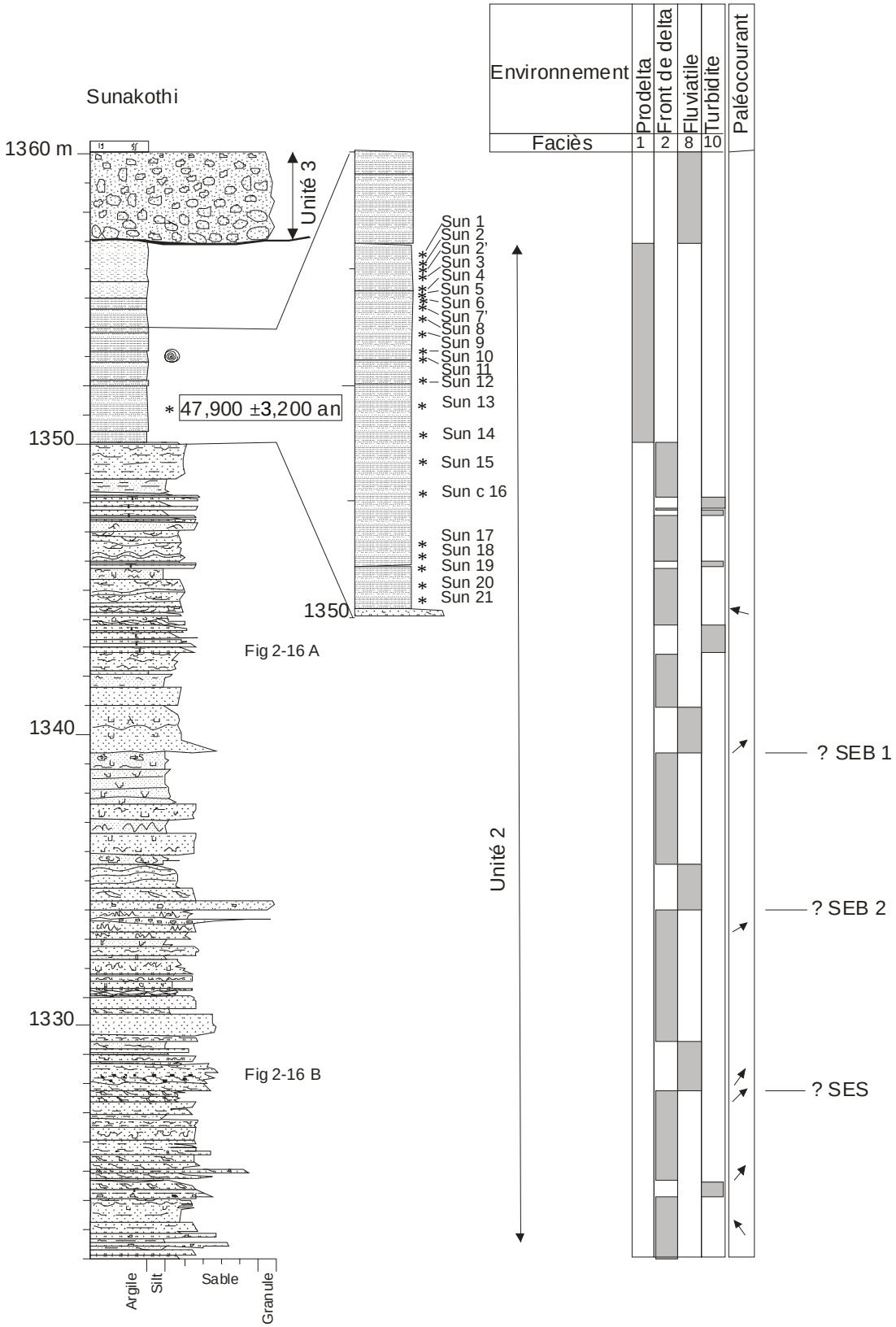


*Figure 2.14: coupe de Sunakhoti et interprétation en terme d'environnement. Les * correspondent à la localisation des gastéropodes et opercules.*

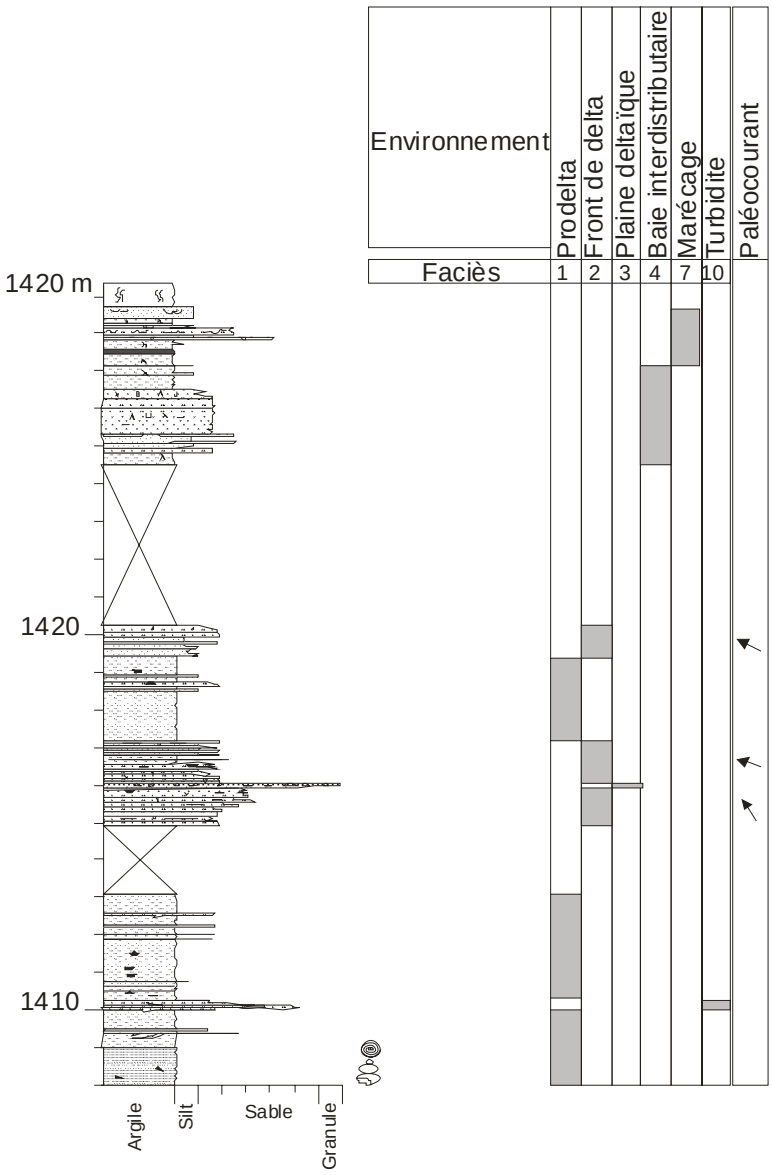


Figure 2.15 : coupe de Barikhel et interprétation en terme d'environnement. Les côtes correspondent à des altitudes.

Faciès 1 (argile diatomée)

Ce faciès correspond à des dépôts d'argiles grises, gris foncé, brunâtres ou violacées montrant des structures à lamines ondulées, continues, d'argiles silteuses massives avec quelques petits bancs de sables très fins à laminations parallèles et d'argiles à diatomées et lamines très fines contenant des débris organiques. Ce dépôt renferme parfois un minéral bleu : la vivianite. Il contient des coquilles et des opercules de gastéropodes ainsi que des dents et vertèbres de poisson.

Faciès 2 & 3 (sable et silt)

Ces faciès sont constitués de sables fins et silts gris. Les stratifications sont ondulées, parallèles ou obliques. Des laminations de rides de courant caractérisent certains bancs de sable. Les laminations sont déformées. Des structures de bioturbation et des débris organiques se trouvent dans les sables et les silts. Vers la partie sommitale, de petits bancs de sable à graviers et galets mous montrant un granoclassement inverse sont parfois présents.

Faciès 4 (sable, silt et argile)

Ce faciès est constitué de sables très fins, de silt gris avec quelques lentilles de sable et d'argiles noires et grises. Ce faciès montre une forte bioturbation. Des traces de racines et de roseaux se trouvent dans les sédiments.

Faciès 7 (argile et Lignite)

Le faciès est caractérisé par des niveaux argileux gris avec quelques lentilles de sable et un niveau de lignite. Les sables sont jaunâtres ou roussâtres.

Faciès 8 (conglomérat et sable grossier)

Le faciès consiste en un conglomérat contenant des galets millimétriques à pluri-décimétriques de grès, calcaires et schistes. Le conglomérat est « clast supported » et massif avec une matrice de sable et de silt. Il est mal trié. Les galets sont subarrondis à arrondis. Le contact de base est érosif au-dessus d'un dépôt de front de delta ou de prodelta. Le sable grossier est caractérisé par des litages obliques tangentiels et contient des galets mous (Fig. 2.16A).

Faciès 10 (turbidite)

Ce faciès est constitué d'un dépôt granodécroissant de 65 à 25 cm d'épaisseur. Il s'agit du dépôt d'une turbidite. Celle-ci débute par une base érosive. Le sable montre une texture granoclassée et parfois un litage plan, parallèle et discontinu. Ce dépôt contient localement quelques galets de socle. Il évolue verticalement vers des sables fins à laminations planes parallèles et finement ondulées. Il est surmonté par des silts et argiles silteuses. Les silts sont caractérisés par des lamines ondulées avec de petites rides de courant. Les argiles silteuses sont massives et contiennent des débris des matériaux organiques.

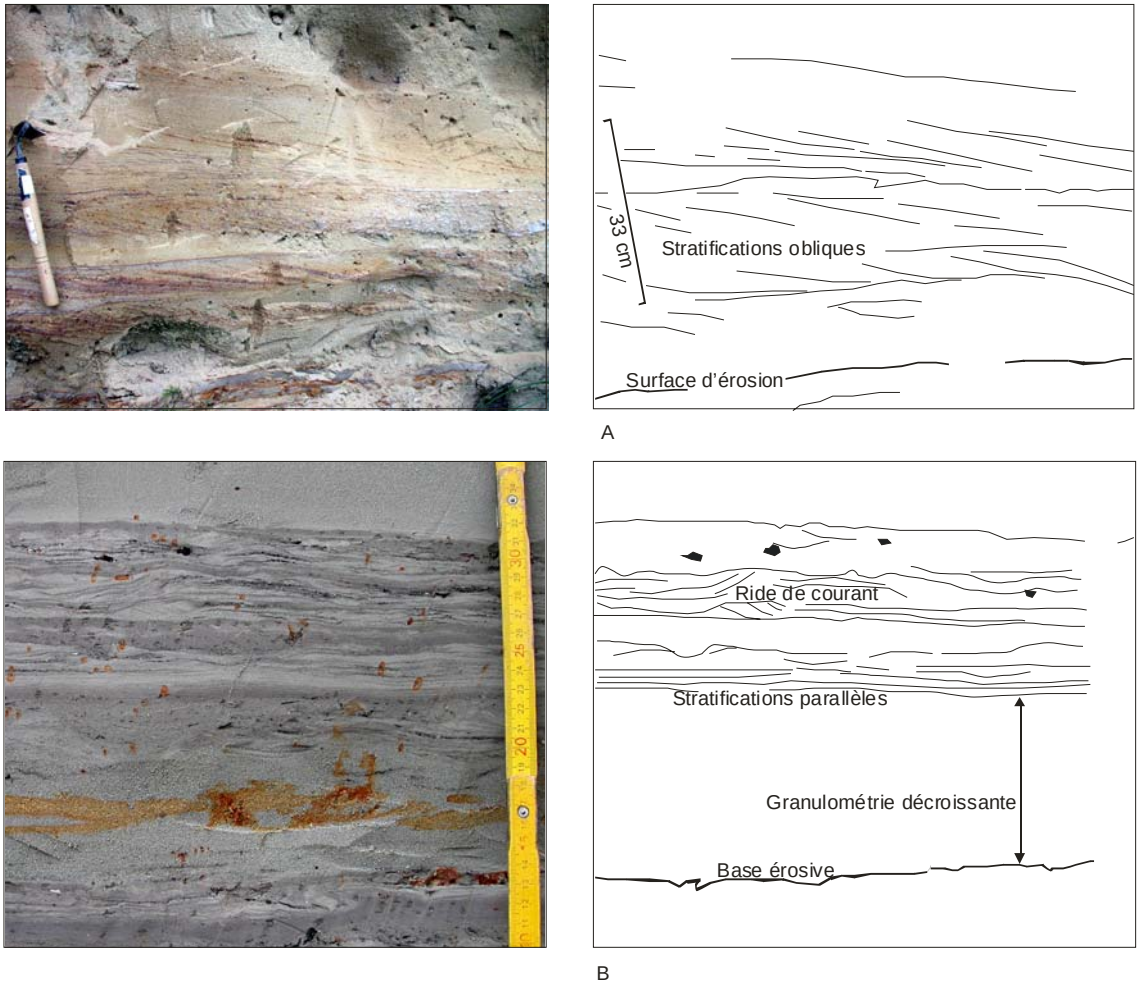


Figure.2.16 : exemples de faciès de la coupe de Sunakothi. A) dépôt de rivière en méandres ; B) facies de turbidite.

Interprétation:

L'interprétation des faciès est similaire à celle des faciès rencontrés dans la partie Nord, mais avec quelques spécificités :

Le faciès 1 est un dépôt de prodelta dans lequel on retrouve le minéral "vivianite".

Le faciès 2 représente un faciès de front de delta. Il est composé par des sédiments très fins par rapport à son analogue au Nord du bassin. Ceci résulte de la provenance Sud du matériau où les sources sont constituées de grès, schistes et calcaires.

Le faciès (10) de turbidite (Fig. 2.16B) a pour caractéristique un granoclassement normal depuis la base, des lamines planes parallèles et des lamines associées à des courants. L'origine de ce dépôt peut-être associée à un climat montrant des événements hydrologiques de forte intensité. Il montre parfois à la base des galets de socle qui signalent une origine depuis la montagne source.

3.1.5.2 Corrélations avec les différentes unités du bassin de Kathmandu

La coupe de Sunakhoti est située dans la zone stable du bassin (du point de vue tectonique) tandis que la coupe de Barikhel est située dans la zone soumise à la surrection. Aussi les altitudes de la coupe de Sunakhoti peuvent être utilisées comme guide pour corréler cette coupe avec les formations de Gokarna rencontrées dans la partie Nord : les altitudes des trois événements fluviatiles qui viennent recouvrir le front du delta sont en accord avec les altitudes des 3 discordances SES, SEB1 et SEB2. Compte tenu de cette corrélation, l'âge de 47 900 ans dans le haut de la coupe doit être considéré comme associé à de la matière organique remaniée. Enfin, la formation fluviatile supérieure, au-dessus de 1357 m, correspond à l'arrivée de l'unité (3) Chapagaon sur la formation Gokarna (unité 4). Le contact entre les deux est érosif, mais présente une grande régularité.

La coupe de Barikhel a subi une surrection tectonique, et ne peut pas être corrélée directement avec le Nord. Les sédiments lacustres les plus hauts sont situés plus de 30 m au-dessus des plus hauts sédiments lacustres rencontrés dans le Nord du bassin. Compte tenu des faibles taux de surrection de la partie Sud du bassin (voir partie III), les sédiments de Barikhel sont probablement plus anciens que ceux de la formation Gokarna II.

3.2 La formation de Thimi :

3.2.1. Localisation

Thimi constitue le site de référence de la formation de Thimi. Une carrière en forte activité a permis de lever un premier log en 1996 (Gajurel *et al*., 1998), présenté dans la partie III de cette thèse). Le front de taille ayant reculé de plus de 100 m depuis lors, nous présentons ici un nouveau log. Ce log est situé dans la falaise d'une carrière de limon sableux (voir Fig. 2.13). La coupe a 30 m d’épaisseur et l’altitude au sommet est de 1330 m.

3.2.2. Description sédimentologique

Le log est constitué de quatre faciès principaux (Fig. 2.17).

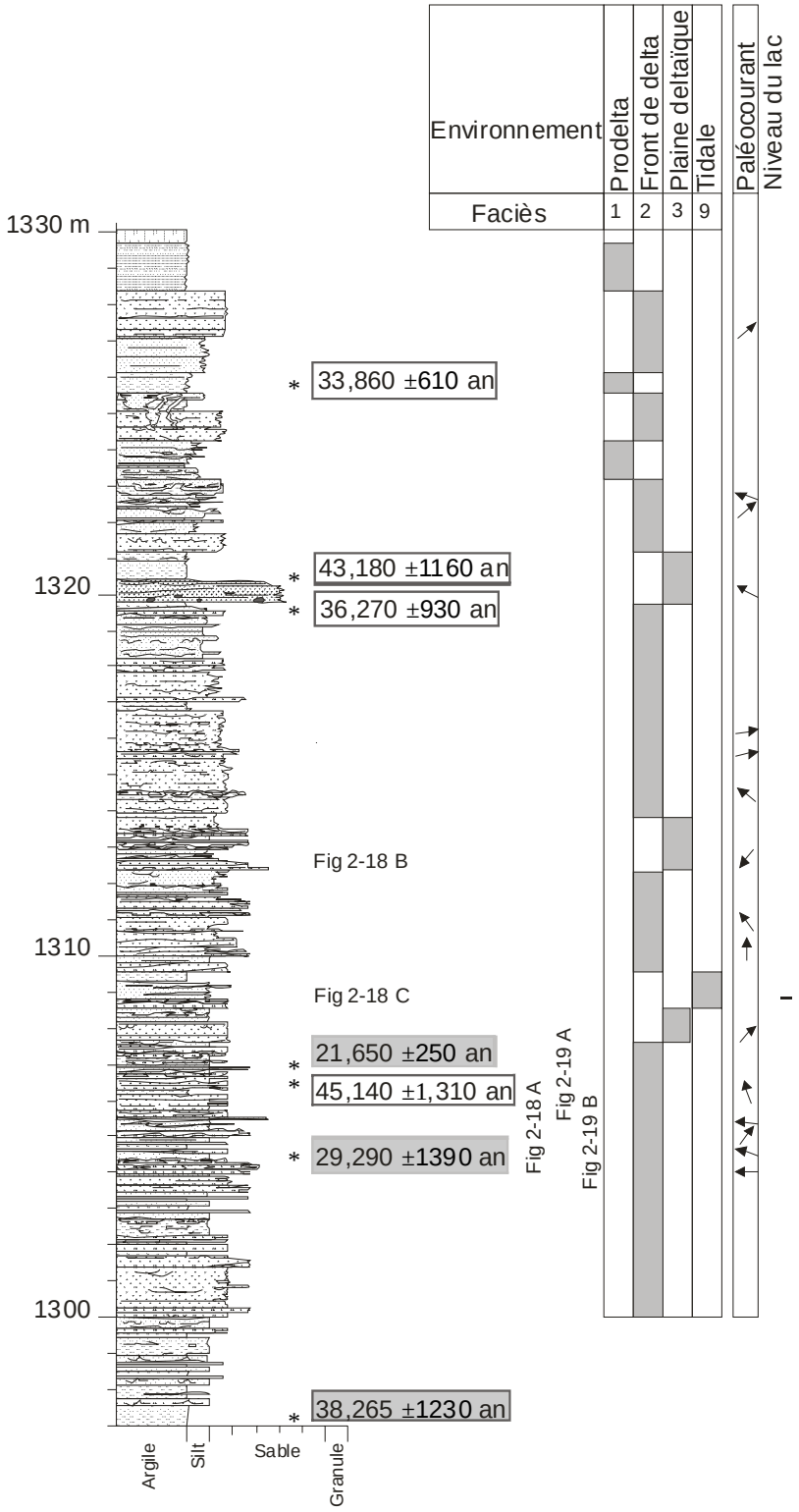


Figure 2.17 : log stratigraphique de la carrière de Thimi et interprétation en termes d'environnement. Les âges de matériaux organiques possiblement en place sont en grisé, ceux de matériaux remaniés sont dans des cartouches blancs. Les côtes correspondent à des altitudes.

Faciès 1 (argile et diatomite)

Ce faciès est constitué par des dépôts d'argiles, d'argiles à diatomées et de diatomites blanches. On observe une alternance de silts et d'argiles dans ce dépôt. Les lamines sont ondulées ou parallèles. Un banc épais de diatomite apparaît au sommet de cette coupe (altitude 1329 m).

Faciès 2 (sable et silt)

Ce faciès présente une alternance de sables fins à très fins et de silts gris. On y trouve des stratifications obliques, parallèles, entrecroisées, ondulées, lenticulaires ou en "flaser", et des lamines associées à des rides de courant ou d'oscillations (Fig. 2.18A). On y observe différents types de rides grimpantes (Fig. 2.18B). On trouve également une évolution progressive depuis une stratification de type lenticulaire vers une stratification de type "flaser" (Fig. 2.19A). Les litages des sables et silts sont faiblement inclinées vers le Nord-Ouest et le Nord-Est. On observe aussi des structures de déformation syn-sédimentaires (Gajurel *et al*., 1998, voir partie III de cette thèse)

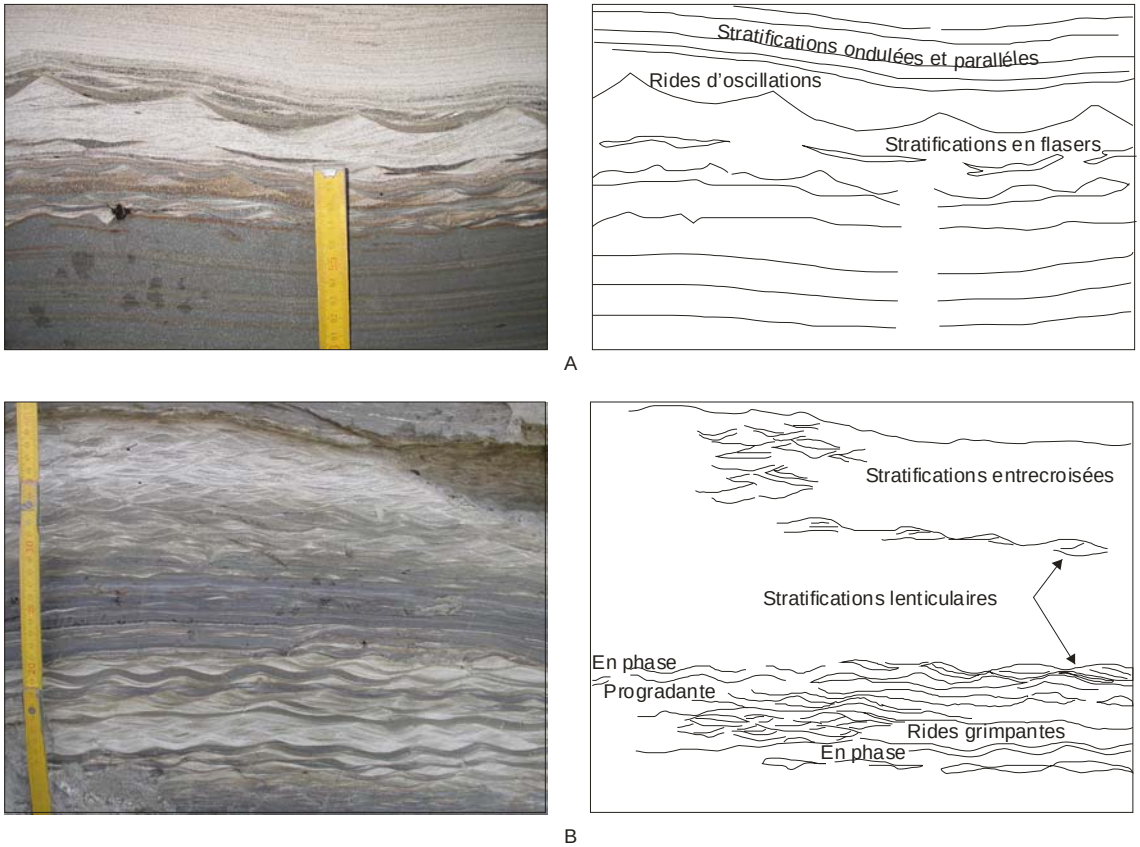


Figure 2.18 : structures sédimentaires dans le faciès 2 de front de delta.

Faciès 3 (sable moyen et grossier)

Ce faciès est composé par des sables grossiers à litage oblique tangentiel avec des galets mous. Sa partie supérieure est formée par des sables moyens à fins et des silts à stratifications lenticulaires à entrecroisées (Fig. 2.19B).

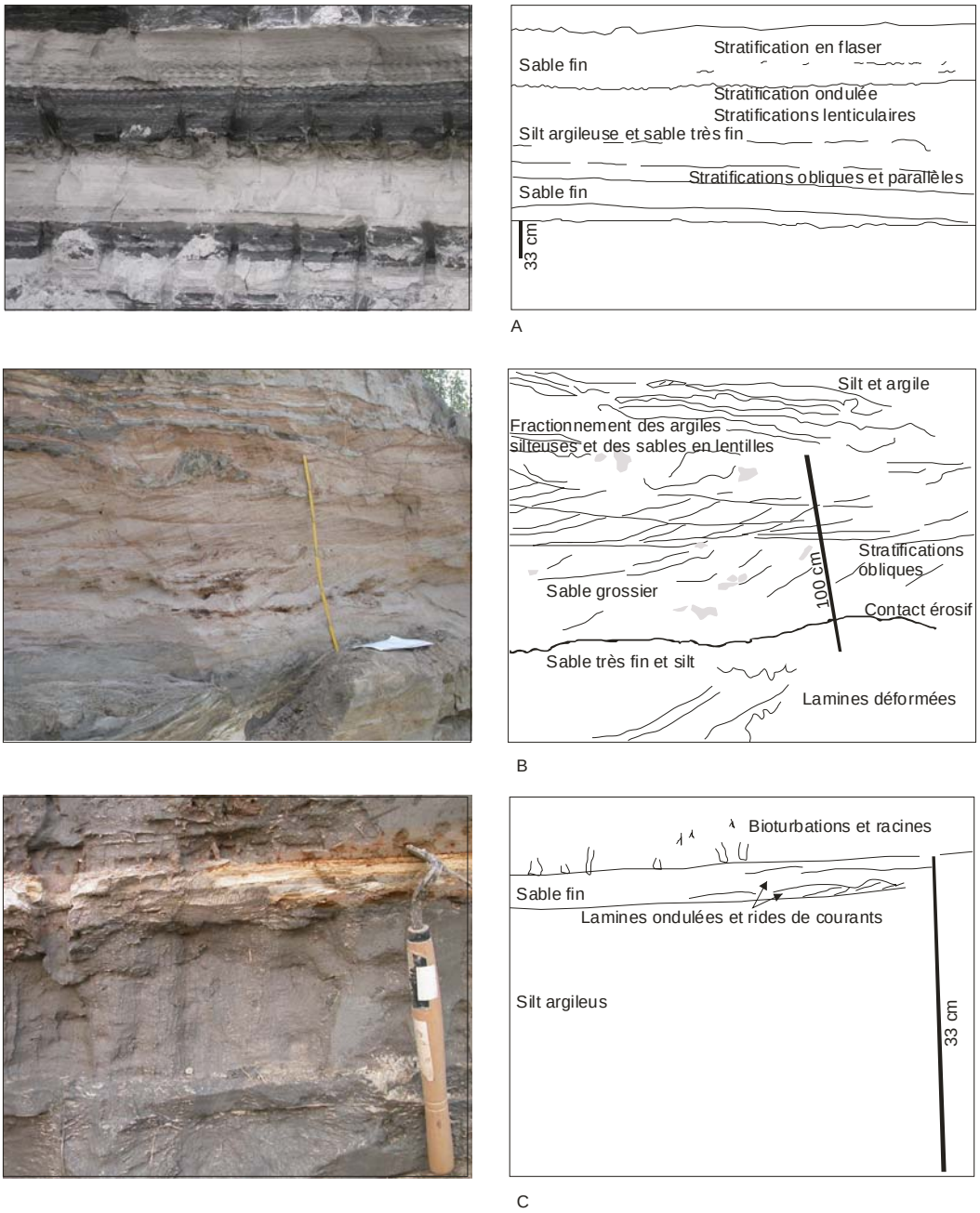


Figure 2.19 : faciès de Thimi. A) Faciès 2: sable et silt : faciès de comblement en environnement de front de delta, B) Faciès 3: comblement en environnement de plaine deltaïque par une rivière en méandres et C) Faciès 9: comblement et environnement tidal.

Faciès 9 (sable fin et limon)

Ce faciès se caractérise par des silts contenant des traces de racines et des bioturbations ainsi que par des sables fins à laminations ondulées et rides de courant (Fig. 2.19C).

Interprétation :

Le faciès 1 montre une sédimentation de type prodelta par sa composition lithologique et ses structures sédimentaires.

Le faible pendage du faciès 2 vers le Nord-Ouest et le Nord-Est, ainsi que les directions de paléo-courant vers ces mêmes deux directions, caractérisent des dépôts de front de delta avec un apport général en provenance du sud. Les sédiments sont ici très fins dans ce faciès par rapport aux faciès analogues au Nord. Ceci est en accord avec l'hypothèse d'un fort recyclage, hypothèse développée ci-dessous. Les stratifications lenticulaires correspondent à l'arrivée périodique de sables dans un environnement de dépôt de boues: les rides des lentilles de sables signalent des périodes de courant actif alors que les argiles en "flaser" indiquent des phases plus calmes. Les lits ondulés signalent une variation de la composition des sédiments où boues et sables alternent. Cette évolution de ces types de structures caractérise le passage d'une période calme à une période active. Des structures de ce type sont décrites dans les dépôts de front de delta et vers le fond des lacs à l'avant de petits deltas (Coleman & Gagliano, 1965 ; Coleman, 1966).

Le faciès 3 caractérise un dépôt de rivières à méandres.

Les bioturbation et traces de racines dans les sédiments de silts avec sables à lamines ondulées et rides de courant dans le faciès 9 signalent un environnement de dépôt de "tidal flat".

3.2.3. Datations des sédiments et ampleur du recyclage

Les âges obtenus sur les charbons, écorces, et fragments de bois échantillonnés sur la coupe de Thimi montrent clairement des incohérences en terme de stratigraphie (Tableau 2.2): des échantillons de matières organiques anciennes reposent au dessus d'échantillons plus jeunes!

Tableau 2.2 : datations ^{14}C réalisées sur le site de Thimi.

Profondeur	Age mesuré	incertitude	n° analyse	n° échantillon	type échantillon	année échantillonnage	remarque	laboratoire
0,5	38 265	1230	Ly-9342	Timi KTM4	bois	1997	Conventionnel	Lyon
4,3	29 290	1390	Ly-11189	00.74	écorce	2000	Conventionnel	Lyon
7	21 650	250	Lyon-1957(Poz)	00.60	bois	2000	Conventionnel	Lyon
7,2	45 140	1310	Lyon-509 (Oxa)	Th 3	charbon	1997	Conventionnel	Lyon
19,3	36 270	930	aa50056	NTH10	charbon	2002	AMS	Arizona
20,5	43 180	1160	Lyon-508(Oxa)	Th2	charbon	1997	Conventionnel	Lyon
25,8	33 860	610	aa50057	ThS1C1	charbon	2001	AMS	Arizona

Compte tenu de la position des formations de Thimi dans l'ensemble sédimentaire lacustre du lac de Katmandou, nous proposons d'interpréter ces incohérences apparentes d'âge comme liés à des processus de remobilisation de sédiments situés en amont: dans ce cas, tous les échantillons anomaliques en terme de position stratigraphique fournissent en fait une information sur l'âge des formations érodées. Celles-ci étaient situées à un niveau plus élevé que le lac lors du dépôt de la formation de Thimi.

Tous les échantillons situés à plus de 7 m de la base sont donc recyclés et suggèrent un âge de la formation amont recyclée comprise entre 45 140 ans et 33 860 ans. Cette fourchette d'âge est en accord avec l'âge habituellement envisagé dans les paragraphes précédents pour la formation de Gokarna.

Pour l'échantillon le plus profond (38 265 ans), son âge est stratigraphiquemment cohérent, âge ancien à la base. Cet âge est cohérent avec les résultats magnétostratigraphiques de Gautam *et al.* (2001), qui suggèrent un champs de polarité inverse (Anomalie de Laschamp, ~ 42 000 ans) à la base de Thimi. Dans ce cas le dépôt de ces sédiments serait synchrone de celui de la formation Gokarna, mais déposé à une altitude plus basse, dans un contexte plus profond. Les quelques mètres de faciès fin pourraient correspondre à cette partie profonde. Nous considérerons donc le morceau de bois daté à la base comme mis en en place dans une partie profonde du lac (plus de 30 m de profondeur).

Au total, 4 sur 7 des échantillons de matière organique datés à Thimi correspondent à un processus de remobilisation, ce qui souligne le rôle de la remobilisation des sédiments entre unités de Gokarna et de Thimi.

4. Synthèse de l'évolution du lac et implications

4.1. Un modèle sédimentaire

Pour synthétiser nos observations sur l'évolution des formations de Gokarna et de Thimi, nous proposons un modèle sédimentaire où les fluctuations du niveau du lac contrôlent l'organisation des faciès et des corps sédimentaires.

- De faibles fluctuations s'expriment par les structures type Stade A à D de la Figure 2.20, décrites par Sakai, T. *et al*. (2001).

- Des fluctuations plus importantes s'expriment par structures type Stade E à H de la Figure 2.20, décrites par Sakai, *et al*. (in press).

- Enfin un très fort abaissement implique un emboîtement d'unités différentes liées à des deltas différents, conduisant à différencier des surfaces emboîtées.

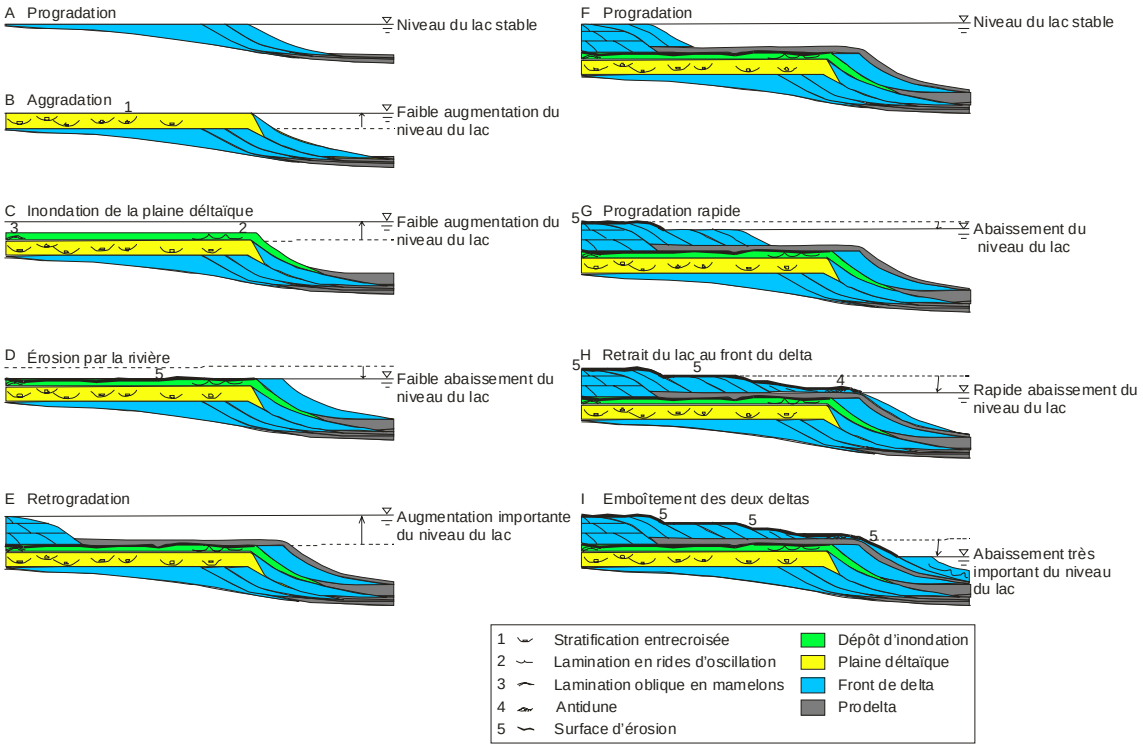


Figure 2.20 : modèle d'évolution sédimentaire des faciès de bordure du lac. Les premiers stades (A, B, C, D) sont adaptés de Sakai, T. et al. (2001) ; les stades suivants sont adaptés de notre analyse et de Sakai, T. et al. (in press). Le stade I illustre le développement de la surface de Thimi emboîtée dans la formation de Gokarna lors de l'abaissement du niveau du lac avec un recyclage important des sédiments de la formation de Gokarna.

4.2 Reconstitution des fluctuations du niveau du lac et de sa profondeur

La reconstitution de la base du lac a été réalisée à partir d'un forage carotté en continu dans la partie centrale du paleo-lac (Sakai, H. *et al*., 2001). En utilisant les corrélations de proxis environnementaux (Fujii & Sakai, 2001), des âges ont été proposés pour les sédiments lacustres rencontrés dans le forage, fournissant ainsi une courbe d'accumulation des sédiments lacustres (Fig. 2.21), qui permet de déduire la hauteur de l'interface eau-sédiment dans le forage pour un certain nombre de dates.

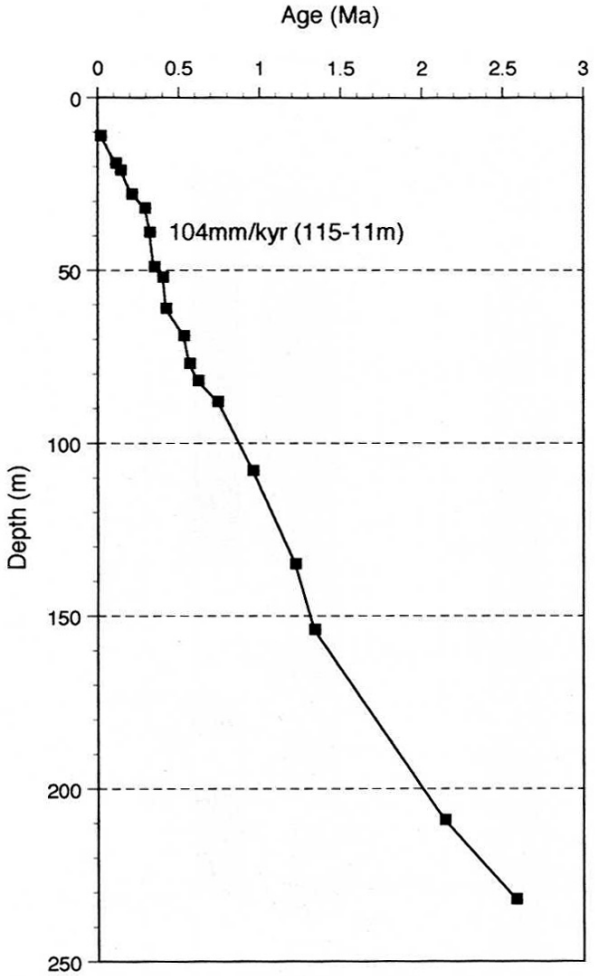
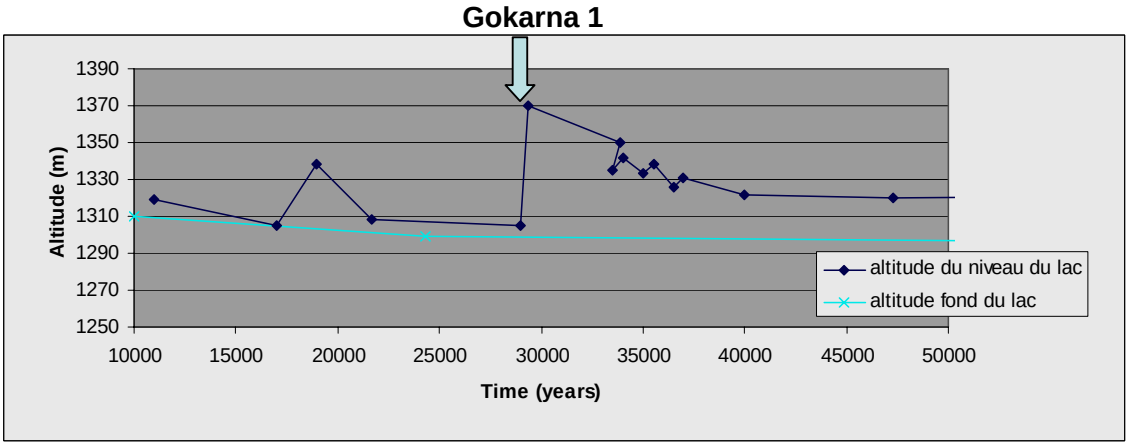


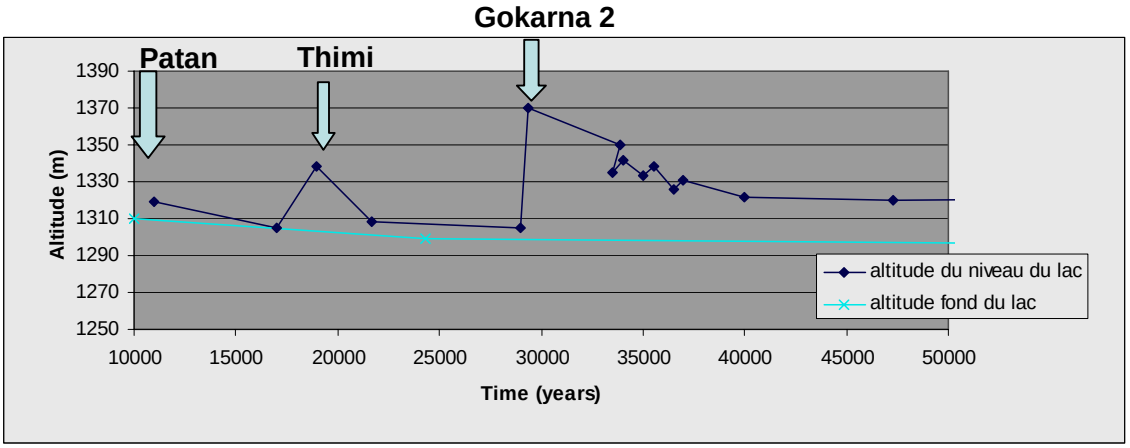
Figure 2.21 : courbe d'accumulation des sédiments dans le forage JW-3 d'après Fujii & Sakai (2001) (altitude en surface de JW-3: 1310 m).

Par convention, on utilise dans cette partie du travail le référentiel d'altitude actuel, en supposant qu'il n'y ait pas eu de déformation ou de mouvements différentiels entre le Nord et la partie centrale où sont situés les forages. La reconstitution du niveau du lac (Tableau 2.3) a été réalisée soit à partir des variations de faciès sédimentaires, soit à partir de diatomées, en utilisant des espèces vivant dans une tranche d'eau peu profonde (Sah *et al*., 1991).

La différence entre niveau du lac et la hauteur des sédiments dans le forage fournit une indication de la profondeur minimum du lac (Fig. 2. 22).



A



B

Figure 2.22 : reconstitution des changements du niveau du lac et de l'altitude du fond du lac. A) Entre 3 Ma et 10 000 ans (Une droite d'interpolation linéaire de l'altitude de la base du lac représentée pour souligner l'echelle semi-logarithmique), B) Entre 50 000 ans et l'actuel.

Tableau 2.3: Informations utilisées pour estimer les variations du niveau du lac.

Objet	*Altitude (m)*	*Âge (an)*	*Méthode*	*Site*	*Référence*
Surface Patan	*1319*	*11000*	*Carbone14*	*autour de l'aéroport*	*Sakai et al., 2001*
Echantillon le plus bas sous la surface de Patan	*1305*	*17000*	*Carbone14*	*autour de l'aéroport*	*Yoshida & Igarashi, 1984*
Surface Thimi	*1338*	*19 000*	*Carbone14*	*autour de l'aéroport*	*Sakai et al., 2001*
Plus ancien niveau du lac daté à la base de la série de Thimi	*1308*	*21 650*	*Carbone14*	*Thimi, 22 m sous la surface*	*Ce travail*
Base sédiment delta plain	*1319*	*29000*	*Carbone14*	*Thimi , 26m sous la surface*	*Ce travail*
Surface Gokarna	*1380*	*29390*	*Carbone14*	*nord-ouest de Kathmandu*	*Gautam et al., 2001*
Plus jeune sédiment recyclé à Thimi	*1350*	*33 860*	*Carbone14*	*Thimi*	*Ce travail*
Sur la discordance SEB2	*1335*	*33 500*	*Carbone14*	*Balaju2*	*Ce travail*
Sous la discordanceSEB2	*1342*	*34 000*	*Carbone14*	*Balaju1*	*Ce travail*
Sur la discordance SEB1	*1333*	*35 000*	*Carbone14*	*Balaju2*	*Ce travail*
Sous la discordanceSEB1	*1338*	*35 500*	*Carbone14*	*Balaju1*	*Ce travail*
Sur la discordance SES	*1326*	*36 500*	*Carbone14*	*Baniyatar2*	*Ce travail*
Sous la discordanceSES	*1331*	*37000*	*Carbone14*	*Balaju1*	*Ce travail*
Sédiment daté à Baniyatar 1	*1322*	*40 000*	*Carbone14*	*Baniyatar1*	*Ce travail*
Plus ancien sédiment daté dans la coupe de Balaju1	*1321*	*47 300*	*Carbone14*	*Balaju1*	*ce travail*
Transition entre dépôts de plaine alluviale et de delta	*1378*	*750000*	*magnétostratigraphie*	*Dharmasthali coupe Goc-Lua*	*Gautam et al., 2001*
Front prodelta-delta (hauteur minimum du lac)	*1362*	*780000*	*magnétostratigraphie*	*Dharmasthali coupe GOF(13)*	*Gautam et al., 2001; Sakai & Tabata, 2001*
Niveau de sable fossilifère surmonté par diatomées	*1192*	*1000000*	*Corrélation et magnétostratigraphie*	*forâge JW3*	*Sakai, H. et al., 2001*
premier niveau lacustre dans le forage	*1076*	*2600000*	*Corrélation et magnétostratigraphie*	*forâge JW3*	*Fujii & Sakai, 2001*

Malgré les incertitudes importantes concernant cette reconstitution des profondeurs du lac, cette étude semble indiquer:

- Qu'entre 1 Ma et 2.6 Ma, le lac était peu développé en terme de profondeur;

- Qu'à d'autres moments, le lac de Katmandou a été, au moins momentanément, profond. Les profondeurs estimées sont supérieures à 100 m aux environs de 40 000 ans, et peut-être à 150 m aux environs de 750 000 ans.

- que durant la période Pléistocène, des fluctuations importantes du niveau ont été enregistrées. L'abaissement entre 33 000 et 29 000 ans est supérieur à 30 m et nous considérons que c'est la meilleure façon de définir la transition entre les formations de Gokarna et de Thimi. L'abaissement entre Thimi et Patan est au minimum de 20 m si l'on considère la hauteur séparant la surface de Patan de celle de Thimi.

Au moins 3 abaissements moindres, mais pluri-métriques (5-10 m), suivis de remontées, sont définis durant le dépôt de la formation Gokarna, pour la période comprise entre 29 000 ans et 40 000 ans.

Enfin de nombreuses fluctuations d'échelle métrique, mises en évidence par ce travail, ne sont pas représentées sur la figure 2.22.

4.3 Résumé

Nous avons mis en évidence des changements importants du niveau du lac depuis le début de sa formation. Ces changements du niveau du lac peuvent être à priori induits par au moins quatre causes possibles (Fig. 2.23):

- une cause tectonique avec un seuil de l'exutoire, au Sud, là où coule actuellement la Bagmati, surélevé par la tectonique;

- une cause climatique, dans le cas d'un lac endoréique indicateur de fluctuations du bilan hydrique ;

- des gorges bouchées par des glissements de terrain;

- un exutoire bouché par des débris flow associés à l'unité sédimentaire (3) d'Itaiti.

Pour essayer de préciser le rôle respectif de ces trois phénomènes, nous allons développer dans la suite de cette thèse une étude permettant de mieux comprendre le régime hydrologique du lac, via l'analyse des isotopes stables des coquilles, et une étude sur la tectonique Himalayenne qui affecte le bassin de Katmandou, qui en particulier induit une surrection de sa partie Sud.

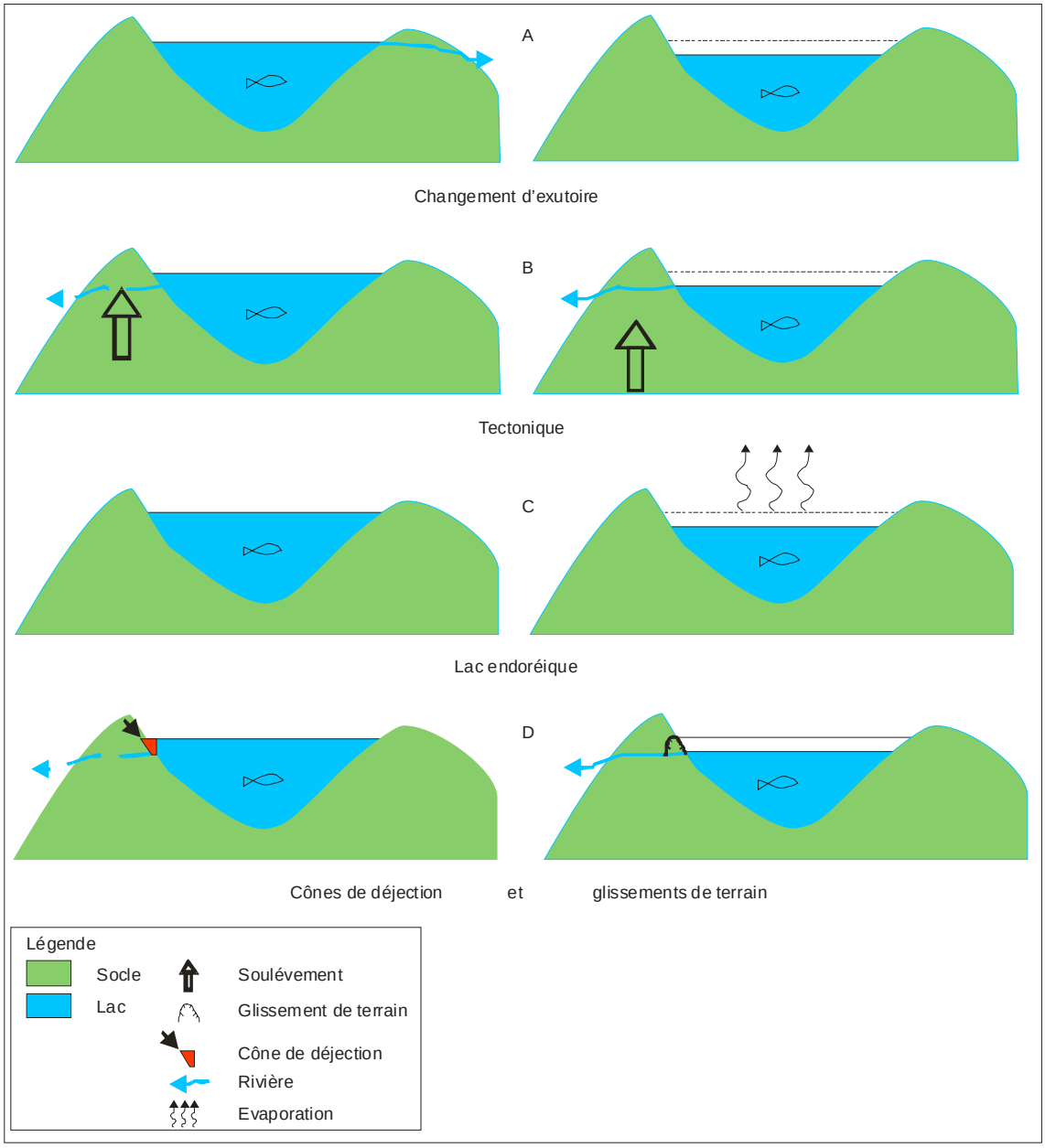


Figure 2.23 : schéma illustrant quatre causes possibles de variations du niveau du lac. A) Changement d'exutoire B) Tectonique (seuil surélevé par la tectonique), C) Lac endoréique indicateur de fluctuations du bilan hydrique et D) Gorges bouchées par des glissements de terrain, la jonction de cônes de déjection ou par des debris-flow.

5. Isotopes stables des coquilles et paléo environnement du lac

La méthode de travail sur les isotopes stables des coquilles a été présentée dans le premier chapitre de cette thèse. Nous avons tenté de l'appliquer au site du paléolac de Katmandou pour les fluctuations environnementales de la vallée. Nous présentons ici les données et les variations des compositions isotopiques des coquilles en fonction de leur âge et de leur contexte de dépôt.

5.1 Les compositions isotopiques des carbonates biogéniques en fonction de leur âge et de leur contexte de dépôt

Les échantillons proviennent (Fig. 2.24):

- des coupes de la formation Gokarna détaillées dans les paragraphes précédents (voir Fig. 2.5, 2.6, 2.7, 2.14, 2.15) : 80 opercules de gastéropodes et 3 coquilles de gastéropodes. Les rares coquilles de mollusques sont associés aussi niveaux de diatomées et diatomites (Fig. 2.25).

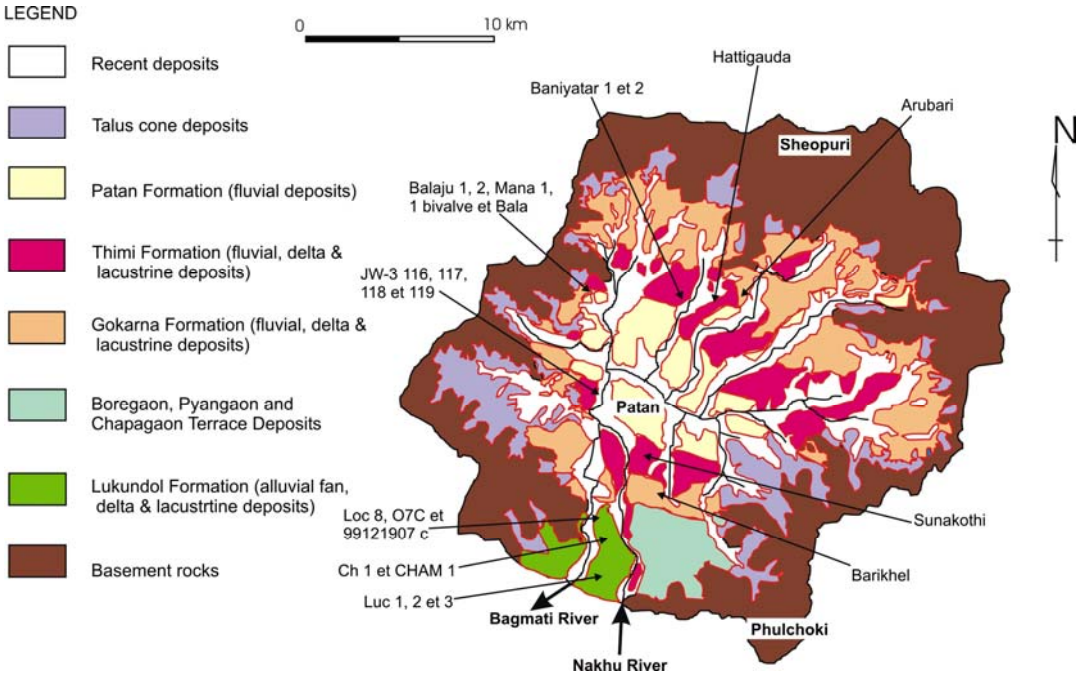


Figure 2.24 : localisation des échantillons des mollusques dont la composition isotopique a été analysée (carte d'après Yoshida & Gautam, 1988).

- du forage de JW3, dont les échantillons de coquilles de mollusques nous été fournis par H. Sakai. Les coquilles dans ce forage sont très peu nombreuses, et nous n'avons pu travailler que sur 4 échantillons trouvés entre 116 et 119 m (formation de Kalimati). Cette

formation correspond à une passée plus sableuse dans la formation Kalimati. Cette passée semble être un niveau caractéristique sur l'ensemble du bassin (Sakai, 2001b). Il est riche en mollusques, et correspondrait à une phase momentanée d'assèchement du lac aux environ de 1 Ma (Sakai, 2001b).

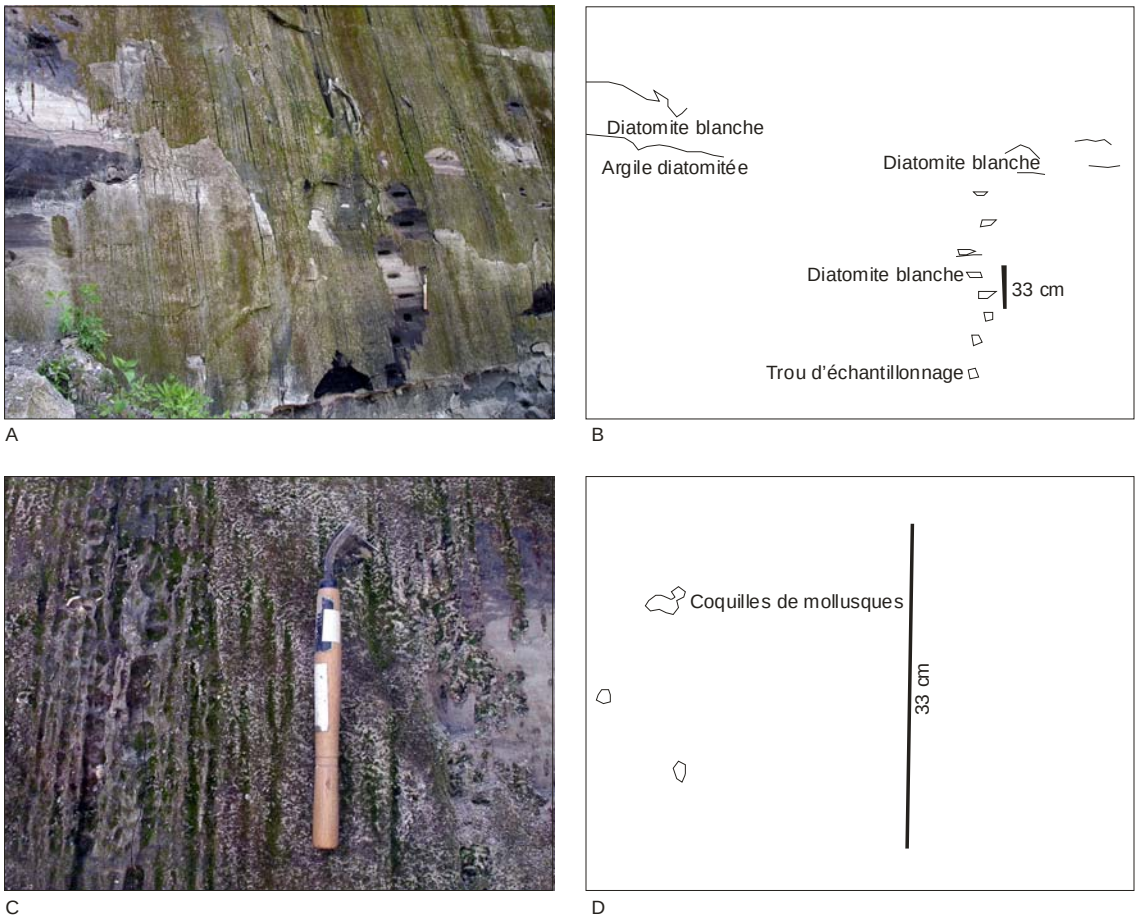


Figure 2.25 : les conditions d'échantillonnage à la formation Gokarna à Balaju-1 (voire figure 2.5): A et B: Echantillonnage serré des opercules, C et D: Les rares coquilles de mollusques.Un enduit superficiel recouvre l'affleurement et n'a été gratté que localement.

- de la formation Lukundol dans différents affleurements de la partie sud du bassin (Fig. 2.24). Leur âge est compris entre 2.6 et 1 Ma.

L'analyse des opercules a montré que leur composition était du point de vue minéralogique essentiellement de la calcite (Fig. 2.26). Afin d'homogénéiser la présentation des données, nous avons corrigé les valeurs mesurées en tenant compte du fait que les opercules étaient en calcite et les coquilles en aragonite (voir explication dans le paragraphe 2.2. Application aux carbonates biogéniques du chapitre 1).

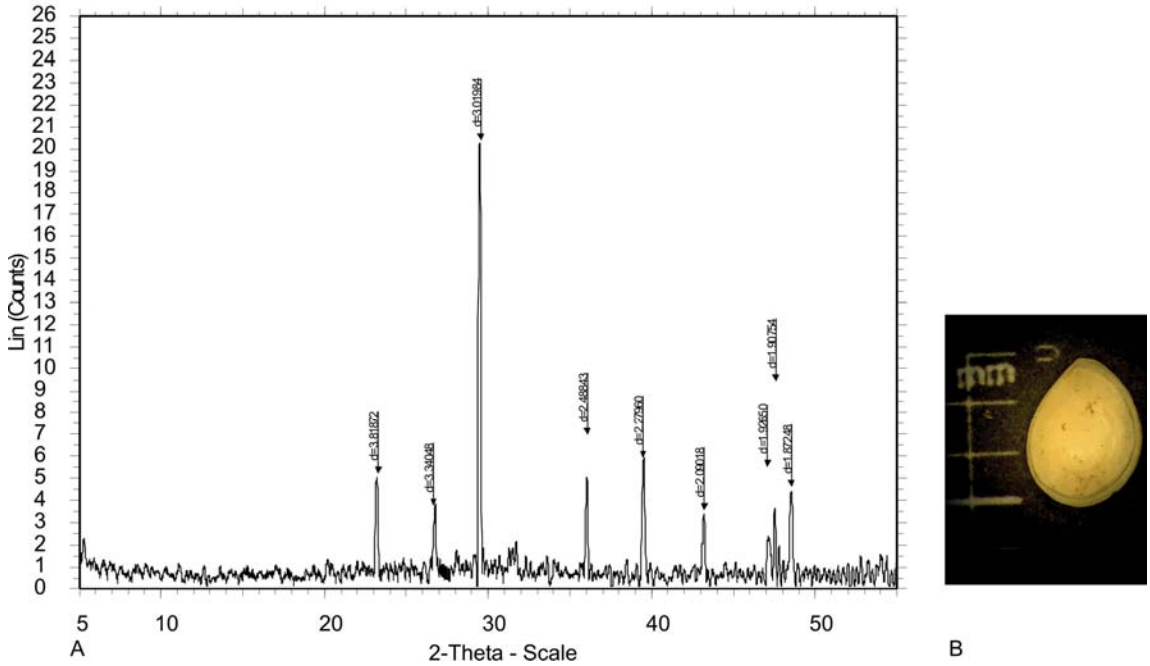


Figure 2.26 : analyse par diffraction X (A), d'un opercule essentiellement constitué de calcite(B)

L'ensemble des données (tableaux 2.4 à 2.5) est présenté dans la figure 2.27. Les échantillons des opercules de la formation de Gokarna montrent une variabilité forte en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de -4,8 à 7,3 ‰ et de -2,4 à 8 ‰ respectivement (Tableaux 2.3 et 2.4). En revenche, les coquilles de la formation de Kalimati ont une variabilité faible en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de -5,3 à -1 ‰ et de -9,4 à -7,9 ‰. Les opercules collectés dans la formation de Lukundol donnent une gamme en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de -6,6 à 1,2 ‰ et -11,3 à -3,9 ‰ respectivement.

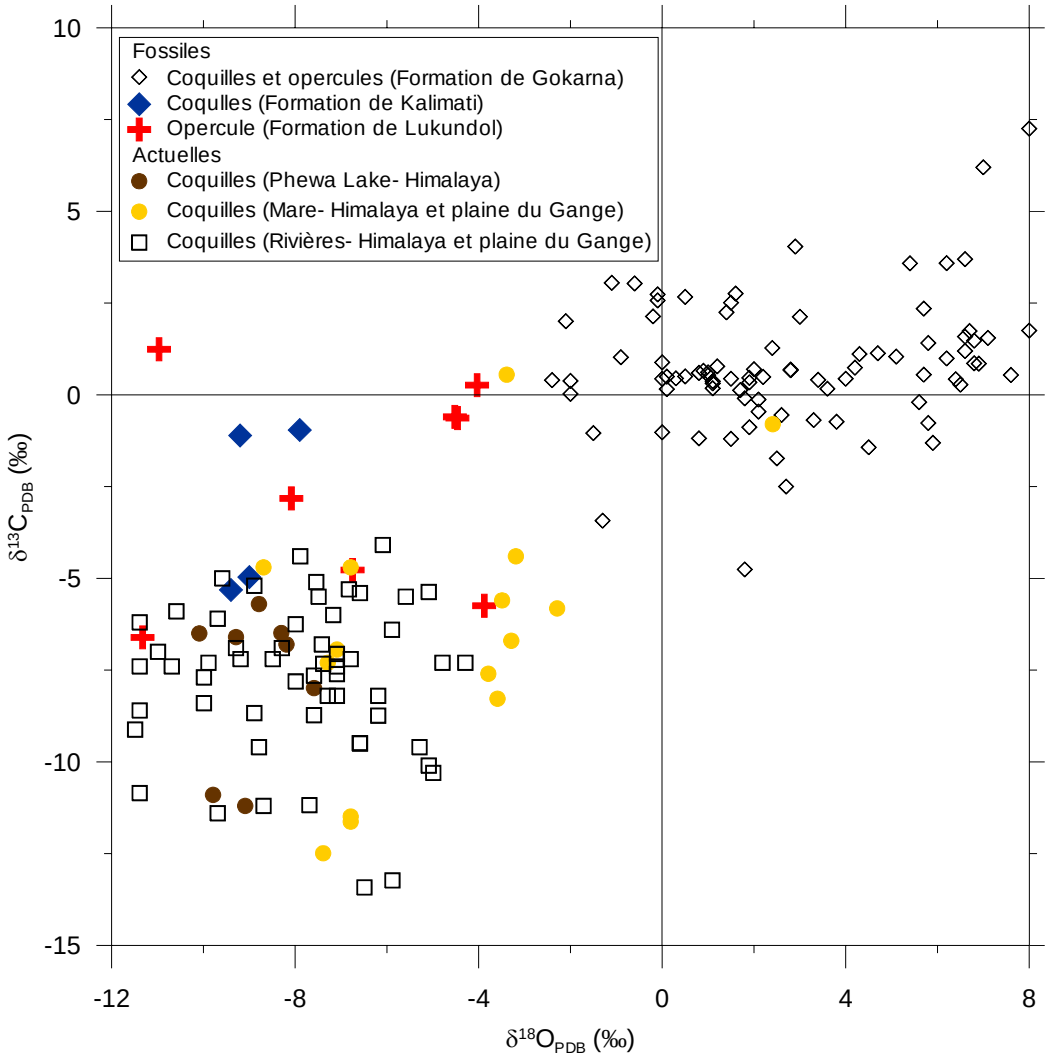


Figure 2.27 : valeurs $\delta^{18}O_{PDB}$ en fonction de $\delta^{13}C_{PDB}$ pour les coquilles et opercules fossiles (tableaux 2.4 à 2.5) et pour les coquilles actuelles (Gajurel et al. 2006).

Tableau 2.4 : Les valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des opercules et coquilles des gastéropodes et bivalves des formations de Gokarna, Kalimati et Lukundol.

#	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)	$\delta^{18}O_{PDB}$ (‰)	Lieu	Elément	Elévation/ Profondeur m	Remarque
Formation de Gokarna						
Go 2	0.7	2	Arubari	opercule		
Go 3	0.5	0.1	Arubari	opercule		
Go 4	2.0	-2.1	Arubari	opercule		
Go 5	0.7	0.9	Arubari	opercule		
Go 6	-1.0	0	Arubari	opercule		
Go 7	0.6	0.8	Arubari	opercule		
Go 8	0.9	0	Arubari	opercule		
Go 9	-1.0	-1.5	Arubari	opercule	1316-1321	Voir figure 2.7 et 2.24
Go 10	0.4	0.3	Arubari	opercule		
Go 11	0.2	0.1	Arubari	opercule		
Go 12	0.4	0	Arubari	opercule		
Go 13	0.4	1.1	Arubari	opercule		
Ha 1	1.1	4.7	Hattigauda	opercule		
Ha 2	0.3	1.9	Hattigauda	opercule		
Ha 3	0.4	4.0	Hattigauda	opercule		
Ha 4	0.5	0.5	Hattigauda	opercule	1349-1350	Voir figure 2.24
Ha 5	0.4	3.4	Hattigauda	opercule		
Ha 6	-0.7	3.8	Hattigauda	opercule		
Ha 7	0.2	3.6	Hattigauda	opercule		
Bis 1	2.8	1.6	Banyatar 1	opercule		
Bis 2	4.0	2.9	Banyatar 1	opercule		
Bis 3	2.5	1.5	Banyatar 1	opercule		
Bis 5	2.7	0.5	Banyatar 1	opercule		
Bis 6	2.6	-0.1	Banyatar 1	opercule	1318-1322	Voir figure 2.6 et 2.24
Bis 7	2.2	1.4	Banyatar 1	opercule		
Bis 8	1.0	-0.9	Banyatar 1	opercule		
Bis 9	2.1	-0.2	Banyatar 1	opercule		
Bis 10	3.1	-1.1	Banyatar 1	opercule		
Bis 11	2.7	-0.1	Banyatar 1	opercule		
Bis 12	0.1	1.7	Banyatar 2	opercule		
Bis 13	-1.4	4.5	Banyatar 2	opercule		
Bis 14	0.3	6.5	Banyatar 2	opercule		
Bis 15	1.2	6.6	Banyatar 2	opercule		
Bis 16	-0.2	5.6	Banyatar 2	opercule		
Bis 17	1.5	6.8	Banyatar 2	opercule		
Bis 18	0.5	7.6	Banyatar 2	opercule	1324-1326	Voir figure 2.6 et 2.24
Bis 19	1.4	5.8	Banyatar 2	opercule		
Bis 20	0.0	-2.0	Banyatar 2	opercule		
Bis 21	0.4	-2.0	Banyatar 2	opercule		
Bis 22	-3.4	-1.3	Banyatar 2	opercule		
Goga-1 opercule	2.1	3.0	Banyatar 2 sud	opercule	1324	Voir figure

Goga-1 coquille a	2.3	5.7	Banyatar 2 sud	coquille		
Goga-1 coquille b	3.6	6.2	Banyatar 2 sud	coquille		
Bal 2	0.5	5.7	Balaju 1	opercule		
Bal 3	1.6	6.6	Balaju 1	opercule		
Bal 4	0.8	6.9	Balaju 1	opercule		
Bal 5	1.0	6.2	Balaju 1	opercule		
Bal 6	3.0	-0.6	Balaju 1	opercule		
Bal 7	0.4	-2.4	Balaju 1	opercule		
Bal 8	1.7	8.0	Balaju 1	opercule		
Bal 9	3.7	6.6	Balaju 1	opercule		
Bal 10	-1.3	5.9	Balaju 1	opercule	1321-1324	Voir figure 2.5 et 2.24
Bal 11	3.6	5.4	Balaju 1	opercule		
Bal 12	7.3	8.0	Balaju 1	opercule		
MANA-1 operculum	0.9	6.8	Balaju 1	opercule		
BAK-1	1.7	6.7	Balaju2	opercule		
BAK-1 coquille	1.5	7.1	Balaju2	coquille	1324	Voir figure 2.5 et 2.24
Sun 1	-0.5	2.1	Sunakothi	opercule		
Sun 2	0.7	2.8	Sunakothi	opercule		
Sun 2'	0.7	2.8	Sunakothi	opercule		
Sun 3	0.5	2.2	Sunakothi	opercule		
Sun 4	1.3	2.4	Sunakothi	opercule		
Sun 5	-0.1	2.1	Sunakothi	opercule		
Sun 6	0.3	1.1	Sunakothi	opercule		
Sun 7	-0.1	1.8	Sunakothi	opercule		
Sun 9	-1.2	1.5	Sunakothi	opercule		
Sun 10	0.6	1.0	Sunakothi	opercule		
Sun 11	0.8	1.2	Sunakothi	opercule		Voir figure 2.14 et 2.24
Sun 12	0.5	1.0	Sunakothi	opercule	1350-1354	
Sun 13	0.4	1.5	Sunakothi	opercule		
Sun 14	0.5	1.9	Sunakothi	opercule		
Sun 15	0.2	1.1	Sunakothi	opercule		
Sun 17	-0.9	1.9	Sunakothi	opercule		
Sun 18	-1.2	0.8	Sunakothi	opercule		
Sun 19	-1.7	2.5	Sunakothi	opercule		
Sun 20	-4.8	1.8	Sunakothi	opercule		
Sun 21	-0.7	3.3	Sunakothi	opercule		
Kapan-t	-0.6	2.6	Kapan	opercule	1327	Voir figure 2.24
Kapan-m	-0.8	5.8	Kapan	opercule	1323	
BA-1 operculum	0.7	4.2	Barikhel	opercule	1409	Voir figure 2.15 et 2.24
BA-1 gasteropode b	1.1	4.3	Barikhel	coquille	1408	
BA-1 gasteropode c	1.0	5.1	Barikhel	coquille	1408	
Formation de Kalimati (Forage de Sakai)						
JW-3 116	-1.0	-7.9	KTM forage	coquille	1194	Dans le forage
JW-3 117	-5.3	-9.4	KTM forage	coquille	1193	Dans le forage

JW-3 118	-1.1	-9.2	KTM forage	coquille	1192	Dans le forage
JW-3 119	-5.0	-9.0	KTM forage	coquille	1191	Dans le forage
Formation de Lukundol						
Ch 1	-5.7	-3.9	champi	opercule	1420	Voir figure 2.24
CHAM-1 operculum	-2.8	-8.1	champi	opercule	1343	
07C operculum	0.3	-4.0	Lukundol	opercule		H. Sakai
99121907 c	-0.6	-4.5	Lukundol	opercule		H. Sakai
Luc 3	-6.6	-11.3	Lukundol	opercule	1335	
Luc 2	-4.8	-6.8	Lukundol	opercule	1305	
Loc 8	-0.6	-4.5	Bungmati	opercule	1285	
Luc 1	1.2	-11.0	Lukundol	opercule	1290	

Tableau 2.5 : mesures de $\delta^{18}O$ et $\delta^{l3}C$ strie par strie sur les gastéropodes fossiles, *Bellamya* sp. (Bala de 1321.5 m et Mana-1de 1321 m) et bivalves fossiles, *Pisidium* sp. (Mana-1 bivalve de 1322 m) en fonction de la distance depuis l'apex (en mm). Les échantillons proviennent de la formation de Gokarna à Balaju 1, l'échantillonnage intra coquille a été effectué à un pas de 1 à 2 mm.

#	# intra coquille	Distance depuis l'apex (mm)	$\delta^{l3}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰
Bala	a	196	7.0	7.0
	b	193	6.2	5.9
	c	190	7.3	7.1
	d	188	7.6	7.5
	e	184	5.9	7.6
	f	180	5.4	4.5
	g	176	5.2	6.6
	h	173	5.0	6.7
	i	169	5.0	6.4
	j	166	5.1	6.0
	k	162	5.1	6.2
	l	158	5.4	6.2
	m	155	5.6	6.6
	n	151	5.7	6.8
	P	139	6.2	7.2
	q	132	6.4	7.2
	r	126	6.4	7.7
	s	121	6.2	7.6
	t	115	5.9	6.9
	u	109	6.1	7.2
	v	103	6.5	7.2
	w	99	7.2	7.0
	x	94	6.6	8.1
	y	88	6.4	8.1
	z	81	6.3	7.5
	27	73	7.4	7.1
	28	69	7.4	7.1
	29	61	6.4	7.1
	30	53	6.7	7.4
	31	45	6.4	7.1
	moyenne		**6.2**	**7**
Mana-1	Mana-1 2+c	15	-5.0	1.4
	Mana-1 strie-2	22	-4.5	0.9
	Mana-1 2+e	36	-3.8	2.7
	Mana-1 2+g	47	-4.0	1.9
	Mana-1 2+i	55	-3.6	2.0
	Mana-1 2+k	60	-3.3	1.7
	Mana-1 2+n	66	-3.2	0.9
	Mana-1 1+m	74	-2.5	0.4

	Mana-1 1+k	78	-1.4	2.4
	Mana-1 strie-1	84	-1.1	3.6
	Mana-1 1+c	90	-0.8	4.0
	Mana-1 1+f	99	0.1	6.1
	Mana-1 1+h	105	0.3	6.5
	moyenne		**-2.5**	**2.7**
Mana-1 bivalve	Mana-1 bivalve d	2	0.4	6.2
	Mana-1 bivalve c	4	0.2	6.3
	Mana-1 bivalve b	5.5	0.2	6.9
	Mana-1 bivalve a	6.5	0.8	6.0
	moyenne		**0.4**	**6.4**

La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus sur les mollusques du système actuel himalayen (voir première partie) a été réalisée via un diagramme de synthèse (Fig. 2.27).

Ce diagramme conduit aux remarques suivantes:

- les compositions isotopiques des coquilles de la formation de Lukundhol et de Kalimati sont très différentes de celles de la formation de Gokarna

- on peut envisager que la composition isotopique des coquilles de mollusques de Lukundhol et de Kalimati reflètent la composition isotopique des eaux de pluie de la même manière que le système actuel himalayen

- les compositions isotopiques des coquilles de la formation Gokarna sont très élevées et impliquant un système fortement soumis à évaporation. Par ailleurs, les valeurs des gastéropodes de la formation de Gokarna sont, pour un grand nombre d'échantillons, supérieures à celles des mares actuelles où des processus de concentration des isotopes par évaporation sont envisagées. Nous allons donc analyser plus en détail les causes possibles d'une telle concentration.

5.2 La variation au cours du temps de la composition isotopique des mollusques de la formation Gokarna

Pour étudier les fluctuations au cours du temps de la composition isotopique des mollusques de la formation de Gokarna, nous avons réalisé un log synthétique tenant compte du travail de corrélation des différentes coupes de la formation de Gokarna dans lesquelles des fossiles ont été échantillonnés (Fig. 2.28). Du point de vue datation, le seul âge qui nous semble fiable est l'âge de 40 000 ans dans la partie basse. A titre indicatif, nous avons reporté l'âge estimé pour la surface supérieure de Gokarna II (29 000 ans), comme un âge minimum à tous ces échantillons.

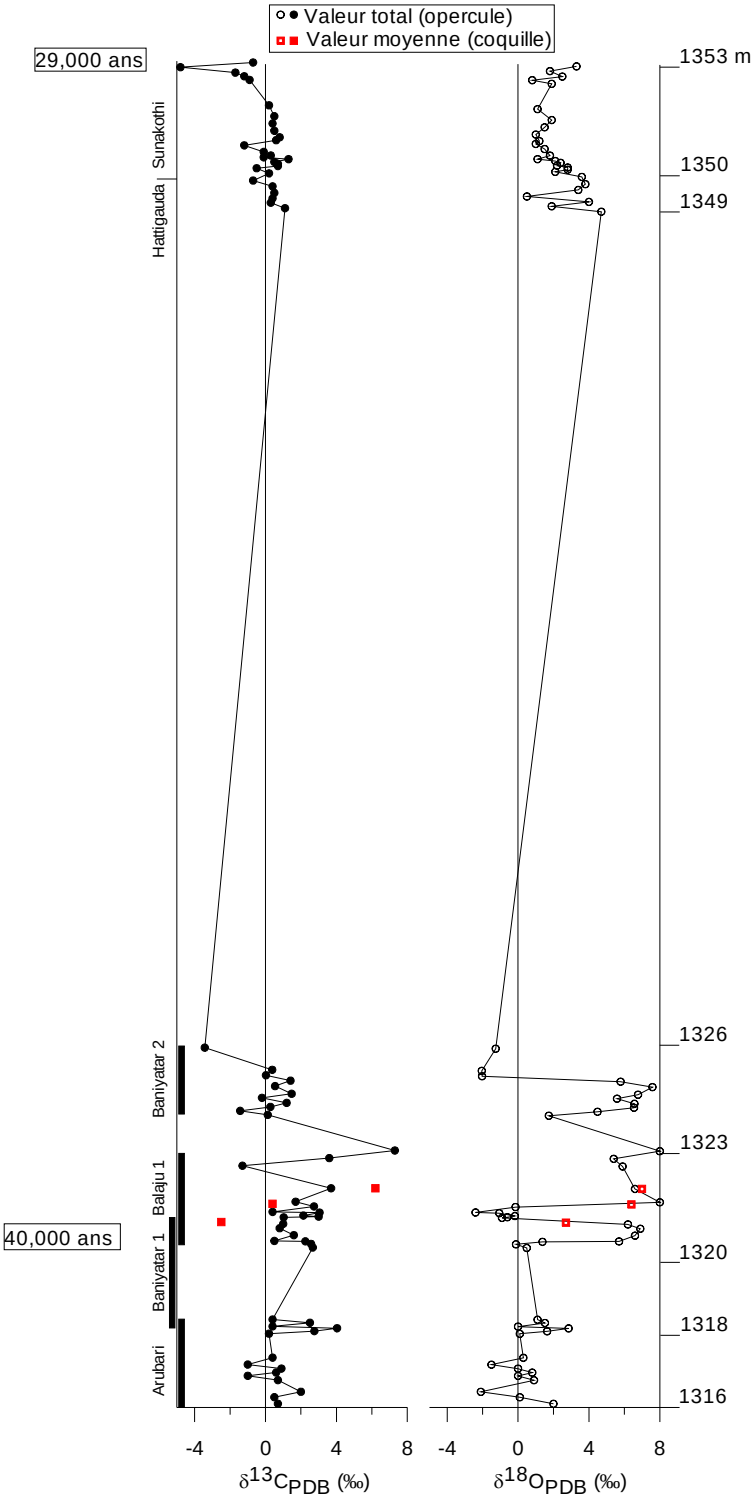


Figure 2.28 : log synthétique des compositions isotopiques des mollusques de la formation de Gokarna. Sur la gauche est indiquée la coupe d'origine des fossiles, sur la droite les altitudes correspondant aux différents segments de coupes. Lgd : level with gastropds and diatoms.

Durant le dépôt de la formation Gokarna, les eaux du lac sont caractérisées par une composition isotopique en O et C avec de fortes valeurs. $\delta^{18}O$ de carbonate biogénique est compris entre -2 ‰ et 8 ‰, $\delta^{13}C$ est compris entre -4 ‰ et 8 ‰.

La valeur $\delta^{18}O$ est particulièrement forte pour la formation que nous avons appelée précédemment Lgd (Level with gasteropods and Diatomes), située à une altitude comprise entre 1320 m et 1326 m avec des valeurs variant entre 2 ‰ et 8 ‰. Pour le $\delta^{13}C$, les valeurs sont fortes. C'est également dans ce niveau (Lgd) que les valeurs $\delta^{13}C$ sont les plus élevées, avec un maximum à 8 ‰.

Pour essayer de mieux cerner l'origine de ces valeurs fortes, nous avons comparé les compositions isotopiques des opercules avec les caractéristiques lithologiques des couches dans lesquelles ils ont été trouvés et nous avons analysé les 3 coquilles fossiles dans cette formation en étudiant les fluctuations de la composition isotopique d'une strie à l'autre.

5.3 Les fluctuations enregistrées dans les opercules en fonction de la lithologie du niveau Lgd de la formation Gokarna

Nous avons positionné les opercules échantillonnés sur une coupe lithologique précise, en indiquant les niveaux à diatomées. Ceci (Fig. 2.29) conduit aux remarques suivantes:

- Lorsque deux coupes enregistrent la même période de temps (cas des coupes Balaju 1 et Baniyatar 1 entre 1321,2 m et 1321,8 m), les composition isotopiques mesurées sur les gastéropodes des deux coupes sont assez similaires, ce qui confirme que la composition isotopique enregistre un signal à une échelle plus grande qu'une seule coupe, en accord avec l'hypothèse d'un équilibre entre l'opercule et son environnement.

- les fortes valeurs de la courbe de variation de $\delta^{18}O$ reflètent l'occurrence des quatre passées principales de diatomite presque pure (faciès blanc). Cependant, si tous les opercules situés dans les niveaux blancs de diatomite présentent des fortes valeurs (supérieures à 4 ‰), des échantillons situés à proximité de ces niveaux blancs présentent des valeurs aussi fortes.

- pour le C, la corrélation entre teneur en diatomées et concentration isotopique est moins claire: bien que la valeur la plus forte (~8 ‰) soit obtenue pour un opercule situé dans un niveau de diatomite, des valeurs très proches de 0 ‰, c.a.d. parmi les plus basses des coupes étudiées sont obtenues pour d'autres opercules situés dans les couches de diatomées.

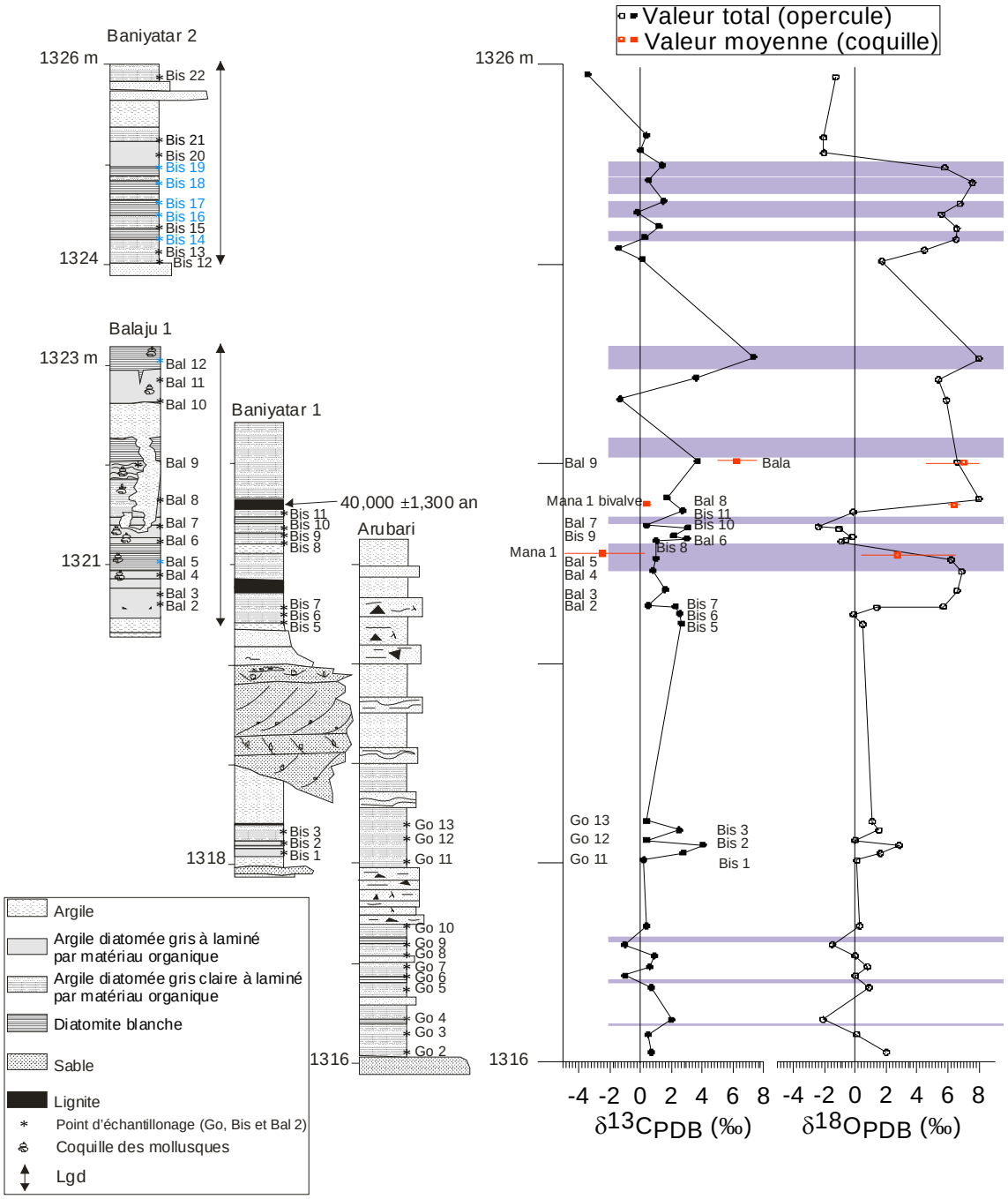


Figure 2.29 : comparaison entre lithologie et composition isotopique des gastéropodes et opercules. Lgd : level with gastropds and diatoms.

5.4 Les fluctuations enregistrées lors de la croissance des coquilles dans le niveau Lgd de la formation Gokarna

Les 3 coquilles échantillonnées dans la coupe Balaju 1 ont été analysées strie par strie. Pour la Mana1- bivalve (Fig. 2.30), seulement 4 analyses, séparées par 8 mm au total ont été réalisées, ne fournissant donc que peu d'information. Les compositions isotopiques durant la

croissance sont stables, avec des valeurs $\delta^{18}O$ très élevées (supérieures à 5 ‰) et de fortes valeurs de $\delta^{13}C$ (légèrement supérieures à 0 ‰).

Pour les deux autres coquilles, on note 2 types de comportements différents :

- Les compositions isotopiques de l'échantillon Mana-1 (Fig. 2.31) montrent une tendance générale à l'augmentation au cours de la croissance du spécimen jusqu'à des valeurs très fortes : $\delta^{18}O$ ~6 ‰, $\delta^{13}C$ ~0 ‰.

- Les compositions isotopiques $\delta^{18}O$ ~7 ‰, $\delta^{13}C$ de l'échantillon Bala (Fig. 2.32) montrent des valeurs très élevées (supérieures à 6 ‰ dans les 2 cas) et des fluctuations importantes (entre 7.6 ‰ et 5 ‰ pour le $\delta^{13}C$ et entre 8.1 ‰ et 4.5 ‰ pour le $\delta^{18}O$).

Les $\delta^{13}C$ mesurés strie par strie varient de 5 ‰ à 7.6 ‰ (Tableau 2.5), l'amplitude de la variation est de 2.6 ‰ avec une moyenne à 6.2 ‰. Les $\delta^{18}O$ varient de 3.6 ‰, entre 4.5 ‰ et 8.1 ‰. On note l'existence de plusieurs fluctuations mineures dans la coquille qui affecte aussi bien $\delta^{18}O$ que $\delta^{13}C$. La valeur $\delta^{18}O$ la plus basse (4.5 ‰) est mesurée à 180 mm depuis l'apex, au niveau d'une strie de croissance très marquée. Ceci indique que la calcification de la coquille a eu lieu dans un environnement différent de celui de la strie située vers l'apex. Il faut noter qu'on trouve d'autres stries de croissances bien visibles à 88 mm et à 99 mm depuis l'apex, mais qu'elles n'ont pas de signatures isotopiques spécifiques.

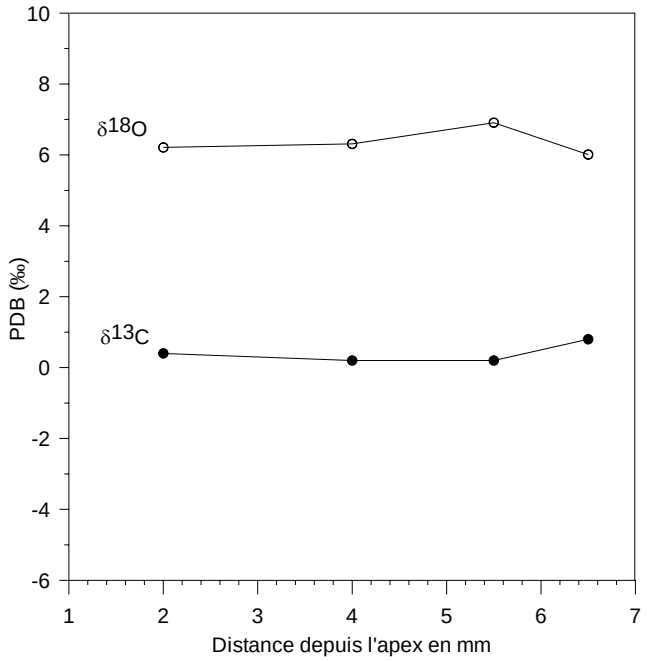


Figure 2.30 : un exemple de croissance d'un bivalve (Mana-1 bivalve) dans le niveau Lgd (1321.6 m).

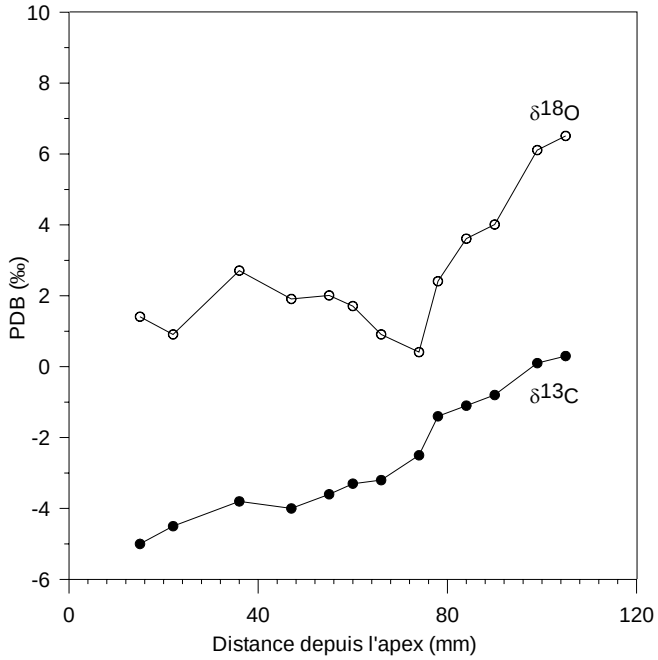


Figure 2.31 : un exemple de croissance d'un gastéropode (Mana-1) dans la formation de Balaju 1 (1321 m) montrant un accroissement des rapports $\delta^{18}0$ et $\delta^{13}C$ au cours du temps.

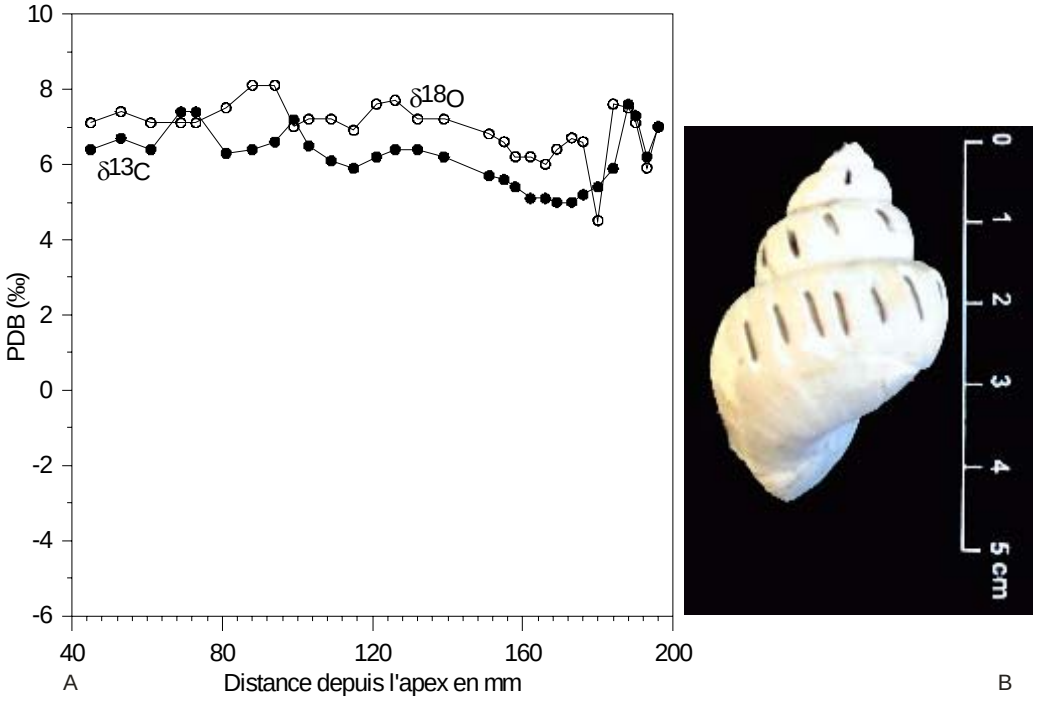


Figure 2.32 : un exemple de croissance d'un gastéropode (Bala) dans la formation de Balaju 1 (1322 m) montrant de nombreuses fluctuations des rapports $\delta^{18}0$ et $\delta^{13}C$.

Les résultats obtenus sur la croissance des stries indiquent que des fluctuations de très courtes périodes se superposent aux fluctuations de plus long terme mises en évidence à partir de la courbe de la composition des opercules. Ces deux différents types de variations fluctuent dans la même gamme de valeur (à l'exception des valeurs basses de l'échantillon Mana 1). Les fluctuations de la courbe long terme ne sont cependant pas dues à un artefact d'échantillonnage, puisqu'il existe une corrélation entre composition isotopique des opercules et occurrence des niveaux de diatomite. Il faut donc chercher l'origine de deux types de fluctuations distinctes. Toutes deux se produisent cependant dans un contexte lacustre, avec des concentrations isotopiques supérieures à celles du système actuel, qu'il soit fluviatile, lacustre ou de mares.

5.5. Discussion

5.5.1. Paléoclimat, paléo température du lac et caractéristiques isotopiques des paléo précipitations

Les études réalisées sur les pollens (Fujii & Sakai, 2001) montrent clairement que les fluctuations climatiques pléistocènes ont affecté le climat de la vallée de Kathmandu (Fig. 2.33). Le dernier épisode glaciaire mondial, à environ 20 000 ans, est très bien marqué à une profondeur de 11 m dans le forage JW-3. Sur les bords du lac, il correspond aux niveaux les plus hauts de la formation de Thimi, caractérisés par une passée de diatomite presque pure (Fig. 2.17). Les associations polliniques montrent une phase froide et sèche lors de cet événement. En tenant compte du développement de diatomées dans le niveau Lgd, nous considérons qu'il est lui aussi associé à un climat froid et sec. Le Lgd se corrélerait alors avec les associations polliniques du haut des boues noires rencontrées à 20 m dans le forage. Du point de vue pollinique, l’événement froid correspondant au Lgd est cependant moins marqué que le Maximum glaciaire.

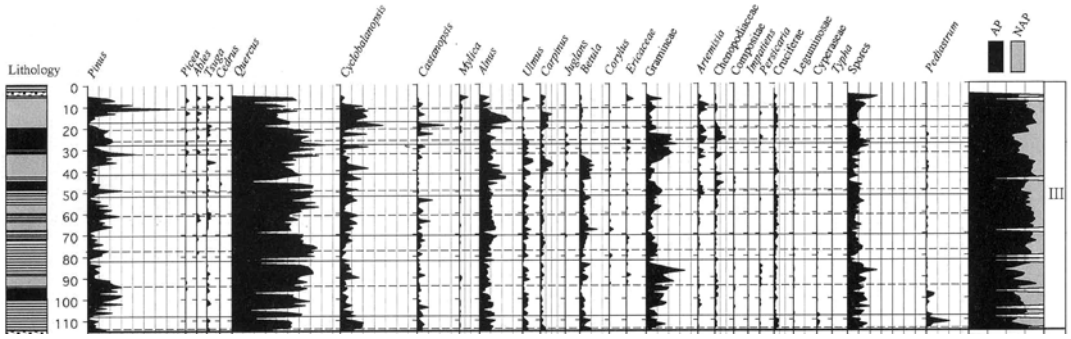


Figure 2.33 : associations polliniques rencontrées dans la partie supérieure du forage JW-3 et interprétation climatique: les lignes pleines correspondent aux maximum de température, les lignes en pointillé aux minimum (d'après Fujii et Sakai, 2001).

Pour la suite de la discussion, nous avons essayé d'estimer la valeur de la température "froide" lors du dépôt du niveau Lgd (Level with gastropods and diatoms). Les reconstitutions des paléo températures mondiales (Petit et al. 1999) suggèrent une température inférieure de 3 °C par rapport à l'actuel pour la période 40 000 - 47 000 ans. Ceci est en accord avec l'ordre de grandeur des fluctuations de température entre période glaciaire et interglaciaire (Benn & Owen, 1998). Compte tenu des incertitudes sur ces reconstitutions, sur les effets locaux possibles, il nous semble que l'écart de température entrepériode glaciaire et interglaciaire ne peut pas excéder 6 °C. En considérant que la température actuelle moyenne à Katmandu (18 °C d'après DHM, 2002) correspond à celle d'une période interglaciaire, la température moyenne lors de la période glaciaire à Kathmandu pouvait être de l'ordre de 12°C. Nous considérons donc que la température moyenne du paléo-lac lors du dépôt du Lgd était de l'ordre de 10 °C.

Les analyses isotopiques strie par strie ont été effectuées dans deux gastéropodes assez gros, mais leur durée de vie ne peut pas excéder quelques années. Compte tenu de la saisonnalité contrastée du climat Himalayen, et ceci depuis plusieurs millions d'années, nous considérerons donc que les minima des compositions isotopiques $\delta^{18}O$ des courbes de croissance des gastéropodes (0.4 ‰ pour Mana-1 et 4.5 ‰ pour Bala) correspondent à des événements saisonniers. L'évaporation étant l'un des facteurs accroissant la concentration isotopique des lacs, ces minima correspondraient au moment où le bilan précipitation-évaporation est le plus positif. En supposant que le lac puisse s'équilibrer momentanément avec les eaux de pluies, ces minima $\delta^{18}O_{ara}$ fournissent alors une gamme de valeurs $\delta^{18}O$ pour

les eaux de pluie. Pour introduire dans la discussion une gamme de valeurs de la composition isotopique des paléo-précipitations, nous avons utilisé les équations de fractionnement du système isotopique de l'oxygène (eq. 1.1 et 1.2) pour trouver la correspondance entre des valeurs de $\delta^{18}O_{ara}$ comprises entre 2.7 ‰ et 7.1 ‰ et la composition isotopique des paléo-précipitations pour une température de l'eau à 10 °C. On trouve alors des valeurs $\delta^{18}O_{H2O}$ comprises entre 0.5 ‰ et 5 ‰ (Fig. 2.34).

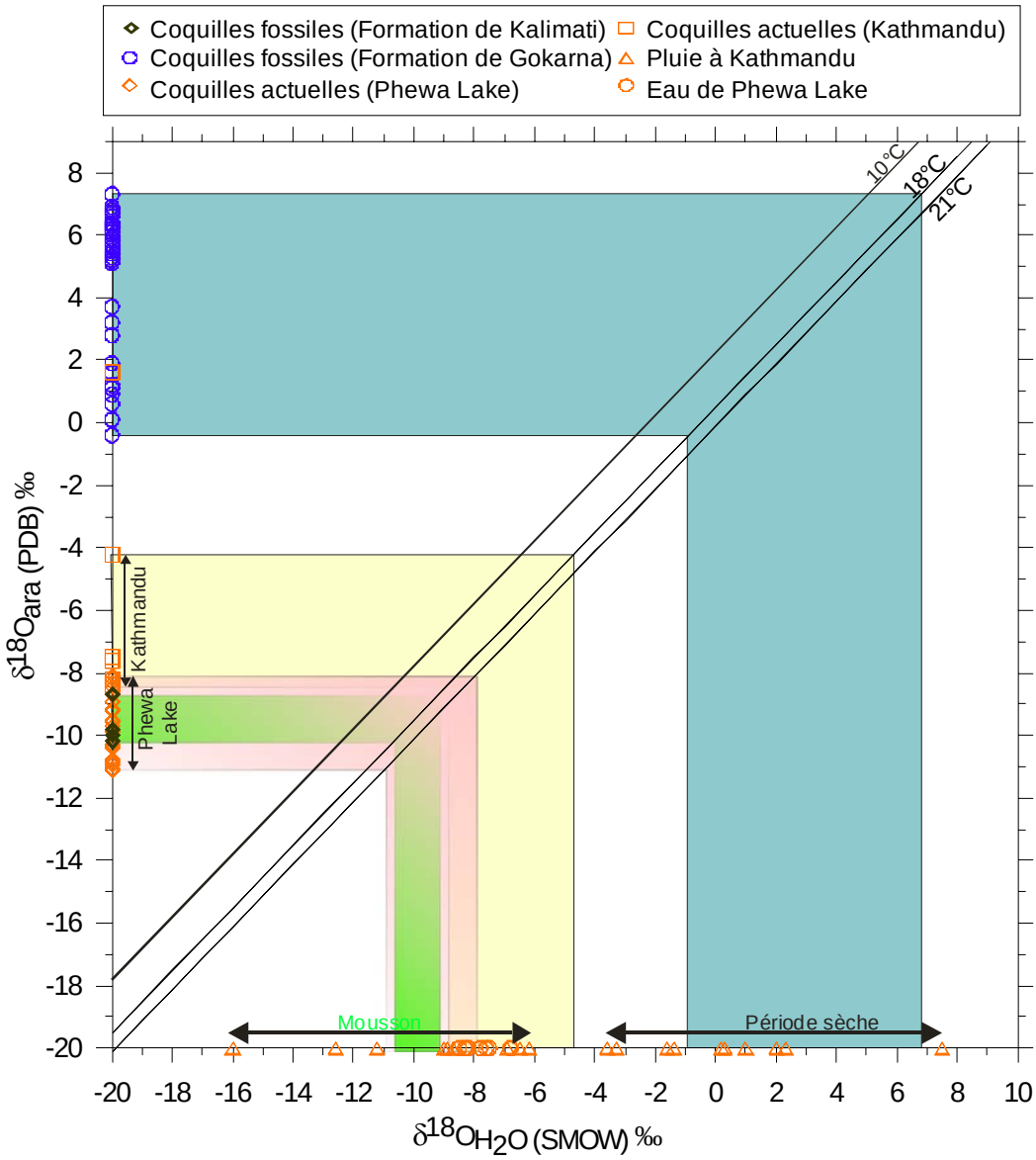


Figure 2.34 : gammes de valeurs et droites d'équilibre isotopique pour les carbonates biogéniques selon les formules (eq. 1.1 et 1.2). Les valeurs $\delta^{18}O_{ara}$ reportées sont les valeurs moyennes.

Pour la suite de la discussion, nous retiendrons les caractéristiques suivantes pour le paléo-lac (pour la période de dépôt de la formation Gokarna) : température de l'ordre de 10-12 °C, $\delta^{18}O_{H2O}$ minimum proche de 0 ‰, et $\delta^{18}O_{H2O}$ maximum de l'ordre de 5 ‰ (Fig. 2.34).

Pour tenter d'expliquer ces valeurs, nous discutons dans la suite le bilan hydrologique du lac, puis l'origine des précipitations.

5.5.2 Bilan hydrologique du lac

Une première interprétation de cette forte composition isotopique est d'invoquer un stade de lac fermé pour le bassin de Kathmandu, qui concentrerait alors les isotopes (Fig. 2.35).

Pour tester cette hypothèse, nous avons demandé à G. Krinner (LGGE, Grenoble) de réaliser des modélisations du bilan hydrique du paléo lac de Katmandu.

Le principe de la méthode est de calculer l'évaporation et le ruissellement qui rentre dans le lac, la précipitation étant prescrite pour cela, on met les données dans un générateur de temps qui donne une météorologie artificielle, mais raisonnable, avec une résolution temporelle d'une heure. On introduit alors ces données climatiques dans un modèle de surface contenant un lac. Le modèle fournit alors le bilan de masse de ce lac.

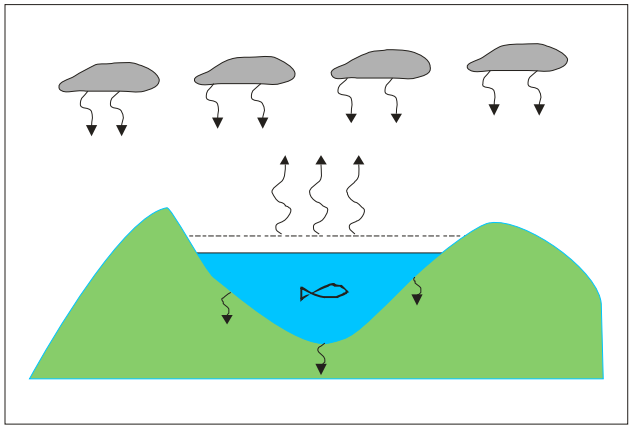


Figure 2.35 : bilan hydrologique d'un lac endoréique.

Les caractéristiques du lac sont les suivantes:

- une altitude de 1350 m.

- la surface du paléo lac et le rapport surface bassin versant/surface du lac, ont été déduits de la carte géologique.

- nous avons choisi une valeur de 20 m pour la profondeur du lac, ce qui sous estime la profondeur (voir figure 2.22), si l'on tient compte de la reconstitution présentée dans cette thèse

Trois périodes clés ont été modélisées : un lac virtuel soumis au climat actuel de Katmandu, un paléo lac à 6000 ans correspondant à des conditions climatiques optimum (les plus chaudes), et un paléo lac à 21000 ans correspondant à un maximum glaciaire. Les caractéristiques climatique sont issues des données mesurées à l'aéroport de Katmandu (DHM, 2002) pour la période actuelle et des GCM (Global Climatic Model) calculés dans le cadre du programme PMIP2 (Joussaume et al., 1999) pour les périodes antérieures. En l'absence d'un GCM correspondant au dépôt du niveau Lgd à Katmandu (40 000 ans), nous n'avons pas pu réaliser une modélisation pour cette époque. Parmi les trois modélisations réalisées, c'est celle à 21 000 ans qui serait la plus proche du comportement du lac de Katmandu à 40 000 ans. En effet, ces deux périodes de temps sont caractérisées l'une et l'autre par des dépôts de diatomite presque pure (voir les log de Thimi et de Gokarna) et sont situées durant la période glaciaire du Würm.

Tableau 2.6: Liste des paramètres utilisés pour la modélisation du bilan hydrologique du lac.

- Précipitation (mensuel)
- Nombre de jours par mois avec précipitation supérieure à 0.25 mm/jour
- Humidité relative
- Vitesse du vent (à 10 m)
- Couverture nuageuse
- Amplitude du cycle diurne de température
- Température de l'air

Tous les GCM qui ont été testés fournissent le même résultat aussi bien au présent, à 6 000 ans et à 21 000 ans : le bilan de masse en surface du lac (c.a.d. tout simplement la différence entre précipitation et évaporation, sans prise en compte d'un quelconque ruissellement) est positif. Il est même encore plus positif à 21 000 ans, car l'évaporation est plus faible à cause des températures plus basses.

La situation avec un bilan de masse le moins positif semble être celle à 6 ky BP. A cette période, l'évaporation est légèrement plus forte qu'à présent, mais elle reste (en moyenne annuelle) plus faible que les précipitations.

De plus, le lac aura sûrement un apport d'eau par son bassin versant. Or ce facteur n'a pas été pris en compte dans la modélisation, ce qui augmente d'autant plus son bilan de masse positif.

Des modélisations ont également été réalisées avec un lac peu profond. Si on prend un lac avec une profondeur maximale de 1 m, la situation est différente : le lac va être plus chaud qu'un lac profond, et donc s'évaporer régulièrement. Compte tenu du faible apport d'eau par des ruisseaux dans le cas de Kathmandu une telle hypothèse de bilan de masse négatif aurait été plausible, mais est exclue par les données sédimentologiques montrant un lac profond.

En résumé, à partir du moment où la morphologie de la Vallée de Kathmandu a été favorable à la création d'un lac suffisamment profond, celui-ci s'installe de façon permanente et le bilan de masse en surface sera positif. Le niveau du lac sera donc contrôlé par les pertes autres que celles de surface, c'est-à-dire par pertes au niveau de son exutoire et/ou par infiltrations. Comme le bassin de Kathmandu repose principalement sur des schistes, et que des phénoménes karstiques ne sont pas connus dans les calcaires du sud, nous considérons que les infiltrations sont faibles. Au vu de ce bilan de masse en surface, l'hypothèse d'un lac endoréique sur de longues périodes de temps semble donc exclue. En revanche, un très faible débit –voire un débit nul) à l'exutoire peut être envisagé durant la période du cycle annuel où le bilan de masse est le plus faible (forte évaporation, faibles précipitations).

Cependant, les modélisations montrent que le rôle de l'évaporation était moindre durant les périodes froides (comme lors du dépôt du Ldg) que durant la période actuelle. Il est donc difficile de justifier des teneurs isotopiques aussi fortes que celles du palèo-lac de Kathmandu par le simple processus d'évaporation. Il est donc nécessaire d'envisager d'autres phénomènes que l'évaporation. Si l'on compare les caractéristiques climatiques de la région de Kathmandu avec celles de la région du lac de Pokhara, elles ne sont pas fondamentalement différentes. La plus grande différence entre le lac de Pokhara et le paléolac de Kathmandu est sans doute la profondeur du lac (22 m à Pokhara, plus de 100 m à Kathmandu). Compte tenu des conditions très réductrices qui caractérisent la sédimentation profonde à Kathmandu (argile Kalimati du l'unité 2), on peut se demander si le lac n'avait pas un caractère stratifié, avec des eaux denses, froides et faiblement oxygénées en profondeur. Cette stratification pourrait affecter le bilan isotopique du lac. En l'absence, au moins à notre connassaince, de références sur ce sujet, nous ne l'avons pas creusé.

5.5.3 Circulations atmosphériques et précipitations à Kathmandu

La composition isotopique des eaux de pluie à Kathmandu varie fortement au cours de l'année (voir article présenté dans la première partie de cette thèse). Pendant la période sèche, la composition isotopique de l'oxygène des (faibles) pluies est caractérisée par une valeur très élevée (-2 ‰ à +7 ‰) (Fig. 2.36), c.a.d. proches de celles estimées pour l'eau du paléo-lac. Ces précipitations « lourdes » sont liées à un régime de vent d'Ouest très différent de celui qui apportent les précipitations des moussons d'été (voir Figure 2.37).

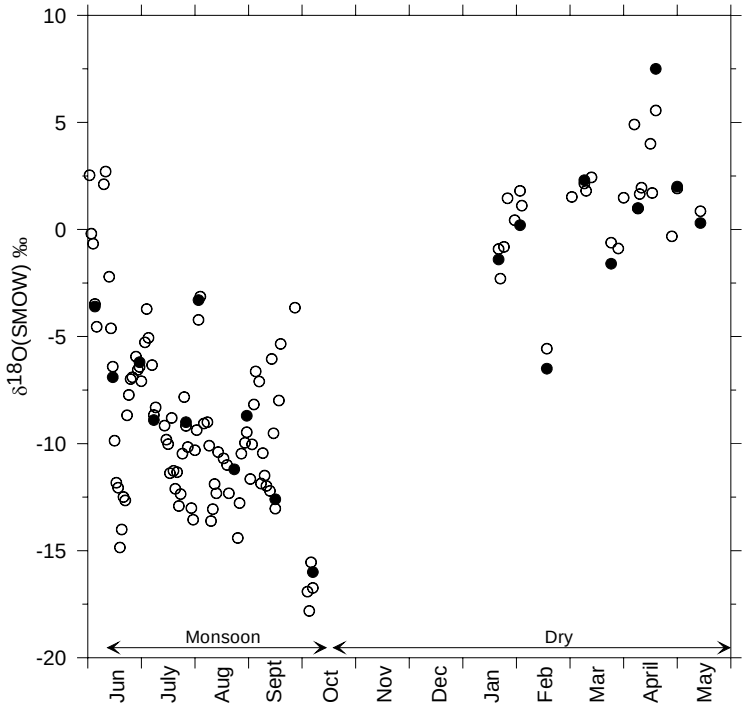


Figure 2.36 : la composition isotopique des eaux de pluie de Katmandu.

Or l'intensité, la durée et probablement l'extension de la mousson d'Asie du sud-est (mousson d'été) ont fortement fluctué au cours du Pléistocène (Benn & Owen, 1998), et la mousson d'hiver, liée à l'anticyclone Sibérien, était plus développée durant les stades glaciaires (Ding et al., 1995).

Ainsi à ~40 000 ans, lors du dépôt de la formation Lgd à Katmandu, les lacs (Quaidam basin; Chen & Bowler, 1986) et la végétation (Pachur et al., 1994) du Tibet oriental étaient caractérisés par une humidité plus importante qu'à l'actuel, tandis que l'intensité de la mousson d'été d'Asie du sud-est s'affaiblissait par rapport à son maximum d'activité atteint à 50 Ka (Clemens et al. 1991).

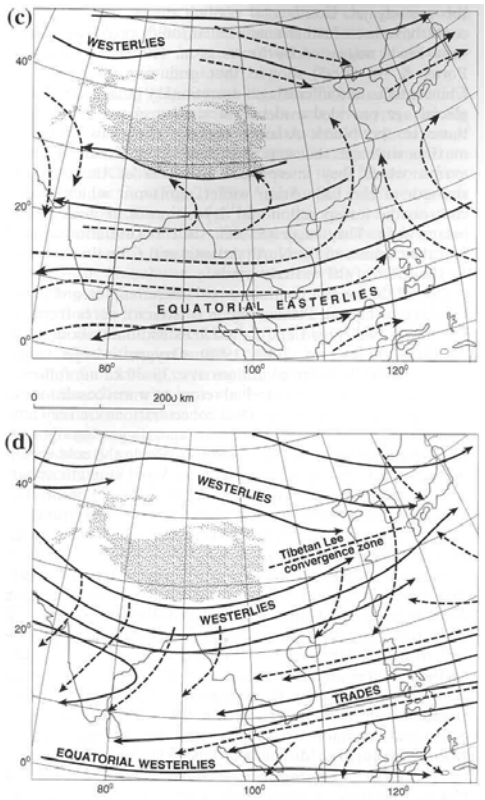


Figure 2.37 : les caractéristiques des circulations d'air autour du Tibet durant l'été et durant l'hiver (d'après Benn & Owen, 1998; Fig. 5). Les flèches pleines correspondent aux circulations à 3000 m, les flèches en pointillés aux circulations à 600 m.

Nous suggérons donc que lors du dépôt de la formation Lgd, les précipitations de mousson d'été étaient beaucoup plus faibles qu'à l'actuel, et que les précipitations d'hiver, en provenance de l'Ouest, avaient un rôle majeur. Ces précipitations d'hiver, actuellement caractérisées par de fortes teneurs en ^{18}O, pourraient avoir en des valeurs isotopiques du même ordre, ce qui aurait contrôlé en partie la forte composition isotopique de l'eau du lac à cette époque. Le développement de niveaux de diatomite presque purs est en accord avec cette interprétation: il implique une absence de dépôt de sédiment argileux d'origine détritique, et donc une absence d'événements pluvieux intenses conduisant à un transport de matériaux fins. Or ce type d'événements pluvieux est plutôt caractéristique des moussons d'été que des pluies d'hiver.

5.5.4. Résumé

Pour les périodes anciennes du paléo-lac (correspondant aux dépôts des formations de Lukundol et de Kalimati), les mesures isotopiques réalisées sont compatibles avec des eaux de rivière en équilibre avec les eaux météoritiques, y compris lors de la disparition momentanée du lac aux environs de 1 Ma. Pour les périodes antérieures à 1 Ma., (formation de Lukundol), les eaux du lac étaient assez semblables à celles du lac actuel de Pokhara, avec un enrichissement en ^{18}O et en ^{13}C lié à l'évaporation dans un lac de faible profondeur.

Pour la période correspondant au dépôt de la formation de Gokarna dans un lac avec une profondeur supérieur à 100 m, les teneurs en ^{18}O sont très élevées. Ceci semble lié à la superposition d'au moins 2 phénomènes :

- L'accroissement de longue durée et pour lequel les valeurs sont supérieures à 6 ‰, est caractéristique de la formation Lgd (Level with Gasteropodes and Diatomes). Il exprime une variation de l'origine des pluies liée à un affaiblissement de la mousson d'été au bénéfice de la mousson d'hiver. Les pluies « lourdes » prédominent et ces précipitations ne sont pas des événements aussi intenses que les pluies d'été. Par conséquent, le bilan isotopique des eaux du lac reflète les caractéristiques des précipitations d'hiver qui sont riches en ^{18}O et la sédimentation montre des apports détritiques limités.

- L'accroissement saisonnier de la valeur en O, marqué lors de la croissance des gastéropodes, pourrait être lié à une forte évaporation durant l'été, avec peu de précipitations.

Du point de vue niveau du lac, il n'y a pas d'argument pour un bilan de masse durablement négatif. Cependant, durant les périodes chaudes, le lac a pu devenir momentanément une sorte de mare avec un bilan de masse négatif. Si la baisse du niveau du lac est alors faible, sans expression sédimentologique, la concentration isotopique en ^{18}O a cependant pu être favorisée.

Concernant les compositions isotopiques du carbone des coquilles, on peut considérer un système confiné où l'eau est soumise à forte évaporation et à un rééquilibrage avec le CO_2 de l'atmosphère qui engendre une valeur autour de 0 ‰ pour $\delta^{13}C$. Nous proposons que les valeurs les plus fortes de $\delta^{13}C$ soient liées à de processus de méthanogenèse (Talbot & Kelts, 1990) et à une forte productivité du système pendant le pléistocène supérieure.

CHAPITRE 3:
LE BASSSIN DE KATHMANDU DANS LE CONTEXTE DE LA TECTONIQUE HIMALAYENNE

LE BASSSIN DE KATHMANDU DANS LE CONTEXTE DE LA TECTONIQUE HIMALAYENNE

Le bassin de Katmandou est un bassin transporté de manière relativement passive à l'aplomb du chevauchement basal himalayen (voir Fig. 3.1). Mais si la partie Nord du bassin semble assez peu soumise à des mouvements tectonique, la bordure Sud est remontée de plus de 200 m depuis 2 Ma par rapport à la zone centrale (Sakai, 2001a). Des paléofailles ont été décrites (Sakai, 2001b) dans les gorges de Chobhar et des failles actives décrites sur la bordure sud (Saijo *et al*., 1995).

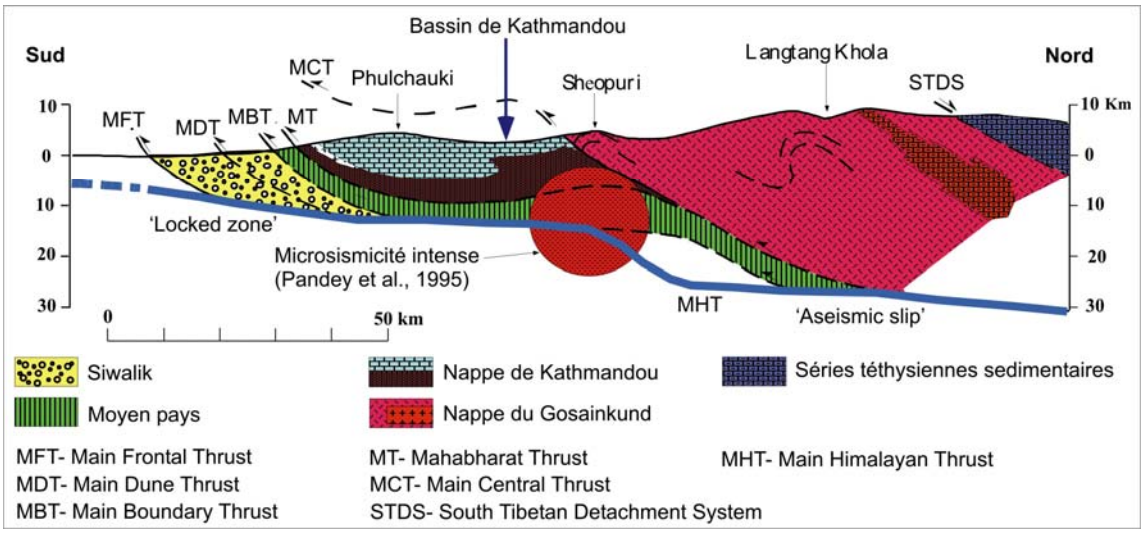


Figure 3.1 : coupe schématique de l'Himalaya illustrant la situation de Kathmandu et sa position en bassin transporté (adaptée d'après Upreti & Le Fort, 1999).

Dans la suite je focaliserai sur les évidences d'une activité sismo-tectonique intense dans cette zone, sur la déformation à grande longueur d'onde qui bascule progressivement toute la partie Sud, et discuterons des relations avec le modèle sismotectonique de l'Himalaya.

1. Les sismites

Je regrouperai sous l'expression "sismites" toutes les structures sédimentaires mettant en jeu dans leur formation le rôle d'un séisme. Ceci inclut les dykes, mais aussi des structures liées à la déformation de sédiments non consolidés. Dans un premier temps, un inventaire est effectué, puis je présente, à travers 2 articles publiés, la variété des structures rencontrées (Gajurel *et al*., 1998) et l'exemple le plus impressionnant de déformation de sédiments non

consolidés (Gajurel *et al.*, 2000). Puis nous discuterons sur ces exemples les critères qui justifient l'hypothèse que ces structures sont la signature de séismes, et qu'elles ne sont pas des figures liées à des glissements ou à des surpressions locales de fluide. Enfin sur l'exemple de la Bagmati, nous essayerons de relier les sismites à la sismicité historique.

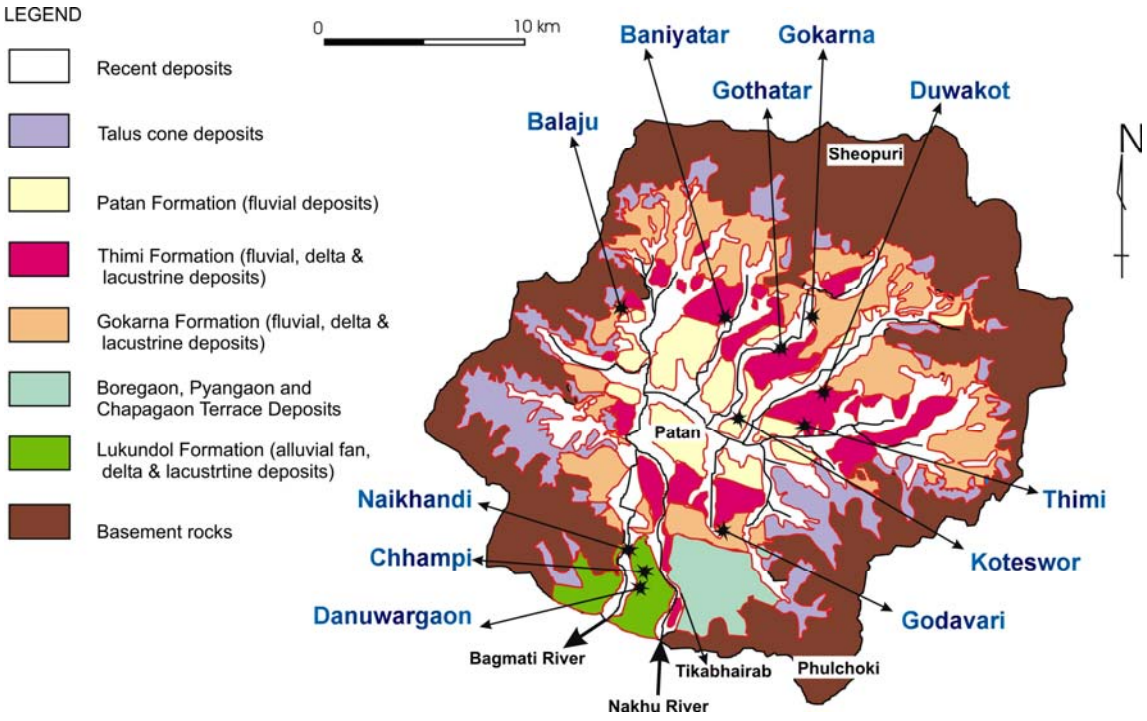


Figure 3.2 : carte de localisation des sismites dans le bassin de Kathmandu (carte d'après Yoshida & Gautam, 1988).

Tableau 3.1: Tableau récapitulatif des sismites du bassin de Kathmandu.

Localisation	Affleurement	Age (an)	Outil	Nombre d'événements	Structures
Gothatar	Bagmati River	133 ±34	Numerous Briques	1	3 dykes+ soft deformation
Gokarna	Bagmati River	105 ±34	Numerous Briques	1	soft deformation (flame structure)
Koteswor	Temple fondation	~15,000	Fin de lacustre	1 ou 2	Dykes+ soft deformation
Gothatar	Falaise naturelle	Formation de Timi		1	2 dykes+ soft deformation
Thimi	Carrière	< 21,000	Charbon	8	1 dyke+ soft deformation
Duwakot	Carrière	Formation de Gokarna			3 dykes
Duwakot	Carrière	Formation de Gokarna			2 dykes
Baniyatar	Carrière	Formation de Gokarna		2	5 dykes+faille
Godavari	Falaise naturelle	Formation de Gokarna		1	4 dykes
Balaju	Carrière	Formation de Gokarna		1	2 dykes
Naikhandi	Carrière	Formation de Lukundol		1 ou 2	7 dykes
Chhampi	Falaise naturelle	Formation de Lukundol		1	1 dyke
Danuwargaon	Carrière	Formation de Lukundol		1	1 dyke+ 8 failles

1.1 Des sismites dans le remplissage du lac de Kathmandu

La découverte de sismites dans le paléo-lac de Kathmandu a été réalisée dans le cadre de mon DEA (Gajurel, 1998), et a conduit à la réalisation d'un premier article.

A.P. Gajurel, P. Huyghe, C. France-Lanord, J.L. Mugnier, B.N. Upreti, P. Le Fort (1998) Seismite in the Kathmandu basin, Nepal. *Jour. Soc. Geol. Népal, v. 18, p. 125-134.*

Journal of Nepal Geological Society, 1998, Vol. 18, pp. 125-134

Seismites in the Kathmandu basin, Nepal

A.P. Gajurel[1,2], P. Huyghe[1], C. France-Lanord[3], J.L. Mugnier[1], B.N. Upreti[2] and P. Le Fort[1]

[1]CNRS, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France

[2]Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal

[3]CRPG-BP 2545012 Vandoeuvre cedex, France

ABSTRACT

The Kathmandu valley is a large intermontane basin carried above the Himalayan major décollement. It is limited southward by the Mahabharat Range, which forms the hanging wall of the Mahabharat Thrust, and northward by the Shivapuri Range. The Kathmandu basin is filled with a very thick (500-600 m) sequence of fluvio-lacustrine Plio-Pleistocene sediments, which unconformably overlie the folded and faulted Precambrian-Palaeozoic Kathmandu Complex. These semi-consolidated deposits mainly consist of fine to coarse sand, sandy loam, sandy silty clay, and gravely conglomerate.

New field data show that small-scale deformational structures occur in the lacustrine deposits of the central and southern parts of the Kathmandu basin. In Thimi section, these structures take place within sub-horizontal clayey layers. They mainly consist of finely contorted and folded sandy layers which form balls and pillows of about 10-13 cm thick. In a few places, the deformational structures are associated with small folds and micro-faults (normal and reverse faults), with micro-breccias and sand dykes. The convolute lamination structures show no preferential verging, thus, excluding shearing related to the influence of a palaeoslope. Such structures have been found in three different places and they were always confined to single stratigraphic horizons positioned between undisturbed parallel beds. The deformational structures described above show characteristics of seismites. The associated seismic events may be related to major earthquakes or movements along the active nearby faults. Earthquake-induced liquefaction and subtle variations in physiomechanical properties of water-saturated fine sandy sediments have probably controlled the deformational pattern.

GEOLOGY AND TECTONIC SETTING

The Himalayan tectonics is still active and the convergence rate between India and Higher Himalaya is close to 20 mm/yr (Bilham et al., 1997). Present day seismicity (National seismological survey, 1997) and historical records indicate that the Himalaya has experienced recurrence of large earthquakes. The aim of this paper is to evidence the Pleistocene earthquakes. The evidences are deduced from the observation of soft-sediment deformation structures in the sediments of the Kathmandu basin that show characteristics of seismites (Seilacher, 1969) generated by ground motion during earthquakes.

The central Nepal Himalaya, as observed throughout the entire range, is tectonically divided into three different zones: Higher Himalaya, Lesser Himalaya, and Sub-Himalaya. Upreti and Le Fort (in press) have recognised two different thrust packages in the Kathmandu transect. According to them, two crystalline nappe units named as Kathmandu Crystalline Nappe (KCN) and Gosaikund Crystalline Nappe (GCN) are separated from each other by the Main Central Thrust (MCT) which passes to the north of the Kathmandu basin (Fig. 1). The GCN unit, which corresponds to the southward continuity of the Higher Himalayan Crystallines of the Langtang area, is brought southward along the MCT. South of the MCT, the KCN unit is thrust over the narrow zone of the Lesser

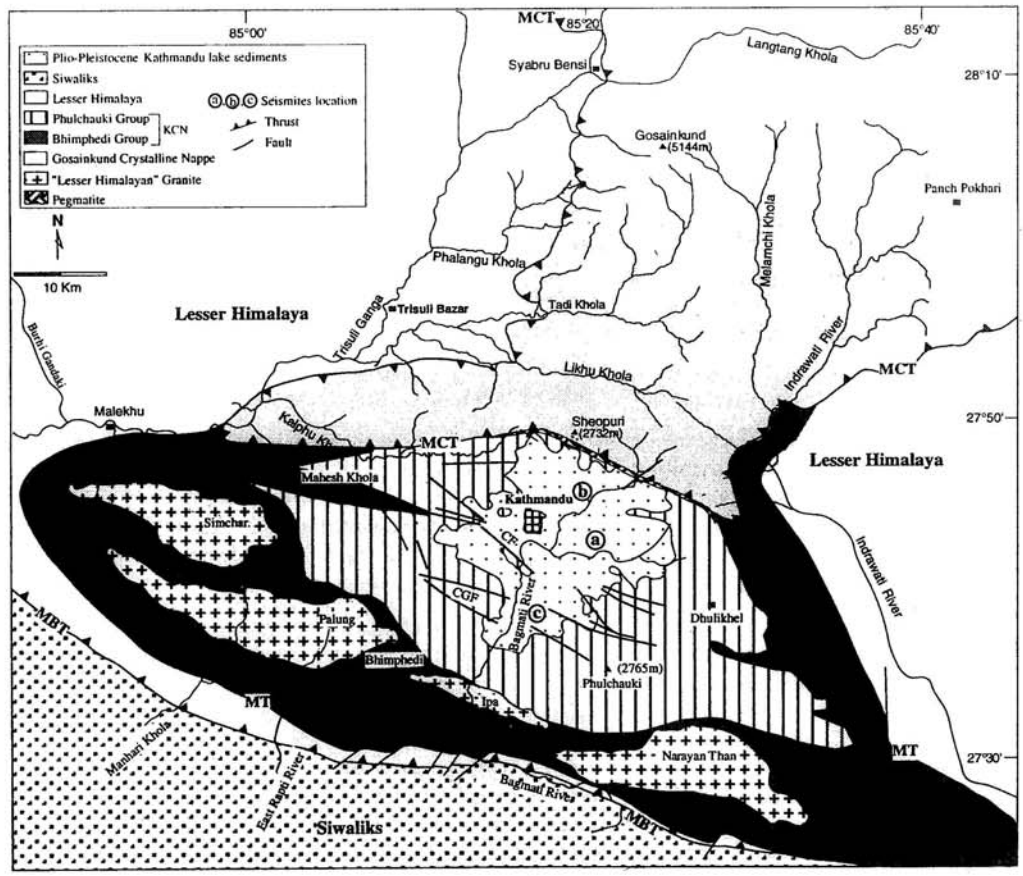


Fig. 1: Geological map of central Nepal (after Rai et al., 1997).

Himalayan metasediments along the Mahabharat Thrust (Stöcklin, 1980) as an out of sequence thrust sheet in the Lesser Himalaya (Upreti and Le Fort, in press).

The Kathmandu valley is a large intermontane basin carried above the Himalayan major detachment defined by Pandey et al. (1995), and it is the largest basin situated in the Lesser Himalaya of Nepal. It occupies the central portion of the nearly elliptical KCN towards the northern margin. It is limited southward by the Mahabharat Range, which forms the hanging wall of the Mahabharat Thrust (MT), and northward by the Shivapuri Range, which belongs to the transported sheet of the Higher Himalayan Crystallines towards south along the MCT (Upreti and Le Fort, in press). This basin lies on a basement of crystalline rocks and Precambrian to Palaeozoic metasedimentary formations. It covers a part of the Mahabharat Synclinorium (Stöcklin and Bhattarai, 1981). It extends for about 30 km in the east-west direction and about 25 km in the north-south direction and has an almost circular shape. A lake is known to have filled most of the basin from Pliocene to Pleistocene (Yoshida and Igarashi, 1984; Dongol, 1985). The basin is filled with a very thick (500-600 m) sequence of fluvio-lacustrine sediments (Moribayashi and Maruo, 1980) that covers about 400 km^2 (Bajracharya, 1996). In this centripetal drainage basin (Holmes, 1964), sediments were derived from the crystalline (schist, gneiss, pegmatite) and metasedimentary (phyllite, siltstone, shale, metasandstone and limestone) rocks (Bajracharya and Verma, 1989). The semi-consolidated sediments filling the basin mainly

consist of muds, silts, sandy loam, fine to coarse sands, and gravel to cobble conglomerates.

Many faults (main trend WNW-ESE) have been mapped that crosscut the metasedimentary basement (Stöcklin and Bhattarai, 1981). Previous studies have revealed the presence of geomorphic and structural features indicative of active faults including young fault scarps and displaced lacustrine sediments. In the south-west part of the basin, NW/SE trending faults (Chobhar Fault, CF in Fig. 1, and Chandragiri Fault, CGF in Fig. 1) have been traced for about 3-4 km and have contributed to the formation of the Kathmandu basin and the upliftment of the Mahabharat Range since the Late Quaternary (Saijo et al., 1995).

During a recent survey of the lake sediments, we have discovered various types of soft-sediment deformation structures in three places of the basin (a, b and c in Fig. 1). Two of them are active quarries and the third one is a natural cliff in the southern part of the basin. Unfortunately, good exposures are rather limited and discontinuous, thus, direct correlation of the three sites is not possible. We have limited our description to the site of Thimi (a in Fig. 1), as it shows the most diverse structures.

In this article, only those structures resulting in from liquefaction in soft sediments due to seismic movement are described. It is also tried to assess the earthquake intensity from the thickness of the deformed zone and to compare them with the historical seismicity.

SOFT-SEDIMENT DEFORMATION STRUCTURES

Study of the top 32 m thick stratigraphic sequence in the central part of the basin has been carried out in detail (Fig. 2). The sequence is restricted within distinct soft and weakly consolidated sub-horizontal muddy layers. It consists of semi-consolidated Quaternary sediments of fluvio-lacustrine origin. The columnar section comprises interstratified layers of mud, silt, and sand. Mud is grey, dark grey to brown, somewhat yellowish and black in colour. Individual layers range in thickness from 5 to 60 cm. In some places, flaser beddings are observed. Silt is yellowish, grey to light

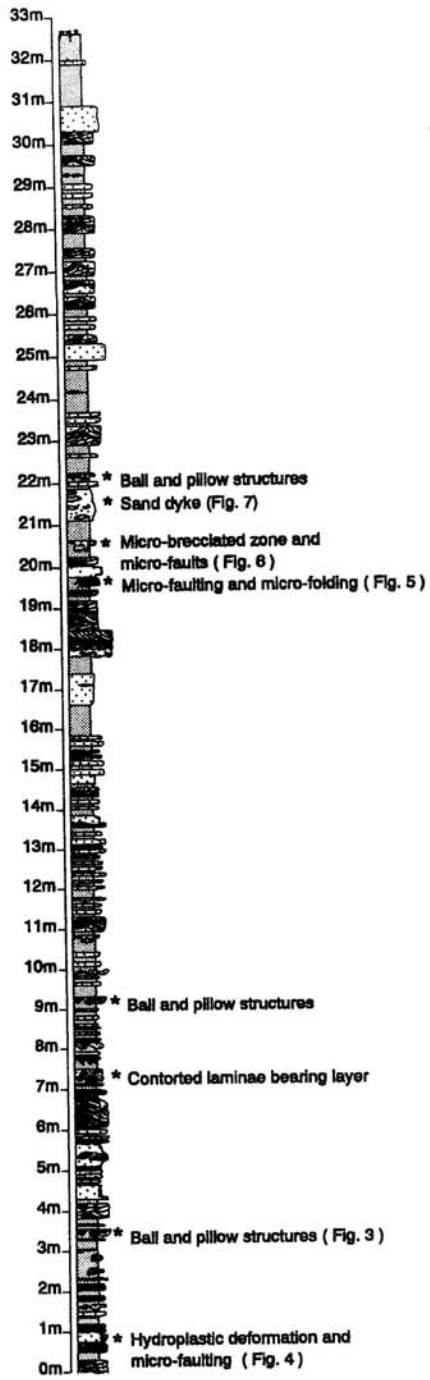


Fig. 2: Columnar section showing the distribution of the main syn-sedimentary soft-sediment deformation structures (*) within the Quaternary sediments of the Thimi section.

grey in colour. Sandy layers range in thickness from 2 to 70 cm and are grey to light grey in colour. Sand and silt show continuous to discontinuous, parallel, wavy, trough, and cross laminae. The laminae are formed by clayey and micaceous materials. Sandy layers are somewhere lenticular and wavy. Sometimes very fine sandy, silty, and clayey horizons are interlayered. Organic matter as carbonised wood fragments is also found. Some coarse sand layers contain few intraformational mud clasts.

Soft-sediment deformational structures are particularly frequent and spectacular in this section. They are found at eight stratigraphic horizons (Fig. 2). The horizons are flat lying within undeformed sediments, having sharp and planar top and bottom contacts. Four types of structures are distinct (see location in Fig. 2): ball and pillow structures, fold and micro-faults, micro-breccia and sand dyke structure.

Ball and Pillow Structures

Ball and pillow structures are exhibited by sandy layers in between two sub-horizontal muddy layers. They are nearly circular to elliptical and range in size from 10 to 13 cm. These structures are not systematically connected and float in muddy matrix. Internal laminae are bent inwards and follow the outer morphology. Towards the central part of the structures laminae are contorted or deformed. In the centre they are blurred and sand seems structureless (a in Fig. 3). In some ball and pillow structures laminae are completely closed. The axial planes of the folded laminae of ball and pillow dip in different directions. The overlying very fine sand and silt layer is also contorted. Similar type of structure is also recorded in the Gokarna area (b in Fig. 1).

Folds and Micro-Faults

Hydroplastic deformation, folding and micro-faulting are closely associated. Association of folds and faults on two particular events (Fig. 4 and 5) is presented. In Fig. 4, the central dark layer becomes thin towards the right (a) and becomes tightly folded against a reverse fault (b). On the other side of this reverse fault, other minor fractures also affect the white sandy layers and evolve to normal faults on the right side (c). Deeper beds are deformed and folded (d). Cohesive beds are ruptured and brecciated (e). Few competent mud clasts are confined in the localised liquefied area (above e).

In Fig. 5, the central dark mud (a) is contorted and raised upward. Sandy layers descend along normal micro-fault (b). Towards the lower right corner, reverse micro-faults are observed and gradually to the upper right corner fine muddy laminae are folded (c), which are similar in form to those of Fig. 3.

Micro-Breccia

Fig. 6 illustrates a micro-brecciated zone about 10-13 cm high, and about 15-18 cm wide. The brecciated zone is confined within non-brecciated bedding. The elements of the breccia vary in size; the angular to subrounded cm-sized clasts are floated in a very fine sandy matrix. The clasts are composed of more competent mud, which has sunk in the surrounding sequence in reference to the undeformed horizon . There is neither sign of brecciated fissure filling nor clear contact within the brecciated zone (a in Fig. 6). If the disrupted muddy matter is pulverised within the fluidised matter, the colour appears uniform and the muddy fragments decrease in size (b in Fig. 6). If clasts remain bigger, the colour contrast is still apparent (c in Fig. 6). Similarly, early formed sedimentary structures are wiped out, e.g. the laminae of the overlying layer are disappeared (d in Fig. 6). At the lower right side of the plate, trail of fluidised and liquefied phenomenon form radial dewatering structure (e in Fig. 6). Normal micro-faults affect the underlying white sandy and dark muddy layers (f in Fig. 6).

Sand Dyke

Fig. 7 illustrates a sand dyke structure about 80 cm high. At the bottom, a 5 cm thick muddy layer is pierced by coarse sands (d and e in Fig. 7) giving rise to sand dyke structure (b in Fig. 7). Muddy layer is partially replaced by coarse sandy materials (c in Fig. 7). The boundary between sand dyke structure and original laminated silty layer (a in Fig. 7) is outlined by brownish material. The top part of the dyke (between 0.7 m and 1 m on the scale bar of Fig. 7) is formed by fine sand.

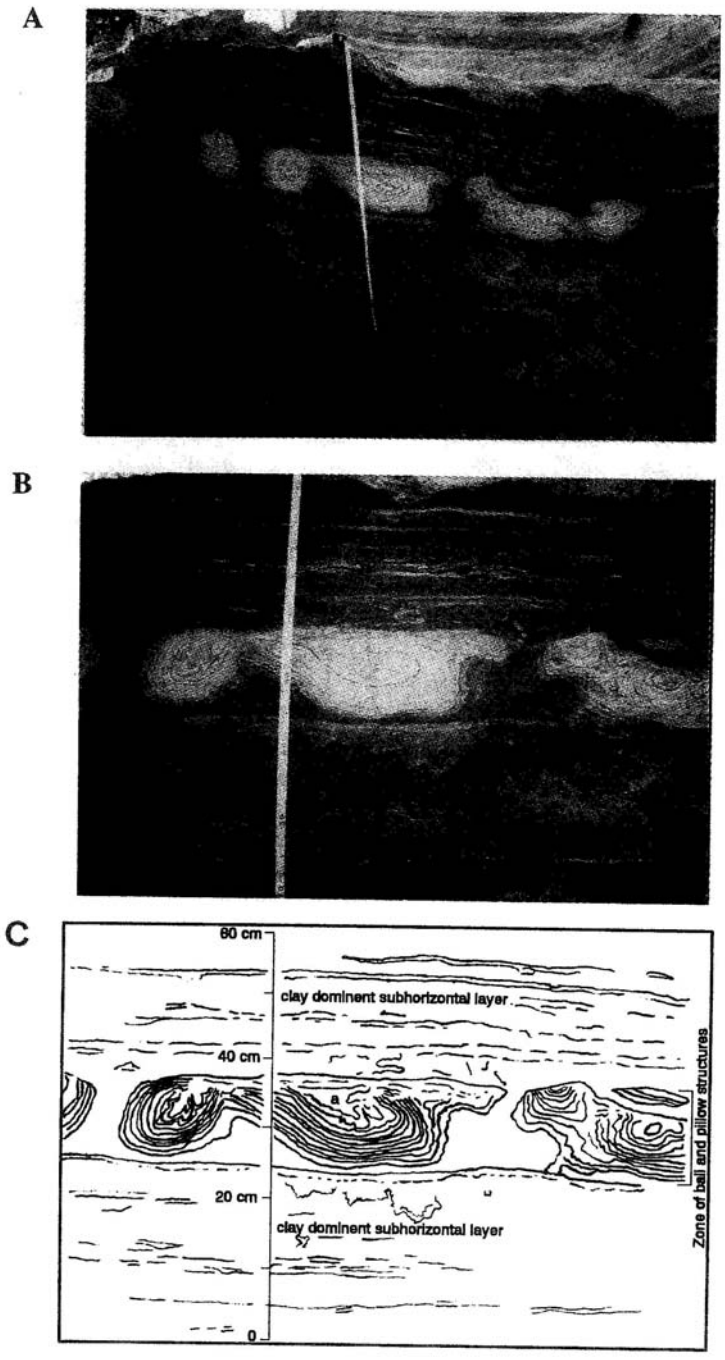


Fig. 3: Deformational structure (ball and pillow) observed within sedimentary sub-horizontal clay layers. B: detail of photo A; C: interpretation of photo B.

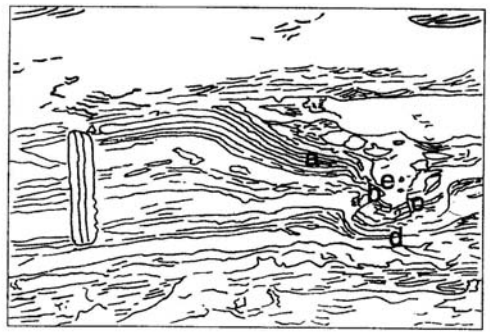


Fig. 4: Hydroplastic deformation in interlayared mud and very fine sandy layers. Muddy layers are stretched and pinched. (Scale is 9.5 cm long).

Fig. 5: Association of micro-faults and folds in a deformational structure. Note the similarity of the central portion of this structure with the central part of a ball and pillow structure in Fig. 3.

ORIGIN OF THE DEFORMATIONAL STRUCTURES

The soft sediment deformational structures in the Kathmandu basin sediments show the coexistence of brittle and plastic behaviours due to the rapid alternation of sandy and clayey beds. Moreover, partial destructuration, disharmonic folding, and intraformational stretching suggest that the processes of sediment deformation are favoured by hydroplasticity, liquefaction, and fluidisation as shown by numerous studies (Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen, 1987; Guiraud and Plaziat, 1993). These processes are strongly dependent upon (1) the susceptibility of the sediment to deformation, and (2) the driving stresses (triggerring effects).

Susceptibility of Sediment to Deformation

The susceptibility of the sediment to hydroplastic, liquefaction and fluidisation deformation depends at first on the granulometry and grain arrangement of the sediment (Allen, 1982). These deformation processes occur easily in the loosely packed cohesionless sands or coarse silts but are disfavoured by the mixture of clay minerals, which enhance cohesion.

In the Thimi section (a in Fig. 1), the sediments affected by deformation consist of a fine alternation of clayey, silty and sandy beds, which are respectively semi-consolidated and cohesionless. Grain-size analysis of ball and pillow structures described above was performed by laser diffraction using Malvern particle sizer model 215 FR. It shows that the "mobilised material" of ball and pillow (Fig. 8) mainly consists of very fine to fine sands with less than 5% clay (average grain-size of 116 μm), whereas the upraised material consists of silt to very fine sands with 12% clay (average grain-size of 48 μm). This outlines that low clay content

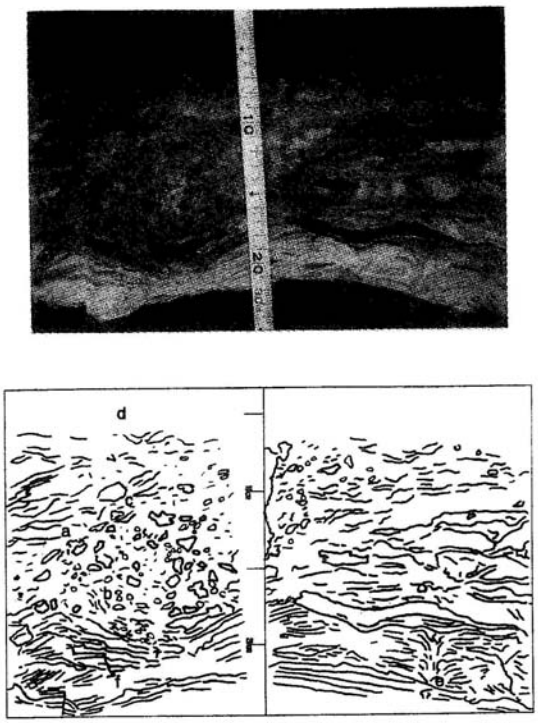


Fig. 6: Zone of microbrecciation. In the top part of the photo, structureless homogenised part is seen that might have been deposited from remobilised suspended sediments.

enhances the hydroplastic, liquefaction, and fluidisation deformation processes. Moreover, grain size analysis shows that the fluvio-lacustrine material from the Thimi area has a rather good sorting (varies from 1.54 to 1.97, which is a favouring factor for synsedimentary deformation (Guiraud and Plaziat, 1993).

The Thimi sediments show typical physical properties that make them suitable for hydroplastic, liquefaction, and fluidisation deformation.

Driving Processes

A number of processes like gravity slumping, vertical load, current drag to seismic shaking may be responsible for hydroplastic, liquefaction, and fluidisation deformation.

The convolute lamination structures observed in the Thimi area show no preferential verging thus

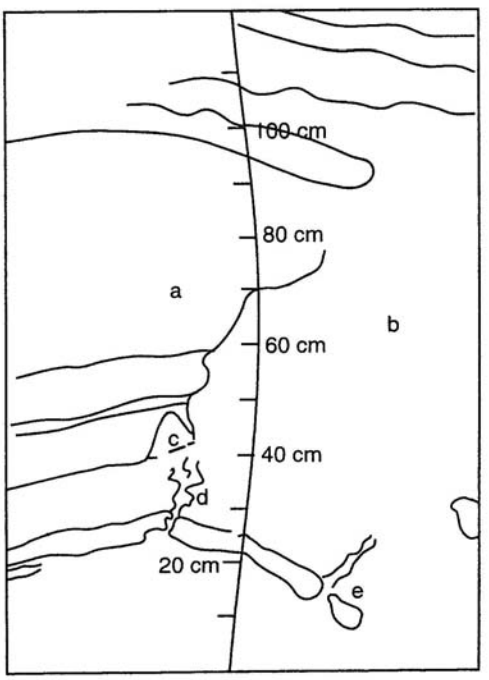


Fig. 7: Sand dyke: up-raised sandy material destroyed the original layering.

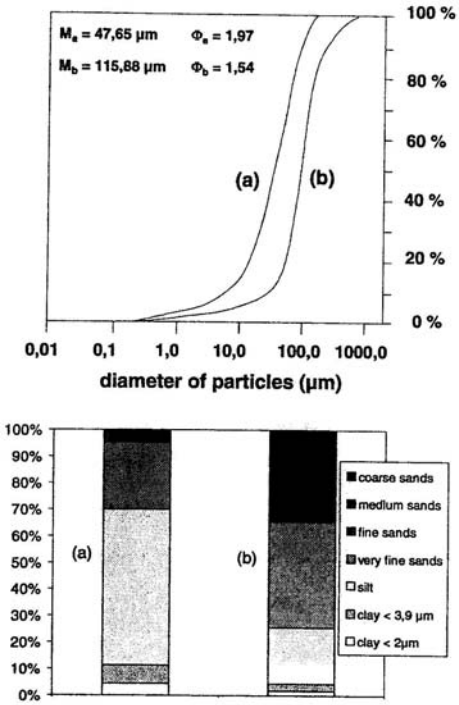


Fig. 8: Results obtained from granulometric analysis of the materials (see Fig. 3) from ball and pillow (b) and muddy silt layer (a).

excluding sliding and shearing related to the influence of a palaeoslope. The same argument may be used to reject the effects of currents at the water-sediment interface. Moreover, the area affected is too wide (more than 90 m x 25 m) to invoke such perturbations. In the case of structures linked to vertical load, a wave length should be observed. In the Thimi area, structures susceptible to be formed because of seismic shaking (ball and pillow structures) have extremely varying shapes, sizes and spacing within a same single stratigraphic horizon (Fig. 3a).

The trigger mechanism seems to be cyclic: successive single events are responsible for each deformed stratigraphic horizon. These events are separated by quiet sedimentation phases. Seismic shock waves could be responsible for the development of such repetitive deformational structures as those observed in the Thimi area. Moreover, the Thimi area lies within a seismic zone where earthquake motions are highly amplified in relation with sedimentary facies of unconsolidated Quaternary sediments (Pandey et al., 1992). Great earthquakes of around 8.5 magnitude ruptured nearly half of the Himalayan chain in 1897, 1905, 1934 and 1950 (Seeber and Armbuster, 1981; Molnar and Pandey, 1989; Pandey et al., 1995). In the Kathmandu valley, major damages of probable seismic origin are reported to have occurred and reached an intensity of IX in Kathmandu city (Chitrakar and Pandey, 1986; Bilham et al., 1995). Hibsch et al. (1995) showed that such seismic intensities are able to generate soft deformational structures (seismites) with a thickness varying between 10 to 40 cm in lacustrine environment (Fig. 9). Palaeoseisms recorded by the seismites of the Thimi area would accordingly be in the same range as the historical seisms that affected the Kathmandu basin.

CONCLUSIONS

Several types of synsedimentary soft-sediment deformation structures are found in the Plio-Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of Kathmandu basin. The characteristic features of the horizons of deformational structures have met the criteria proposed by Sims (1975) in order to interpret these structures as resulting from seismic events:

1) The structures are confined to a single stratigraphic horizon, have a large horizontal extent and occur in between undeformed parallel layers;

2) These structures are confined to the high liquefaction potential deposits as indicated by the

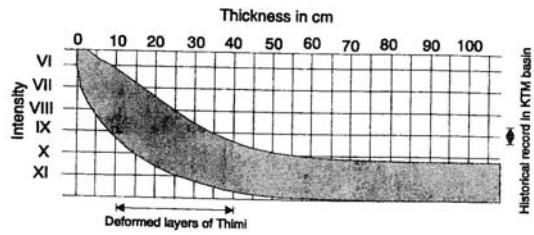


Fig. 9: Comparison of intensity of the historical seisms and of palaeoseisms in the Kathmandu basin using a diagram intensity versus thickness of liquefied layer (adapted from Hibsch et al., 1995). Grey domain refers to the domain of possible relationships between thickness of the liquefied layer and intensity of seism.

granulometric analyses and in the high shakability area as demonstrated by microtremor survey (Pandey et al., 1992);

3) All the layers are flat lying suggesting lack of slope failure influences;

4) Some structures are similar in forms to those formed experimentally (Kuenen, 1958).

It is the evidence that major earthquakes occurred periodically in central Himalaya during Pleistocene. Further work , based on dating and systematic studies of seismites, could be a way to better estimate the seismic hazard in the Kathmandu area.

ACKNOWLEDGEMENTS

A.P. Gajurel is obliged to the Foreign Ministry of France for providing two years scholarship for study in the university of Joseph Fourier in Grenoble, France. Colleagues from Institut Dolomieu, Grenoble and Geology Department, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu are thanked for their helps. The authors are grateful to Mr. Vincent Lignier for introducing us about seismites.

REFERENCES

Allen, J.R.L., 1982, Sedimentary structures. Elsevier, Amsterdam, v. II, 663 p.

Bajracharya, S.R. and Verma, V.K., 1989, Morphometric analysis of the Kathmandu Valley. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 6, pp. 11-20.

Bajracharya, S.R., 1996, Morphostatistical analysis of the third order drainage basins of the Kathmandu valley, central Nepal. Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ., Kathmandu, Nepal, v. 5, pp. 37-46.

Bilham, R., Bodin, P. and Jackson, M,. 1995, Entertaining a great earthquake in western Nepal: historic inactivity and geodetic test for the development of strain. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 11(Spec. Issue), pp. 73-88.

Bilham, R., Larson, K., Freymuller, J. and IDYLHIM GPS Team, 1997, GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. Nature, v. 386, pp. 61-64.

Chitrakar, G.R. and Pandey, M.R., 1986, Historical earthquakes of Nepal. News Bull. Geol. Soc. Nepal, v. 4, pp. 7-8.

Dongol, G.M.S., 1985, Geology of the Kathmandu fluviatile lacustrine sediments in the light of new vertebrate fossil occurrences. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 3, pp. 43-57.

Guiraud, M. and Plaziat, J.C., 1993, Seismite in the fluviatile Bima Sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). Tectonophysics, v. 225, pp. 493-522.

Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, U.H. and Sebrier, M., 1995, Holocene tectonics and liquefaction/ soft sediment deformation in the Quito (Ecuador): a paleoseismic history record in lacustrine sediments. Jour. Geodynamics, v. 24.

Holmes, A., 1978, Principles of Physical Geology. ELBS, Third edition, 730 p.

Keunen, P.H., 1958, Experiments in geology. Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 23, pp. 1-28.

Lowe, D.R., 1975, Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, v. 22, pp. 157-204.

Moribayashi, S. and Maruo, Y., 1980, Basement topography of the Kathmandu valley, Nepal: an application of gravitational method to the survey of a tectonic basin in the Himalayas. Jour. Jap. Soc. Engg. Geol., v. 21(2), pp. 30-37.

Molnar, P. and Pandey, M.R., 1989, Rupture zones of great earthquakes in the Himalayan Region. Proc. Ind. Acad. Sc., (Earth Planet. Sc.), v. 98, pp. 61-70.

National Seismological Centre, 1997, Microseismic epicentre map of Nepal Himalaya and adjoining region. Department of Mines and Geology, Kathmandu, Nepal.

Owen, G., 1987, Deformation processes in unconsolidated sands. In: M. Jones and R.M.F. Preston (eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geol. Soc. London, v. 29(Spec. Publ.), pp. 11-24.

Pandey, M. R., Sikrikar, S. M., Chitrakar, G. R. and Pierre, J. Y., 1992, Ground classification (microzoning) of Kathmandu valley in the basis of microtremor survey. Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ., Kathmandu, Nepal, v. 2(1), pp. 181-189.

Pandey, M.R., Tandukar, R.P., Avouac, J.P., Lavé, J. and Massot, J.P., 1995, Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). Geophys. Res. Lett., v. 22, pp. 751-754.

Rai, S.M., Le Fort, P. and Upreti, B.N., 1997, Geology, structure and metamorphism in Kathmandu and Gosainkunda regions, central Nepal.Abstract, Jour. Nepal Geol. Soc., v. 16(Spec. Issue), pp. 20-22.

Saijo, K., Kimura, K., Dongol, G., Komatsubara, T. and Yagi, H., 1995, Active faults in southern Kathmandu basin, central Nepal. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 11(Spec. Issue), pp. 217-224.

Seeber, L. and Armbruster, J., 1981, Great detachment earthquakes along the Himalaya arc and long term forecasts. In D. W. Simpson and P. G. Richards, (eds.). Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Series, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., v. 4, pp. 259-277.

Seilacher, A., 1969, Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology, v. 13, pp. 155-159.

Sims, J. D., 1975, Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. Tectonophysics, v. 29, pp. 141-152.

Stöcklin, J., 1980, Geology of the Nepal and its regional frame. Jour. Geol. Soc. London, v. 137, pp. 1-34.

Stocklin J. and Bhattarai K.D., 1981, Geology of Kathmandu area and central Mahabharat range, Nepal Himalaya. Unpubl. Report, UNDP, New York, 64 p.

Upreti, B. N. and Le Fort, P., (in Press), Lesser Himalayan Crystalline Nappes of Nepal: problem of their origin. Geol. Soc. Am. Bull.

Yoshida, M. and Igarashi, Y., 1984, Neogene to Quaternary lacustrine sediments in Kathmandu valley, Nepal. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 4(Spec. Issue), pp. 73-100.

1.2. L'exemple de Koteswor : déformation de sédiments non consolidés sur une épaisseur de plus d'un mètre

L'exemple de Koteswor constitue la sismite la plus épaisse trouvée dans le lac (~1.2 m d'épaisseur). A ce titre, elle a été décrite dans l'article qui suit. Des travaux complémentaires ont de plus été réalisés sur sa géométrie et la granulométrie des niveaux impliqués.

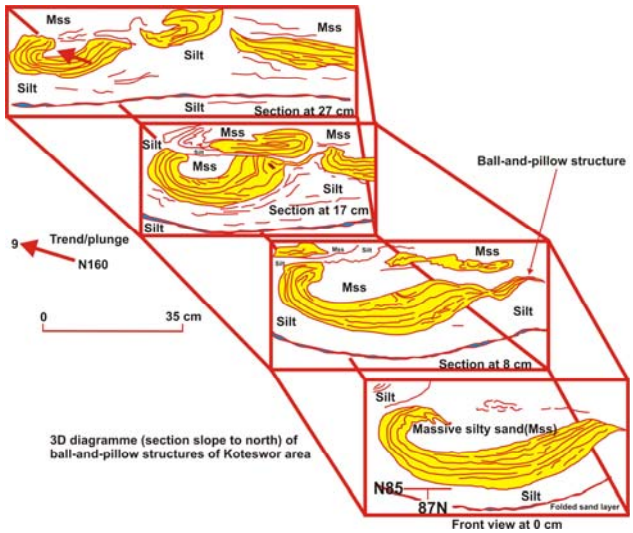
1.2.1 Critères permettant de justifier l'origine sismique de la structure de Koteswor

Nous avons recherché des critères structuraux confortant l'hypothèse que la structure de Koteswor n'est pas liée à des processus gravitaires ou à des expulsions d'eau sous pression, mais qu'elle est bien d'origine sismique.

1.2.1.1 Géométrie 3D des pillows

En réalisant plusieurs études sériées de la structure (par abrasion progressive du sable) nous avons obtenu une image 3D de la structure.

Sur la Fig.3.3, il s'avère que le "pillow" central dans la coupe la plus lointaine vient chevaucher latéralement les deux autres pillows. Ceux-ci se raccordent latéralement (sur la coupe la plus frontale) en un seul pillow. Ceci semble exclure de simples expulsions verticales de fluide à l'origine de la séparation des pillows mais suggère plutôt des processus de cisaillement avec déplacement différentiel des parties hautes par rapport aux parties basses. Si l'on considère la position la plus au Sud (sur la coupe la plus frontale) du pillow central par rapport à la zone écartée entre les deux pillows de la coupe la plus lointaine, on obtient une direction de déplacement du pillow N160 et un movement de plus de 50 cm.



Fiure 3.3 : coupes sériées à travers l'un des pillows de Koteswor.

1.2.1.2 Comparaison entre structures sédimentologiques et structures de la déformation

Afin de déterminer l'origine de la structure, nous avons comparé les critères structuraux de la déformation avec des critères sédimentologiques liés aux dépôts de ces sédiments.

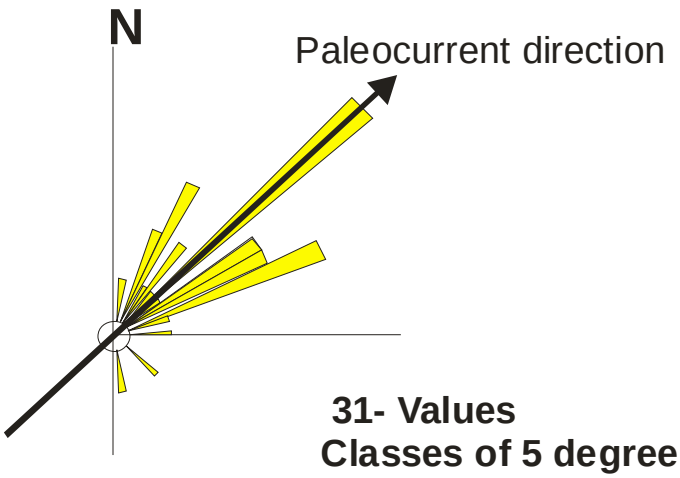


Figure 3.4 : analyse des directions des paléo-courants à Koteswor (directions déduites des laminations).

La direction de déplacement trouvée précédemment est très oblique par rapport à l'orientation des paléo-courants déduite des laminations dans les couches situées de part et d'autre de la structure de Koteswor (Fig. 3.4). Ceci semble peu en accord avec une origine gravitaire de la structure, la direction de mouvement étant oblique par rapport à la paléo-pente qui contrôlait les directions de courant.

1.2.2. Article : “Paleoseismicity in the Koteswor area of Kathmandu Valley, Nepal, inferred from the soft sediment deformational structures”

Auteurs:

A.P. Gajurel, P. Huyghe, B.N. Upreti, J.L. Mugnier, 2000,
Published in *Jour. Soc. Geol. Népal, v. 22, p. 547-556*

Journal of Nepal Geological Society, 2000, Vol. 22, pp. 547–556

Palaeoseismicity in the Koteshwor area of the Kathmandu Valley, Nepal, inferred from the soft sediment deformational structures

A. P. Gajurel[1], P. Huyghe[2], B. N. Upreti[1], and J. L. Mugnier[2]
[1]*Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Ghantaghar, Kathmandu, Nepal*
[2]*Université de Grenoble et CNRS, Laboratoire de Géodynamique des Chaines Alpines, P 53 - 38041 Grenoble Cedex -France*

ABSTRACT

Palaeoseisms have left their imprints within the Plio-Pleistocene fluvio-lacustrine soft sediments of the Kathmandu Basin. Recently, a temple foundation excavation at Koteshwor exposed a soft sediment layer with deformational structures. The deformed horizon ranges in thickness from 60 to 90 cm. It can be separated into the following three zones, from top to bottom, respectively: (1) homogenised zone, (2) ball-and-pillow zone, and (3) basal zone. The shaking forces strongly agitated the topmost soft-sediment layer, and in this process, the sediments were mixed-up, producing subsequently the homogenised zone. At Koteshwor, the homogenised zone ranges in thickness from 15 to 20 cm. It is associated in a few places with micro-debris containing carbonised wood fragments. In the ball-and-pillow zone, the ball-and-pillow structures are 35–79 cm long and 11–35 cm high. The laminae of the ball-and-pillow structures are strongly folded or disrupted and recumbent folds are locally observed. The central parts of the ball-and-pillow structures are mostly homogenised and 2–3 cm long wood fragments are accumulated in a few places at the bottom of these structures. In the basal zone (up to 55 cm thick), sediments are upraised and plastically deformed. A marker layer in the basal zone attests to the simultaneity of compression and extension deformational structures, a combination of structures that excludes the slope failure origin for the soft sediment deformation and that is clearly related to ground shaking during an earthquake.

The fluvio-lacustrine sediments of the Kathmandu Basin consist of a thin alternation of weakly consolidated and cohesionless silty and sandy layers exhibiting rather good sorting. These conditions and physical properties make them suitable for hydroplastic deformation, liquefaction, and/or fluidisation. Previous studies showed that earthquake-induced liquefaction and fluidisation deformational structures are connected with seismic shocks of M>5. The soft sediment deformational structures with a thickness varying between 60 and 90 cm in a lacustrine environment are formed in seismic intensity zones greater than IX. It is therefore inferred that the palaeoseism intensity at Koteshwor was larger than the intensities of the 1833 and 1934 historical earthquakes affecting the Kathmandu Basin.

INTRODUCTION

The soft sediment deformational structures (SSDS) such as recumbent folds, convolute laminations, load casts, sand diapirs, and discordant clastic dykes and pipes can be found in many depositional environments due to hydroplastic deformation, liquefaction, and fluidisation (Lowe 1975; Allen 1982; Owen 1987; Plaziat and Poisson 1992; Guiraud and Plaziat 1993). The SSDS interpreted as earthquake-induced liquefaction have been reported in sediments from the lacustrine environment (Sims 1973; Beck et al. 1992; Adams 1996; Hibsch et al. 1997; Lignier et al. 1998) and from the recent and ancient fluvial deposits (Ananda and Jain 1987; Guiraud and Plaziat 1993; Mohindra and Thakur 1998).

Sims (1975) provided keys for identification of liquefaction-induced features from the fluvio-lacustrine deposits in the Norman Lake. During shaking, liquefaction occurs near the sediment/water interface, and any underlying clayey laminated deposits consequently sag or crumple (Sims 1975). The structures are very similar to those obtained in the laboratory experiments (Kuenen 1958; Moretti et al. 1999) by simulating the seismic triggering forces (Fig. 1).

The technique to study the palaeoliquefaction features for the seismic analysis of a basin is new and is being increasingly utilised. Developed only within the past fifteen years, the method of systematically searching for palaeoliquefaction features has been used to interpret the palaeoseismic record at numerous localities (Obermeier and Pond 1999).

This paper describes the synsedimentary deformational structures from Koteshwor (viz. the SW slope of the Tribhuvan International Airport, Kathmandu) and these observations are used to estimate the lower bound for the strength of seismic events in this part of the basin.

TECTONIC SETTING

The study area lies in the Kathmandu Valley. The rocks (Fig. 2 and 3) are represented by the Kathmandu Complex

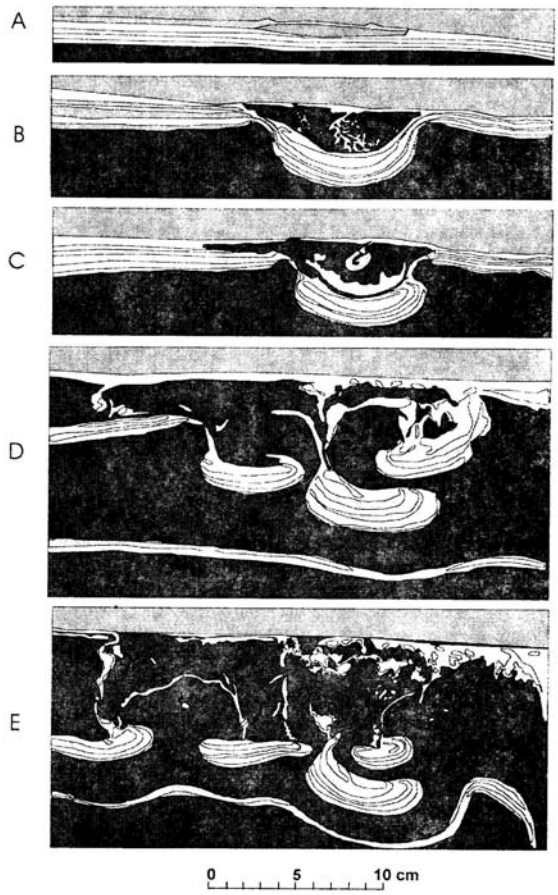


Fig.1: Ball-and-pillow structures developed in the shaking experiment of Kuenen (1965). The structures in the frame D and E are derived from the shaking experiments (Pettijohn et al. 1973, as redrawn from Kuenen 1958) and are very similar to those observed at Koteshwor (see Fig. 6).

(Stöcklin and Bhattarai 1977; Stöcklin 1980) or the Kathmandu Nappe (Hagen 1969; Upreti and Le Fort 1999). The Kathmandu Nappe is thrust over the Lesser Himalayan rocks along the Mahabharat Thrust (MT). Below the MT lies the Main Himalayan Thrust (MHT) and at present, the Kathmandu Nappe is passively transported by it (Harrison et al. 1999). Hence, the Kathmandu Basin is a transported basin lying on the hanging wall of the MHT.

The Sheopuri Range containing gneiss, granite, pegmatite, and schist marks the northern limit of the basin, whereas the Phulchauki–Chandragiri Hills mark the southern limit and are made up of limestone, sandstone, siltstone, and phyllite.

The borehole studies and gravity surveys suggest that the sediments in the basin are up to 600 m thick. They consist mainly of alluvial fan, and deltaic and lacustrine sediments (Yoshida and Igarashi 1984; Gajurel 1998). A few NW–SE trending faults affect the substratum of the basin (Fig. 2).

The SSDS are recorded from the basin deposits of different depositional environment. Folding, pull-apart sand layer, ball-and-pillow structures, and clastic dykes give evidence for deformations (Gajurel et al. 1998). They are observed at various sites including natural cliffs, sand quarries, and foundation excavations.

SEISMICITY

The seismic activity in the Himalayas results from the intracontinental subduction of the Indian Plate beneath the Tibetan Plate. The intense microseismicity and frequent medium-sized earthquakes in the territory of Nepal cluster beneath the topographic front of the Higher Himalaya (Pandey et al. 1995). The Kathmandu Basin is situated very close to the cluster of the micro- and medium-sized (ML <4) seismic events located around the upper part of a deep ramp (Fig. 3). The surroundings of the basin have long been known to be seismically active (Fig. 4) and the area has historically experienced several great earthquakes (Chitrakar and Pandey 1986; DMG 1997). The greatest one was the 1934 Bihar–Nepal earthquake that reached M = 8.3–8.4 and induced destruction estimated at IX MMI (Modified Mercalli Intensity) in the Kathmandu Valley (Pandey and Molnar 1988). Its epicentre was probably located more than 100 km east of Kathmandu, and the seismic rupture probably affected the MHT (Pandey and Molnar 1988). The 1833 Nepal earthquake of IX MMI caused severe destruction in the Kathmandu Valley and reached M 7.7± 0.2 (Bilham et al. 1995). Its epicentre was located either north or northeast of Kathmandu.

GPS measurements have shown a present-day shortening rate of 11 ± 2 mm/year over a 100 km long north–south profile in central Nepal (Flouzat et al. 1999), and indicate that the present-day deformation is locked beneath the Sheopuri Range. It is suggested that the deformation is presently elastically stored and would be released during future great earthquakes (Bilham et al. 1997).

The central part of the Kathmandu Basin contains many silt and fine sand beds, which are very prone to liquefaction. By comparing these liquefaction structures with those published in the literature, it is possible to estimate the palaeoseismic intensities in the Kathmandu Basin. The SSDS observed at Thimi (Fig. 2, 8) evidenced the palaeoseisms (Gajurel et al. 1998) of the same order of intensity as the seismic events recorded by the historical and instrumental data.

SOFT SEDIMENT DEFORMATIONAL STRUCTURES AT KOTESHWOR

The outcrop of the SSDS discussed here is located on the SW cut slope (Fig. 2). The structures were observed

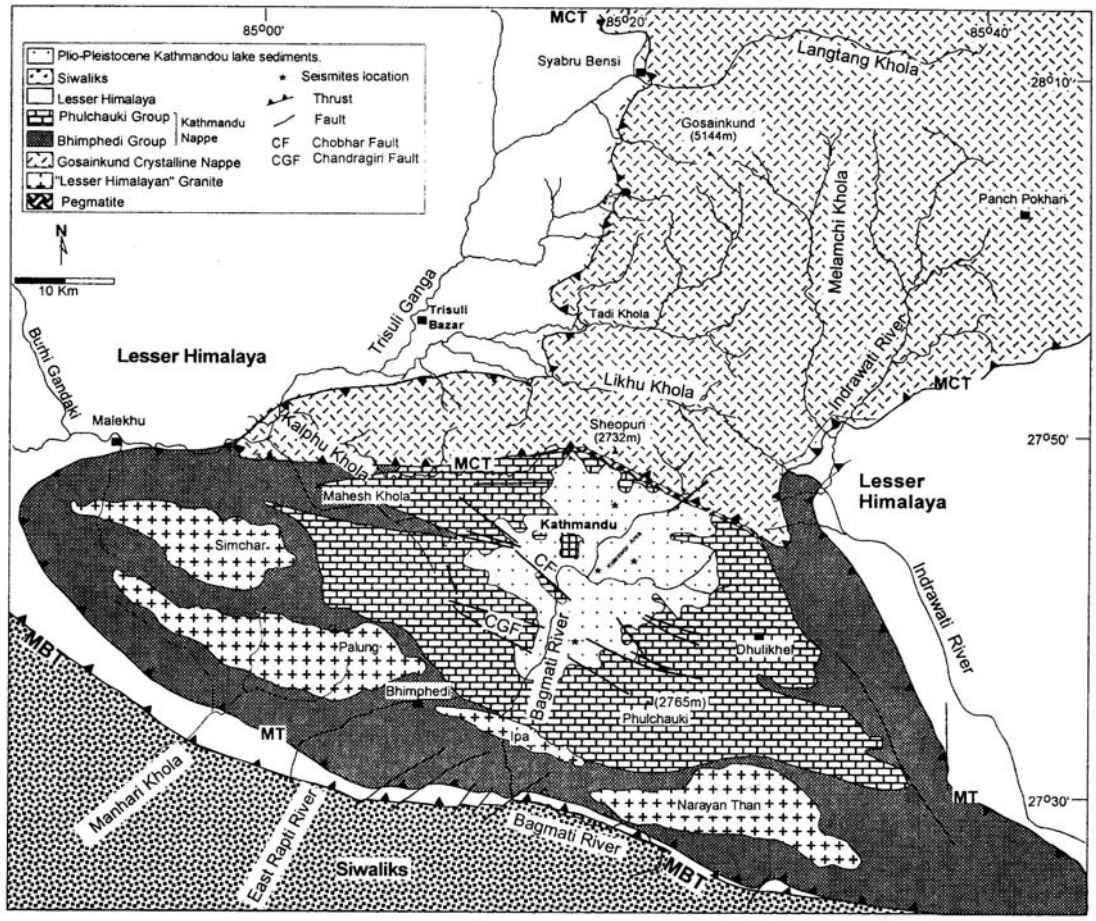


Fig. 2: Geological map of central Nepal showing the study area (modified after Rai et al. 1997)

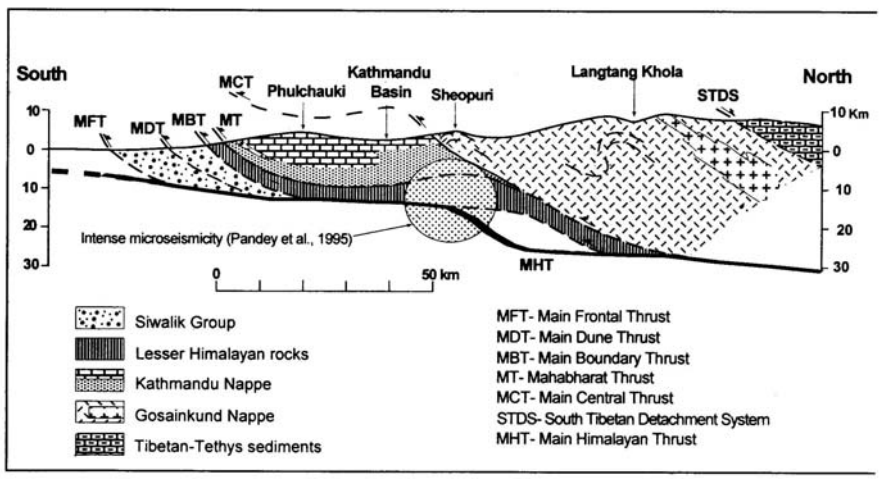


Fig. 3: North-south geological cross-section through the Langtang Valley and Kathmandu showing the position of the Kathmandu Basin (modified after Upreti and Le Fort 1999)

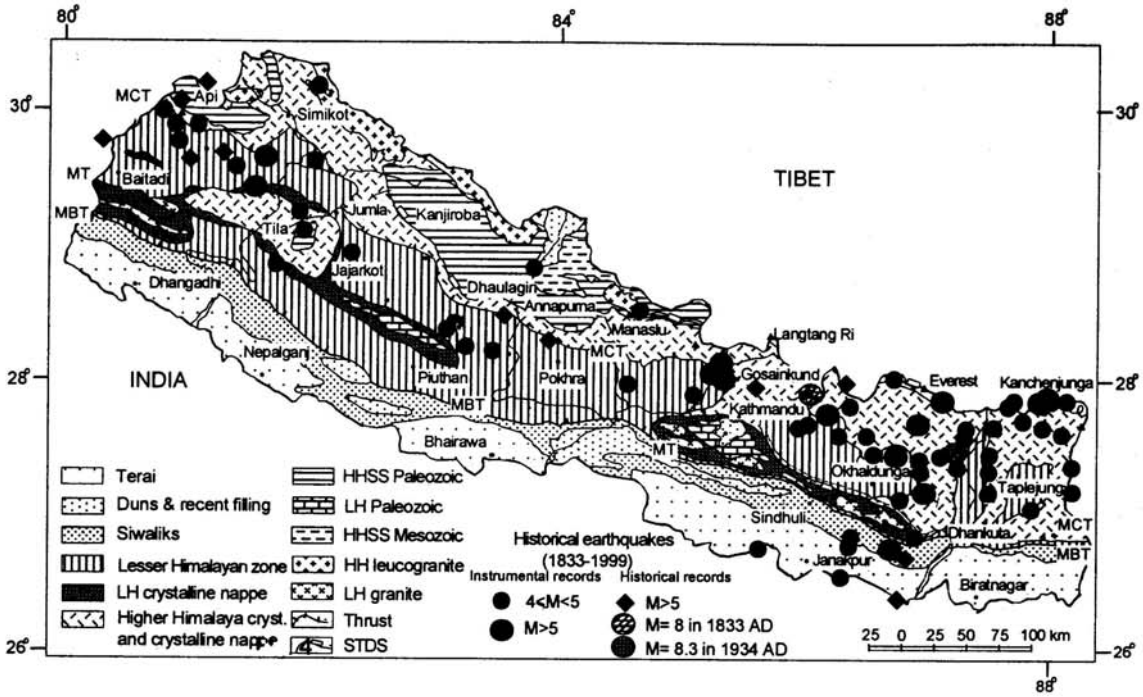


Fig. 4: Geological map of Nepal (after Upreti and Le Fort 1999) depicting the locations of epicenters of the historical earthquakes (DMG 1997; DMG and DASE 1999).

during the excavation of the foundation of the Munibhairab Temple. The deformed structures are restricted to a single horizon bounded by the undeformed layers (Fig. 5). The sub-planar overlying and underlying undeformed layers are respectively 120 cm and 18 cm thick, and have a facies similar to that of the deformed horizon. The overlying undeformed layer is composed of ripple cross-laminated, fine- to very fine-grained, reddish yellow sand to massive sand at the base, and an alternating sequence of 3 to 6 cm thick, inversely graded, and thinly laminated argillite and siltite. The underlying undeformed sediments also consist of alternating 3 to 6 cm thick, inversely graded, and thinly laminated argillite and siltite with fine sand (Fig. 5). The deformed bed is from 60 to 90 cm thick, and is composed of fine-grained clayey silt, in which ball-and-pillow structures (composed of very fine to fine sand) have sunk (Fig. 6). The SSDS can be separated into the following three zones from top to bottom, respectively: (1) the homogenised zone, (2) the ball-and-pillow zone, and (3) the basal zone.

Homogenised zone

The topmost soft sediment layer was strongly agitated by the shaking forces, and in this process, the sediments were mixed-up, producing subsequently the homogenised zone. At Koteshwor, it ranges in thickness from 15 to 20 cm. The zone is associated in a few places with micro-debris containing carbonised wood fragments. In this zone, the mode value of the sediments decreases towards the top, whereas the proportion of silt and clay increases in the same direction (Fig. 7a), suggesting a decantation deposit. It is inferred that the soft deformation occurred near the sediment/water interface, and the overlying layer was deposited after the deformation.

Ball-and-pillow zone

The ball-and-pillow structures are 35–79 cm long and 11–35 cm high, and lie at different stratigraphic levels. The ball-and-pillow structures are intensely folded and frequently form disrupted recumbent folds (Fig. 6). The central part of the ball-and-pillow structure is mostly homogenised and 2–3 cm long wood fragments are accumulated in a few places at the base. Sometimes, the ball-and-pillow structures are oriented obliquely to the bedding (Fig. 6c). In the undeformed area, the same sandy layer without the ball-and-pillow structures is 2–3 cm thick.

Basal zone

In the basal zone, the materials are upraised and plastically deformed. This zone reaches up to 55 cm in thickness. In a few places, the sink materials form structures

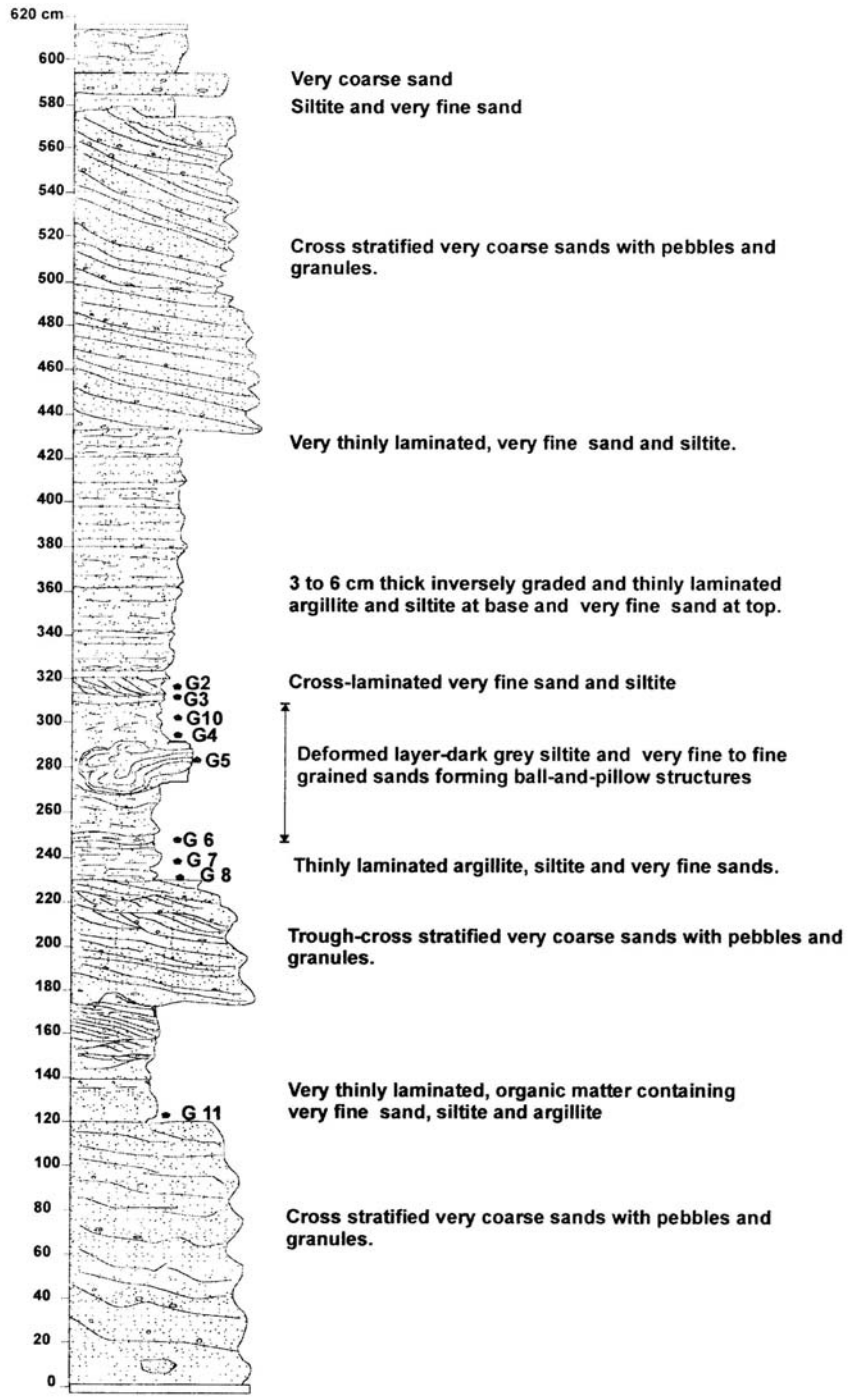


Fig. 5: Litholog of the Koteshwor area showing the position of the seismite horizon and sample locations (G1, G4, etc).

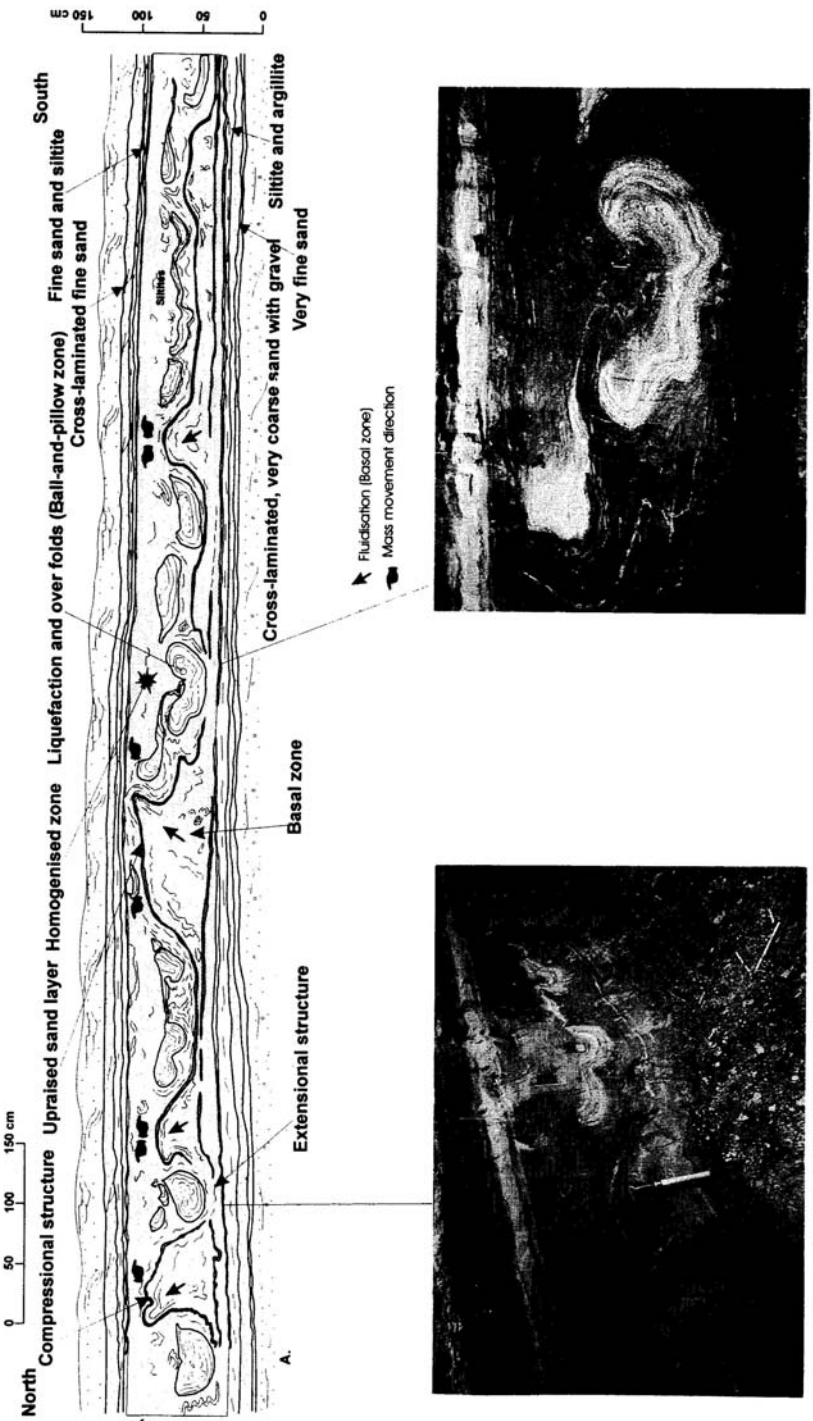


Fig. 6: Details of the seismite horizon at Koteshwor. a. Detailed sketch of the seismite layer; b. photograph of a typical ball-and-pillow structure similar in morphology to a teardrop; and c. photograph of contorted and folded (in two opposite directions) sand laminae due to sinking.

morphologically similar to the shape of a teardrop (Fig. 6b). In the basal zone, a marker layer clearly shows compression and extension deformational structures developed during ground shaking (Fig. 6). The marker layer is composed of about 3 cm thick light yellow-brown fine-grained sand. This layer is intensely folded and torn apart in several places, but has still a rather good lateral continuity, which suggests that the sand layer was well compacted before the deformation and acted as a barrier for the liquefied material. This level forms tight and broad antiforms and wide synforms. The amplitude of the folds varies from 50 to 15 cm. Their axial planes are inclined in different directions. These characteristics exclude the possibility of slope failure during the formation of these structures. Therefore, the folding and sinking events in the deformed layer seem to be co-seismic in origin. The other layers underneath this marker layer are plastically extended and ruptured.

Granulometric analyses were carried out through the seismite structure (Fig. 5) to determine the critical size of sediments that are susceptible to liquefaction and deformation. The liquefiable layers at Koteshwor can be categorised as clean silt and sand with the fine content of less than 6% (Fig. 7b). The low fine content is quite similar to that of the layers that were strongly liquefied in the San Francisco area during the 1989 Loma Prieta earthquake (Pease and O'Rourke 1998). In general, the cohesionless water-saturated material containing less than 20 per cent (by weight) of fines are considered susceptible to liquefaction (Holzer 1998). The difference in fine content between the upraised material (Fig. 7b) and the undeformed layer is very small, suggesting that the fine content is not the only parameter that promotes liquefaction. In the case of the Koteshwor seismite, the deformed silt and sand beds are poorly graded (Fig. 7a) and well sorted (Table 1), a characteristic that still favours liquefaction (Pease and O'Rourke 1998). The mean diameter of the material forming the ball-and-pillow features (D_{50} = 0.206 mm) seems to be more than twice that of the material from liquefiable layer (D_{50} = 0.066 mm), a fact that was also observed at the Thimi section in the Kathmandu Valley (Gajurel et al. 1998).

Table 1: Result obtained from grain size analysis

Sample No.	Sorting value (ϕ)
G2	1.96
G3	2.14
G4	2.05
G5	1.83
G6	2.09
G7	1.98
G8	2.01
G11	1.87
G10	1.95

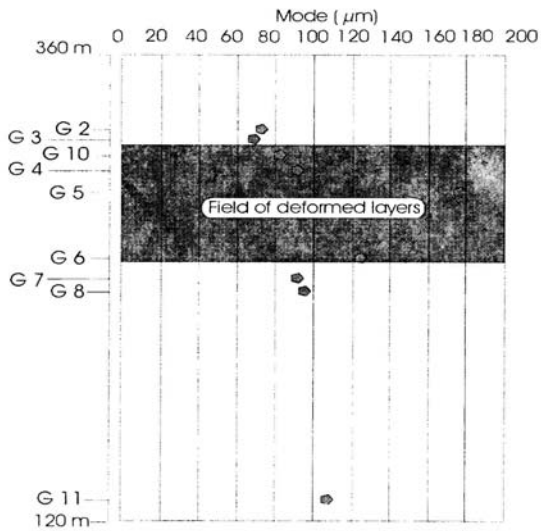


Fig. 7a: Mode value of the samples from the Koteshwor area (see Fig. 5 for the sample locations). Sample number are indicated as G2, G3, G5 etc.

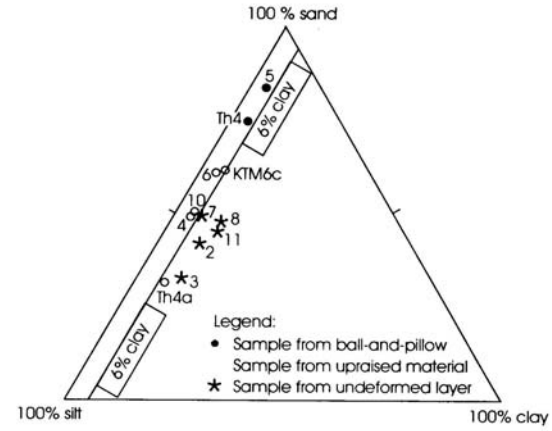


Fig. 7b: Diagram showing sand, silt, and clay proportions from deformed and undeformed layers. The sediments from ball-and-pillow structures and from upraised materials are distributed in two different fields. The samples from the undeformed layers exhibit similar proportions of silt and clay to that of the deformed layer. Th and KTM are samples from the Thimi section and the remaining samples are from the Koteshwor area (see Fig. 5).

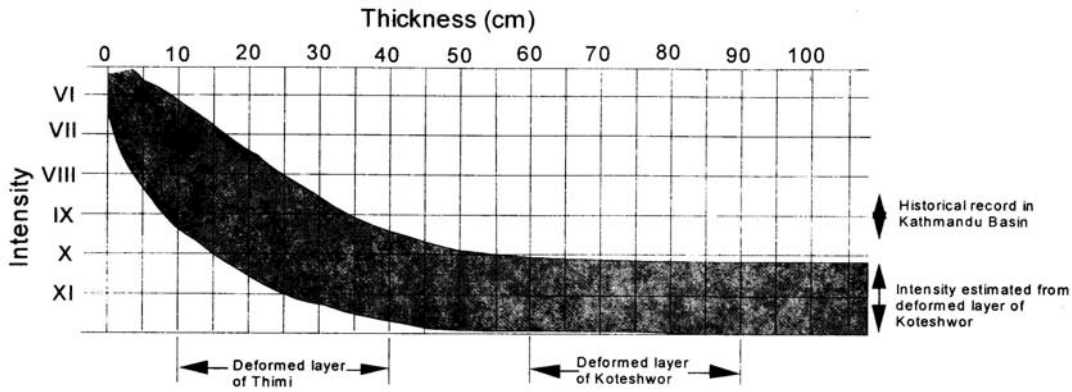


Fig. 8: A comparison of the intensity of the historical earthquakes and the palaeoseisms in the Kathmandu Basin using the diagram of intensity versus thickness of liquefied layer (adapted from Hibsch et al. 1997). The grey area refers to the domain of possible relationships between the thickness of the liquefied layer and the intensity of earthquake.

CONCLUSIONS AND DISCUSSIONS

The ball and pillow features at Koteshwor were formed in the water-saturated clean silt and sand deposits near their sediment/water interface in a deltaic environment. Such liquefaction structures correlate well with the ground shaking intensity measured in MMI both in terms of severity of liquefaction and destruction to infrastructures (Wood and Neumann 1931). Therefore, seismites are one of the ways of assessing the seismic hazard for a specific locality. The structures observed in the Kathmandu Basin have similar patterns to those previously described by Sims (1975), Hempton and Dewey (1983), Ananda and Jain (1987), and Hibsch et al. (1997), and are similar to those produced experimentally (Fig. 1) by simulating earthquakes (Kuenen 1958; Moretti et al. 1999). According to Hibsch et al. (1997), the seismic intensities equal to or greater than X are necessary to generate SSDS in a lacustrine environment with a thickness between 60 and 90 cm (Fig. 8). Therefore, the Koteshwor seismite would be related to intensity greater than IX. In the Kathmandu Valley, major damages of probable seismic origin are reported to have occurred and reached the intensity of IX (Chitrakar and Pandey 1986). Therefore, it is inferred that the palaeoseism recorded by the seismites at Koteshwor had intensity larger than those of the 1833–1934 historical earthquakes affecting the Kathmandu Basin.

The Kathmandu Valley is particularly subject to site effects, as ground motion is greatly amplified when shaking propagates from surrounding and underlying hard rocks to soft rocks (Bard et al. 1985). The variation in destruction in the Kathmandu Valley was great during the Bihar–Nepal earthquake of 1934 (Dunn et al. 1939). The microtremor analysis reveals high peak amplification in the central part of the Kathmandu basin. The amplification zone correlates well with the areas of devastation in the Kathmandu Valley during the Bihar–Nepal earthquake of M = 8.3 (Pandey et al. 1999). Therefore, it is inferred that the site effects are great in the airport area. This assumption does not contradict the modern low liquefaction hazard inferred by DMG (1998) for this area, as the hydrological conditions have drastically changed close to the surface since the deposition of the sediments of the palaeo-Kathmandu lake.

The classical seismo-tectonic scenario for the Nepal Himalayas suggests that the major events are related to the ruptures along the MHT, and each segment of the Himalayan belt should rupture episodically (Yeats and Thakur 1998; Pandey et al. 1999). Therefore, it is inferred that the Koteshwor palaeoseismites were related to such a rupture, and the magnitude of the palaeoseism might be similar to that of the 1934 Bihar–Nepal earthquake.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the colleagues of the Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal, for their help and fruitful discussions. We are also thankful to the University of Joseph Fourier in Grenoble, France, for the laboratory facilities.

REFERENCES

Adams, J., 1996. Paleoseismology in Canada: a dozen years of progress. Jour. Geoph. Res., v. 101(B3), pp. 6193–6207.

Allen, T. R. L., 1982, Sedimentary structures. Elsevier, Amsterdam, v. II, 663 p.

Ananda, A. and Jain, A. K., 1987, Earthquakes and deformed structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman arc, India. Tectonophysics, v. 133, pp. 105–120.

Audemard, F. A. and de Santis, F., 1991, Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. Association of Engineering Geologists Bulletin International, v. 44, pp. 5–16.

Bard, P. Y., Durville J. L., and Mouroux, P., 1985, les risques naturels: cas des seismes, Bull. Soc. Geol. France, 8, 7, pp. 1129–1141.

Beck, C., Rochette, P., and Tardy M., 1992, Interprétation en termes de paléoseismicité de niveaux destructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes nord-occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, v. 315, série II, pp. 1525–1532.

Bilham, R., Bodin, P., and Jackson, M., 1995, Entertaining a Great Earthquake in Western Nepal: Historic Inactivity and Geodetic test for the Development of Strain., Jour. Nepal Geol. Soc., v. 11, pp. 73–88.

Bilham, R., Larson, K., Freymuller, J., and Project IDYLIM members, 1997, Indo-Asian collision rates in the Nepal: Nature. v. 386, pp. 61–64.

Chitrakar, G. R. and Pandey, M. R., 1986, Historical earthquakes of Nepal. News Bull. Geol. Soc., Nepal, v. 4, pp. 7–8.

DMG (Department of Mines and Geology, HMGN), 1997, Microseismic epicentre map of Nepal Himalaya and adjoining region.

DMG (Department of Mines and Geology, HMGN), 1998, Engineering and Environmental map of the Kathmandu Valley, Scale 1/50 000.

DMG (Department of Mines and Geology, HMGN) and DASE (Departement Analyse et Surveillance de l'Environment, France), 1999, The national seismic network of Nepal.

Dunn, J. A., Auden, J. B., Ghosh, A. M. N., and Wadia, D. N., 1939, The Bihar-Nepal earthquake of 1934, Geol. Surv. India Mem., 73 p.

Flouzat, M., Chabalier, J. B., Avouac, J. P., Pandey, M. R., Chitrakar, G. R., and Kafle, B., 1999, Monitoring interseismic deformation across Himalaya of central Nepal from GPS measurements Abstract, Jour. Nepal Geol. Soc., v. 20(Sp. Issue), pp. 157–158.

Gajurel, A. P., 1998, Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépôt du basin de Kathmandou. Mémoire, Joseph Fourier University, Grenoble, France. 30 P.

Gajurel, A. P., Huyghe, P., France-Lanord, C., Mugnier, J. L., Upreti, B. N., and Le Fort, P., 1998, Seismites in the Kathmandu basin, Nepal. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 18, pp. 125–134.

Guiraud, M. and Plaziat, J. C., 1993, Seismite in the fluviatile Bima sandstone: identification of paleoseism and discussion of their magnitude in Cretaceous synsedimentary strike-slipe basin (Upper Benue, Nigeria). Tectonophysics, v. 225, pp. 493–522.

Hagen, T., 1969, Report on the Geological Survey of Nepal, Preliminary Reconnaissance, v. 1, Denkschr. Schweiz Naturf. Gesell., Bd. 86/1, 185 p.

Harisson, T. M., Grove, M., Lovera, O. M., Catlos, E. J., and D'Andrea, J., 1999, The origin of Himalayan anatexis and inverted metamophism: models and constraints. Jour. of Asian Earth Sciences, v. 17, pp. 755–772.

Hempton, M. R. and Dewey, J. F., 1983, Earthquake induced deformational structure in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey. Tectonophysics, v. 98, pp. 7–14.

Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, U. H., and Sébrier, M., 1997, Holocene tectonics and liquefaction/ soft sediment deformation in the Quito (Equador): a paleoseismic history record in lacustrine sediments. Jour. Geodynamics, v. 24(1–4), pp. 259–280.

Holzer, T. L., 1998, Strong ground motion and ground failure, In : Holzer, T. L. Ed., The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 - Liquefaction. U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-B.

Kuenen, P. H., 1958, Experiments in geology. Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 23, pp. 1–28.

Lignier, V., Beck, C., and Chapron, E., 1998, Caractérisation géométrique et texturale de purturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes (« les Argiles du Trièves »). C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences, v. 327, pp. 645–652.

Lowe, D. R., 1975, Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, v. 22, pp. 157–204.

Marco, S. and Agnon, A., 1995, Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea Graben. Geology, v. 23(8), pp. 695–698.

Mohindra, R. and Thakur, V. C., 1998, Historic large earthquake-induced soft sediment deformation features in the Sub-Himalayan Doon valley. Geol. Mag. v. 135(2), pp. 269–281.

Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., and Canas, J. A., 1999, Modelling seismites with a digital shaking table. Tectonophysics, v. 304, pp. 369–383.

Obermeier, S.E. and Pond, E. C., 1999, Issues in using liquefaction features for paleoseismic analysis, Seismological Research Letters, v. 70, pp. 34–58.

Owen, G., 1987, Deformation processes in unconsolidated sands. In: M. E. Jones and R. M. F. Preston (Eds.), Determination of sediments and sedimentary rocks. Geol. Soc. London, v. 29 (Sp. Publ.), pp. 11–24.

Owen, G., 1996, Experimental soft sediment deformation: structure formed by time liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. Sedimentology, v. 43, pp. 279–293.

Pandey, M. R. and Molonar, P., 1988, The distribution of intensity of the Bihar-Nepal earthquake of 15 January 1934 and bounds on the extent of the rupture zone. Jour. Nepal. Geol. Soc., v. 5(1), pp. 23–45.

Pandey, M. R., Tandukar, R. P., Avouac, J. P., Lavé, J., and Massot, J. P., 1995, Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). Geophys. Res. Lett., v. 22, pp. 751–754.

Pandey, M. R., Chitrakar G. R., Gautam, U., Delechamp, F. and Avouac, J.P., 1999, Microtremor power spectra in Kathmandu valley and correlation with quaternary geology. Abstract, Nepal Geol. Soc., v. 20 (Sp. Issue), 241 p.

Pease, J. W. and O'Rourke, T. D., 1998, Liquefaction hazards in the mission district and south of market area, San Francisco. In : Holzer, T. L. Ed., The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 - Liquefaction. U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-B, pp. B25–B59.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R., 1973, *Sand and Sandstones*. Springer, New York, 618 p.

Plaziat, J. C. and Poisson, A. M., 1992, Mise en évidence de plusieurs séismes.

Stöcklin, J., 1980, Geology of Nepal and its regional frame, Jour. Geol. Soc., London, UK, v. 137, pp. 1–34.

Stöcklin, J. and Bhattarai, K. D., 1977, Geology of Kathmandu area and Central Mahabharat Range, Nepal Himalaya, HMG/ UNDP Mineral Exploration Project, Technical report, DP/UN/ NEP-73-019/3 (Unpublished), 86 p.

Upreti, B. N. and Le Fort, P., 1999, Lesser Himalayan crystalline nappes of Nepal: Problem of their origin. In: A. Macfarlane,J.

Quade, R. Sorkhabi (Eds.), Geol. Soc. America, v. 328 (Sp. paper), pp. 225–238.

Wood, H. O. and Neumann, F., 1931, Modified Mercalli intensity scale of 1931, Bull. Seism. Soc. Am., v. 21, pp. 277–283.

Yeats, R. S. and Thakur, V. C., 1998, Reassessment of earthquake hazard based on a fault-bend fold model of the Himalayan plate boundary fault: Current Sciences, v. 74, pp. 230–233.

Yoshida, M. and Igarashi, Y., 1984, Neogene to Quaternary lacustrine sediments in Kathmandu Valley, Nepal. Jour. Nepal. Geol. Soc. 4 (Sp. Issue), pp. 73–100.

1.3 Un exemple de dyke: les dykes de Godawari

Les dykes de Godawari se trouvent dans la partie Sud du bassin dans un contexte de dépôt de delta, dans la zone qui n'a pas encore été affectée par le basculement tectonique qui déforme la bordure Sud du bassin. Quatre dykes sont ont été découverts dans le même affleurement.

Le dyke le plus important (Dyke 4 sur la figure 3.5) fait plus de 2 m de haut entre la "source " profonde, le niveau de sable liquéfié et le paléo-cône recouvert ensuite par les sédiments.

Les trois autres cônes prennent leur source dans un niveau source un peu moins profond que le dyke 4. L'un d'entre eux atteint la plaine deltaïque tandis que les deux autres se terminent en profondeur.

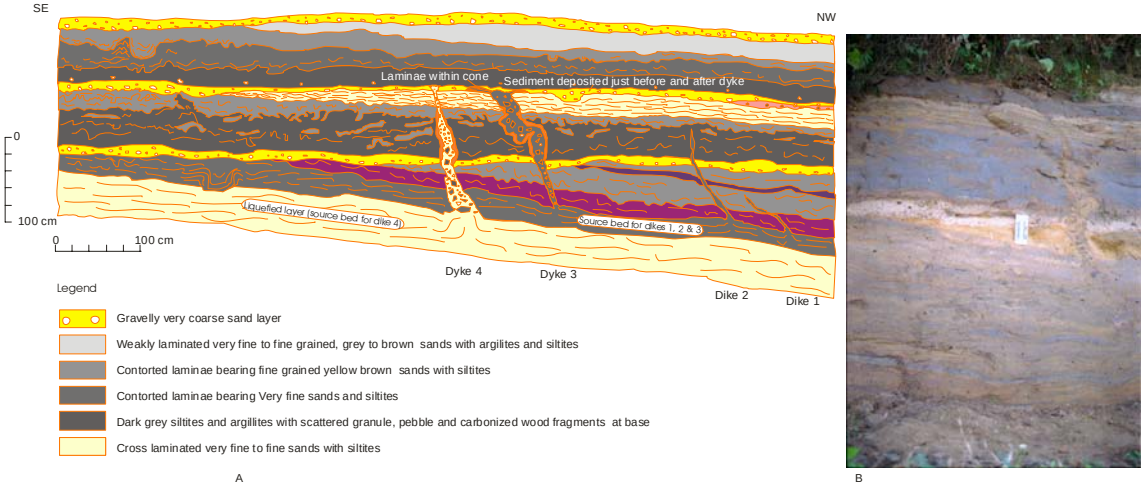


Figure 3.5: A) Les dykes de Godavari et B) Photographie du dyke 4.

Le remplissage des dykes est pour une part constitué par un sable très homogène avec une faible composante silteuse (Fig. 3.6). Ce sable se glisse entre des reliques de l'encaissant qui restent dans le dyke. Ces reliques sont plus argileuses, et ont conservé lors de la formation du dyke une cohésion les empêchant de se fragmenter totalement. Ces fragments préservés sont soit faiblement remontés soit faiblement descendus dans les dykes. Ils indiquent que si le sable du niveau source était totalement liquéfié, il n'avait par contre pas d'énergie d'entraînement.

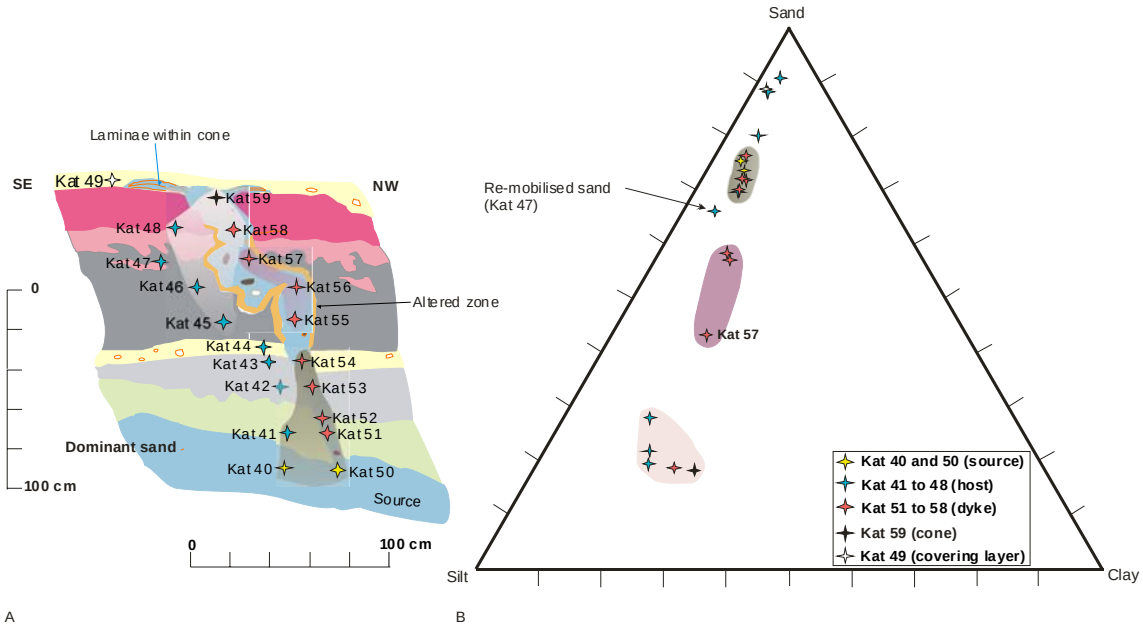


Figure 3.6 : analyse granulométrique du remplissage du dyke et de son encaissant. A) Localisation des échantillons, B) Les proportions des sables, silts et argiles.

L'analyse structurale de l'orientation des dykes par rapport à la pente du delta (Fig. 3.7) montre que ces dykes sont perpendiculaires à la pente topographique, ce qui est peu cohérent avec une cause gravitaire et plutôt en faveur d'une origine sismique du dyke.

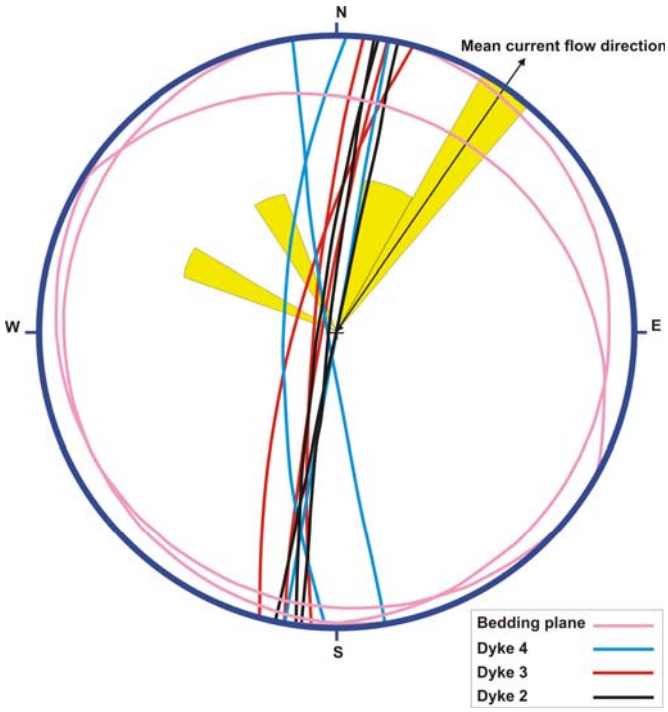


Figure 3.7: orientation respective des dykes et des pendages des structures sédimentaires du delta.

1.4 Les sismites de la Bagmati

Au village de Gothatar, au bord de la Bagmati, dans les sédiments récents de cette rivière, des structures de déformation affectent des sédiments non consolidés (Fig. 3.8).

Deux types de structures sont rencontrés:

- dans la partie la plus profonde, trois dykes provenant d'un niveau de sable grossier (dépôt de sable correspondant à un faciès du type "channel and point bar deposit") (Fig. 3.9, 3.10).

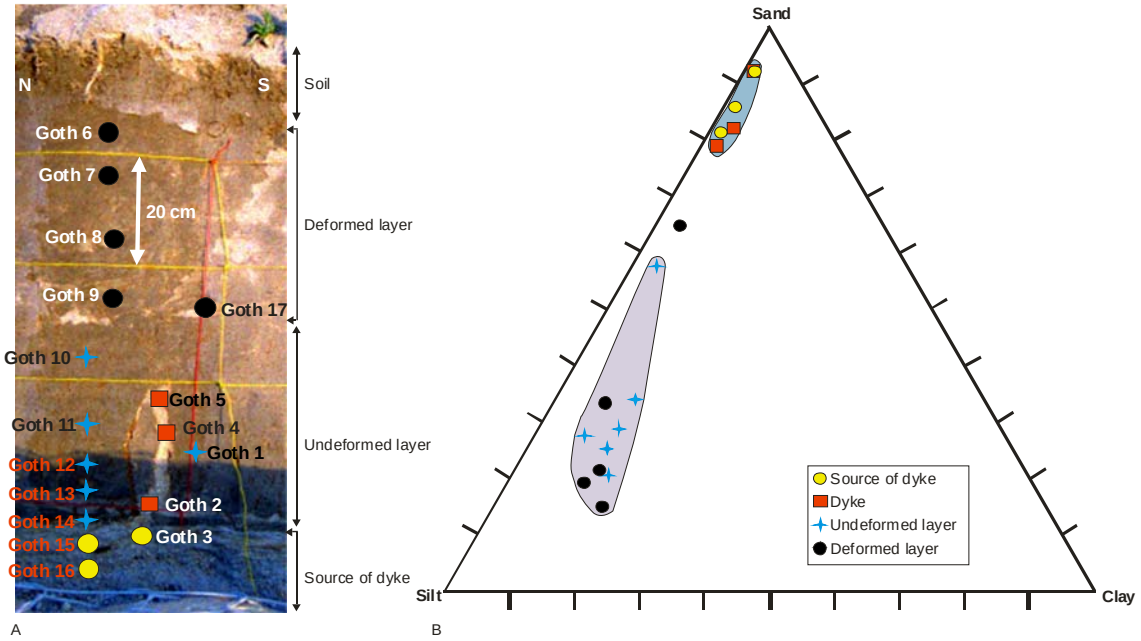


Figure 3.8: granulométrie des Dykes, de leur encaissant et du niveau déformé. A) Localisation des échantillons, B) Les proportions des sables, silts et argiles.

- dans un niveau supérieur, des déformations affectent des sédiments non consolidés sur une épaisseur ~30 cm. Cette épaisseur est compatible, compte tenue de l'abaque épaisseur-Intensité proposée par Hibsch *et al.*, (1997) avec une intensité de IX-XI.

Tous ces sédiments sont très jeunes. Ils contiennent de nombreux fragments de briques et 2 échantillons de charbons ont été datés respectivement à 133 ± 34 ans et à 105 ± 34 ans dans ces sédiments. (Ce dernier age provient en fait du site de Gokarna, légerement en amont

du site de Ghotatar). En utilisant le travail de calibration de Stuiver & Reimer (1993), ceci correspond, (en utilisant un écart type à 1σ) à une plage comprise entre 1938 et 1812. La plus forte probabilité, est un âge compris entre 1914 - 1938 (avec une probabilité de 0.341) pour le premier échantillon, et 1812 - 1893 pour le second (avec probabilité de 0.619).

Du point de vue de la sismicité historique, différents séismes ont affecté Katmandou durant cette période de temps en 1833, 1866 et 1934 (Chitrakar & Pandey, 1986): Les deux plus importants en terme d'Intensité sont le séisme de 1934, (séisme du Nepal-Bihar) (Molnar & Pandey, 1989) (Fig. 3.11) et le séisme de 1833 (Quitmeyer & Jacob, 1979) avec des intensités de IX, et localement X dans la vallée de Katmandou. Leurs épicentres seraient assez proches, situés à l'Est de Katmandou pour le séisme du Nepal-Bihar et un peu plus à l'Ouest (éventuellement au Nord de Katmandou) pour celui de 1833 (Bilham, 1995). Si l'on tient compte de l'orientation compatible des dykes de Gothatar et des ruptures de surface associées au séisms de 1934 (Fig. 3.11). Il est possible de rapporter les déformations observées à Gothatar au séisme de Népal-Bihar.

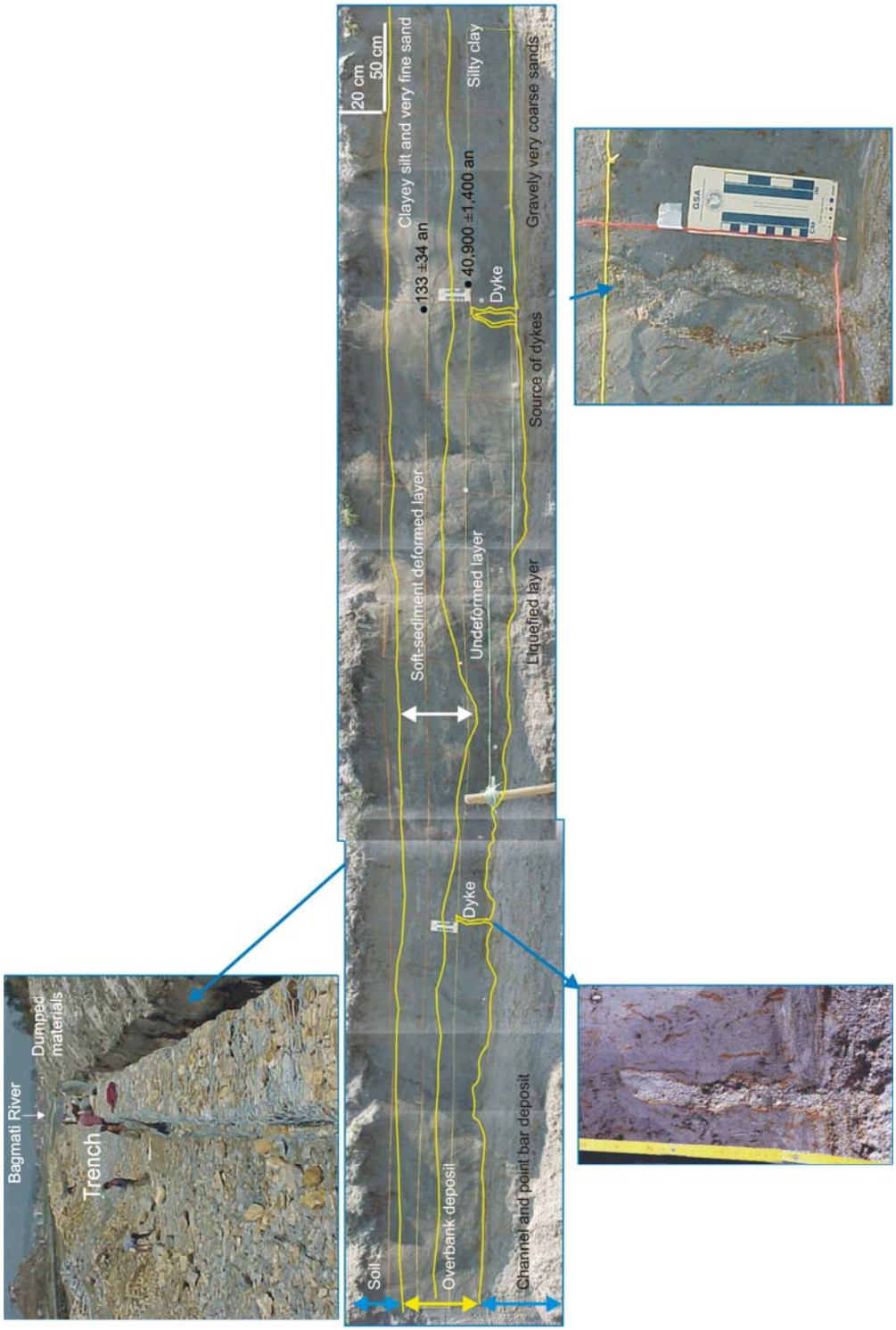


Figure 3.9 : déformations affectant les sédiments non consolidés en bordure de la Bagmati au village de Gothatar. A) Photo générale de la tranchée, B) Montage photo décrivant l'ensemble de la structure et C) Détail des dykes affectant le niveau inférieur.

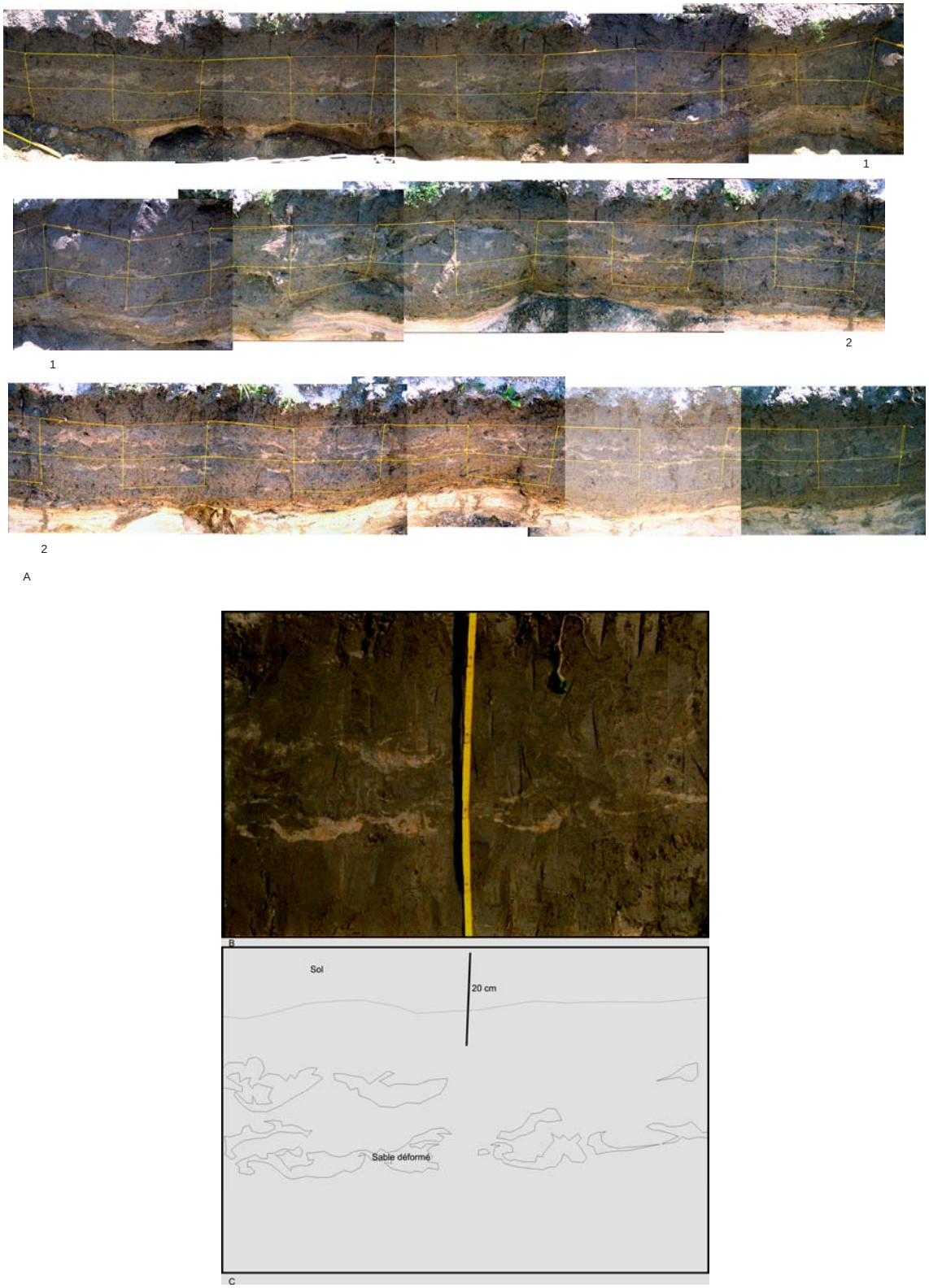


Figure 3.10 : déformations affectant les sédiments non consolidés en bordure de la Bagmati au village de Gothatar. A) Vue d'ensemble, B) Photographie de détail du niveau déformé et C) Interprétation de la photographie précèdente

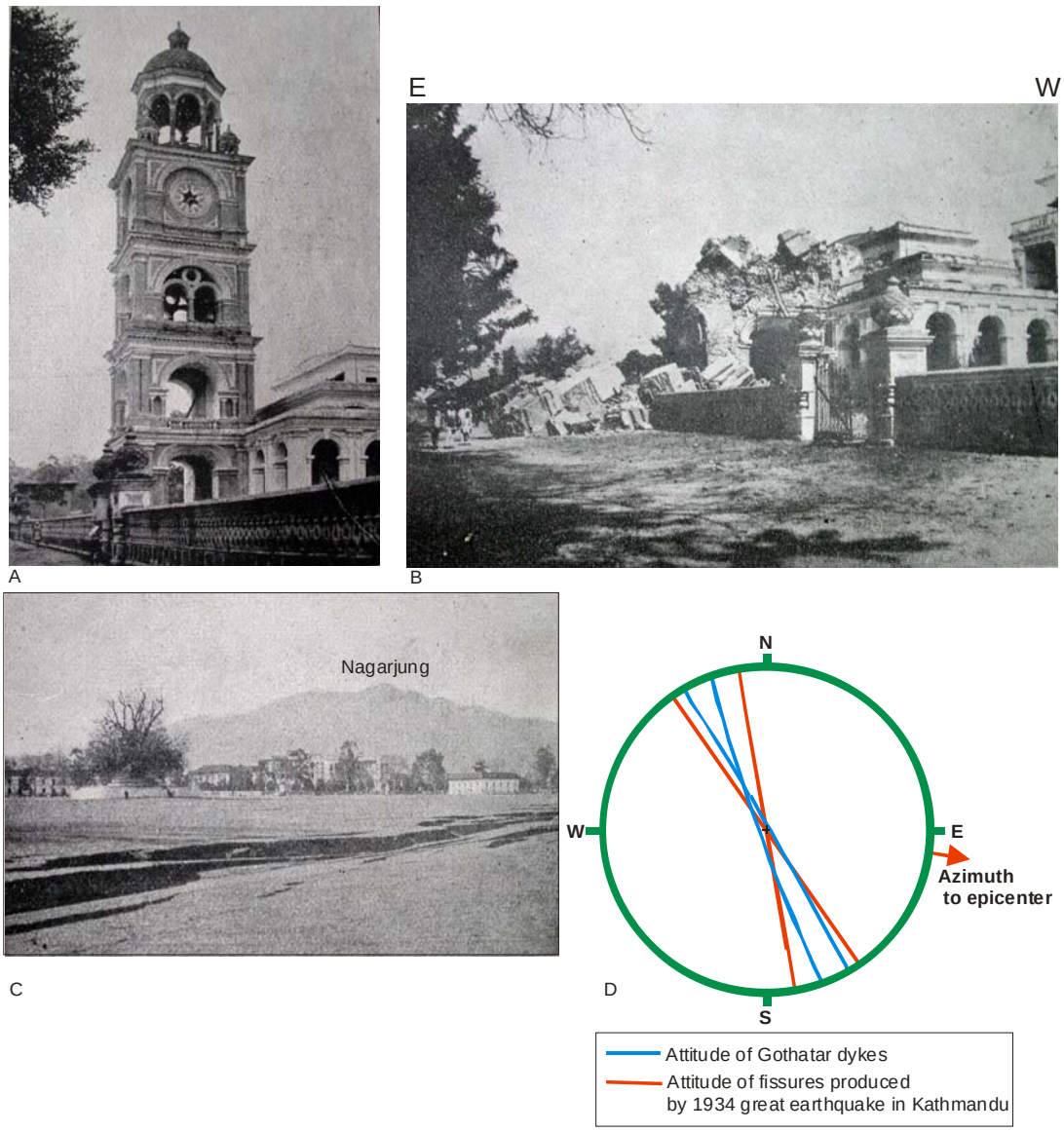


Figure 3.11 effets de surface du séisme de 1934 à Kathmandu. A) Avant l'effondrement du Clock Tower (photographie d'après Rana, 1935), B) Effondrement du Clock Tower vers l'ouest (photographie d'après Auden, 1939), C) Fissure de surface (photographie d'après Rana, 1935), D) Organisation entre l'orientation des fissures de surface et des dykes de Gothatar.

1.5 Contrôle granulométrie des sismites

Les analyses granulométriques réalisées sur différentes sismites, que ce soit à Thimi (Fig. 3.12), Godavari (Fig. 3.6), ou à Kotheswor (Fig. 3.13) montrent un important contrôle lithologique: au-delà de 6 % d'argiles, les sismites ne se développent pas, la cohésion du sédiment étant trop forte (Fig. 3.14).

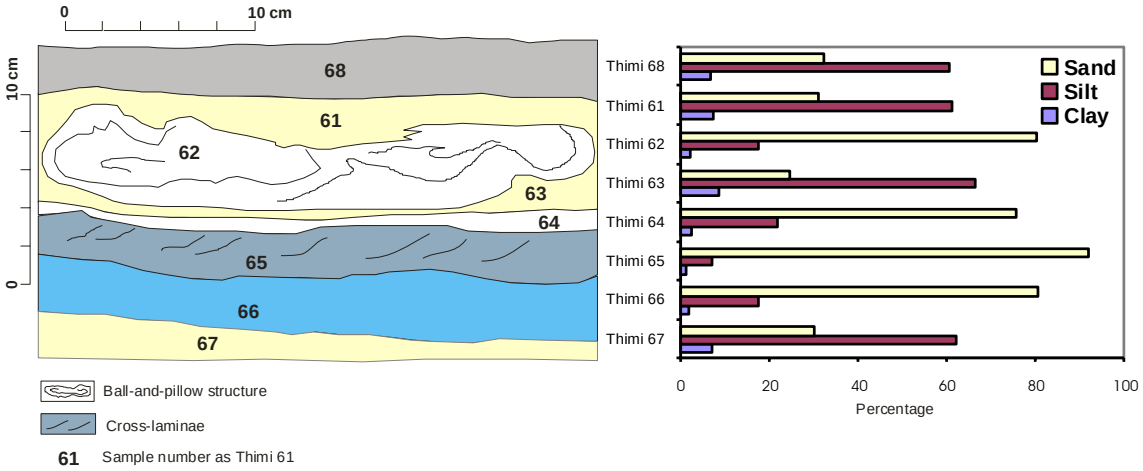


Figure 3.12: évolution granulométrique d'une sismite de Thimi.

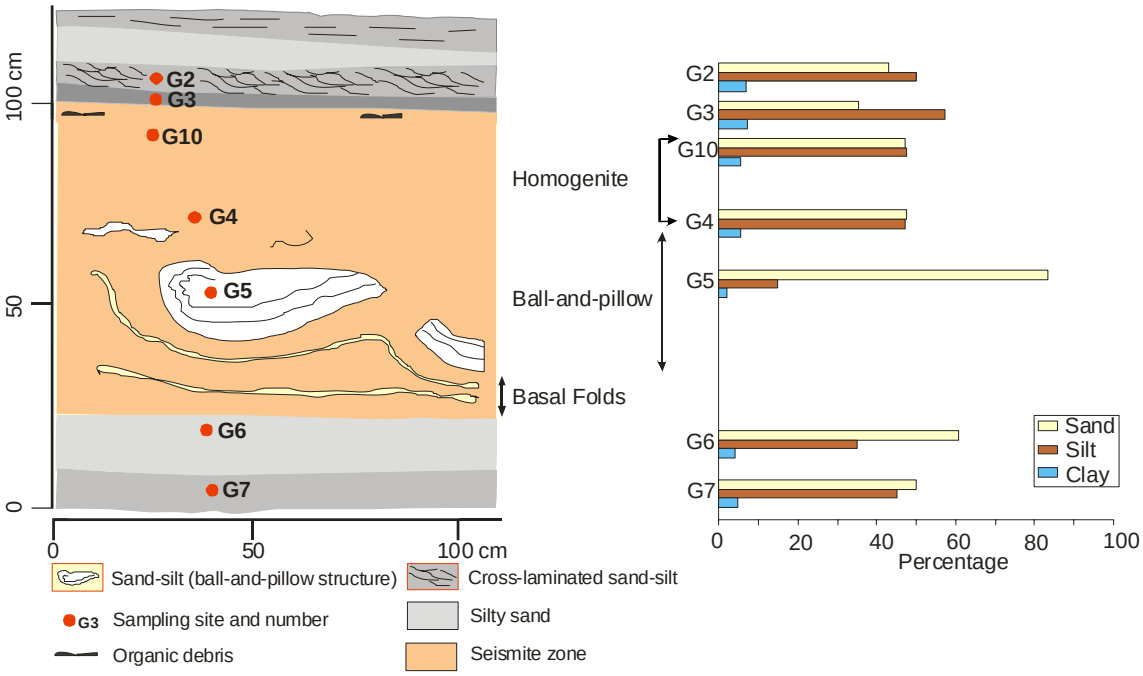


Figure 3.13: évolution granulométrique d'une sismite de Koteswor.

Une composition majoritairement sableuse, avec moins de 20 % de silt et moins de 6 % d'argiles, semble nécessaire pour que le niveau de sable se fluidifie lors de la secousse, et puisse migrer dans les dykes ou se déformer pour donner les « ball and pillows ».

Mais la formation des "ball and pillow" réclame de plus l'existence de couches interstratifiées avant la secousse avec un important contraste lithologique ; les couches riches en sable étant situées entre des couches riches en silt (voir fig. 3.12).

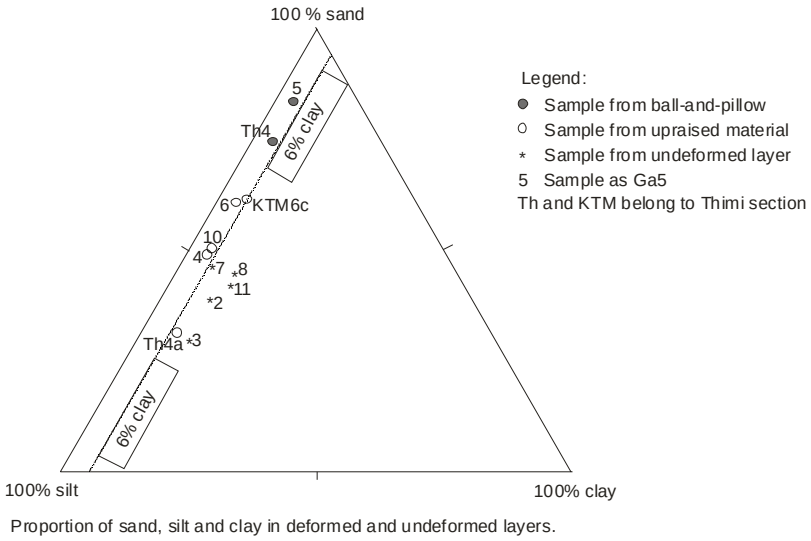


Figure 3.14 Analyse granulométrique des structures « ball and pillow ».

Enfin l'épaisseur des couches intervient également dans la formation des sismites. A Thimi, le niveau de sismite situé juste au-dessus du niveau daté à 29 290 ±1390 ans, montre une évolution latérale très importante:

- pour une même épaisseur de la couche (~6,5 cm), le comportement de la couche varie grandement en moins de 3 m: on passe d'un niveau de pillow avec des «balls and pillows» bien développées à des sédiments non déformés.

- la même couche s'épaissit latéralement, jusqu'à atteindre 55 cm d'épaisseur 32 m plus loin. Dans cette zone se développe une très belle sismite, de 50 cm d'épaisseur.

Aussi l'usage d'un abaque liant l'intensité à l'épaisseur, telle celle proposée par Hibsch *et al*., (1997), est très délicate : un même séisme peut s'exprimer par des épaisseurs variables. Dans d'autres cas une même épaisseur conduit, pour un même séisme soit à une sismite, soit à une absence de sismite, le contrôle étant alors lié à la lithologie. L'épaisseur de la sismite est alors limitée par l'épaisseur de la couche ayant une épaisseur adaptée au développement de déformations dans les sédiments non consolidés.

1.6. Résumé : apport de l'étude des structures sédimentaires

En résumé, l'étude de ces différentes structures sédimentaires montre qu'elles ne peuvent pas s'expliquer par de simples surpressions de fluides ou des glissements gravitaires. Par élimination, nous en concluons qu'elles sont liées à des événements sismiques. Le grand nombre de ces différents types de sismites montre clairement que le bassin de Kathmandu est situé dans un contexte sismotectonique très actif depuis 3 Ma. Mais le contrôle lithologique,

via la granulométrie et les épaisseurs des différentes couches, est si important qu'il est difficile de conclure sur l'intensité des séismes associés. Nous suggérons néanmoins que la sismite de Kotheswor, l'une des plus épaisse décrite dans la littérature dans ce contexte sédimentaire pourrait marquer un événement d'intensité voisine de X, voire plus, c'est-à-dire plus fort que les séismes historiques connus dans la vallée de Kathmandu.

Du point de vue de la récurrence des événements, nous avons tenté sur Thimi une datation fine des différentes sismites superposées. Cependant le très grand nombre de fragments organiques recyclés (voir plus haut dans la partie précédente) rend cet exercice difficile à l'heure actuelle. La récurrence des événements ne peut pas être estimée actuellement.

2. Tectonique des grands chevauchements himalayens et surrection de la partie sud du lac

2.1 Un modèle sismotectonique de l'Himalaya

2.1.1 Présentation

Le modèle sismotectonique de l'Himalaya du Népal actuellement retenu est celui de Avouac, (2003) et Mugnier et al. (2004). Il repose sur le concept d'un grand détachement basal qui contrôle la déformation de l'Himalaya. Ce détachement est situé dans le domaine ductile, dans sa partie profonde, au Nord de la chaîne. Il est dans le domaine de la déformation fragile dans sa partie supérieure, plus au Sud. La déformation est continue et se produit à une vitesse constante dans la partie profonde, tandis qu'elle est discontinue et se produit principalement lors des grands séismes dans la partie supérieure, sous le moyen-pays et les Siwaliks (Fig. 3.15, stade (a) à (c)). La surrection de la chaîne se produit principalement à l'aplomb des rampes actives : la rampe frontale du Main Frontal Thrust (MFT), mais aussi au niveau d'une rampe dans la croûte moyenne, qui contrôle la surrection de la haute chaîne.

La localisation de la rampe active peut changer au cours du temps, comme le suggère une étude que nous avons effectuée sur une transversale de l'ouest Népal, et publié à Journal of Asian Earth Science (voir paragraphe suivant et annexe): la rampe active en surface peut être soit le MFT, soit le MDT, soit le MBT. En particulier, des accidents plus internes peuvent être réactivés, qu'ils soient en chevauchement ou en rétro-chevauchement (Fig. 3.15, stade (d)).

Dans le cas de la transversale de Kathmandu, le chevauchement qui est actif depuis ~10 000 ans (Lavé & Avouac, 2000) est le chevauchement frontal (MFT). L'application du scénario tectonique mis en évidence plus à l'Ouest, suggère cependant que la surrection du Mahabharat au Sud de Kathmandu, ou du Haut Himalaya au Nord, ait été influencée par des mouvements hors séquence dans le prisme tectonique, comme cela a été proposé par Delcaillau *et al*. (1987) et Wobus *et al.* (2005). C'est pourquoi nous avons détaillé le plissement progressif de la partie Sud du bassin et sa surrection dans les chapitres suivants, avant d'en discuter les implications tectoniques.

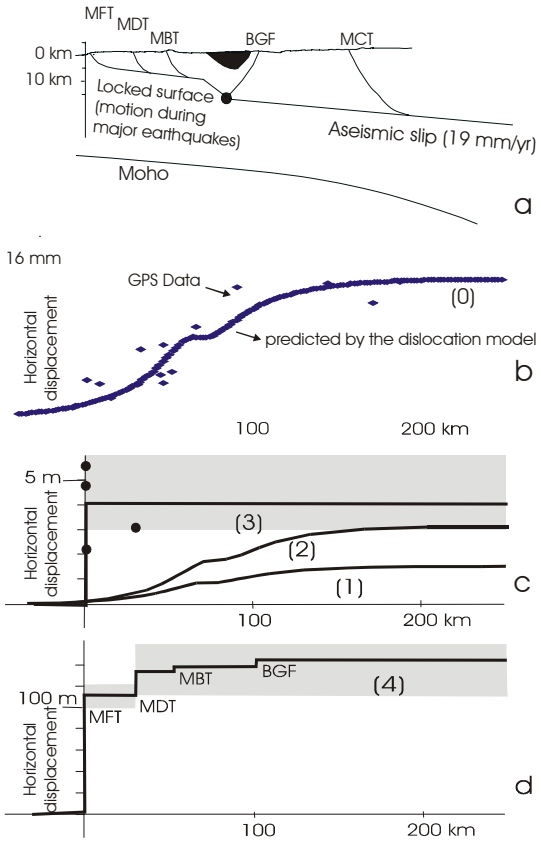


Figure 3.15: contrôles de la tectonique Himalayenne (d'après Mugnier et al., 2004) Les courbes (0) à (4) correspondent à l'évolution du raccourcissement horizontal au cours du temps. a) Coupe crustale schématique de l'Himalaya, b) Evolution de la déformation horizontale du Nord au Sud à l'échelle d'une année (déduite des mesures GPS). Cette déformation illustre le cycle inter-sismique durant lequel la partie externe du décollement est bloquée, c) Evolution de la déformation horizontale du Nord au Sud à l'échelle du cycle sismique, d) Evolution de la déformation horizontale du Nord au Sud lorsque plusieurs cycles « sismique-intersismique » sont intégrés. Si la majorité du déplacement se produit sur la faille frontale (MFT), Les accidents transportés sont également réactivés, en particulier le MBT.

2.1.2 Les changements au cours du temps de la localisation de déformation en surface en Himalaya: l'exemple d'une coupe du centre Népal

Frontal and piggy-back seismic ruptures in the external thrust belt of Western Nepal

Autuers : J.-L. Mugnier, P. Huyghe, A.P. Gajurel, D. Becel

Journal of Asian Earth Science (2005)

Résumé :

This paper gives structural and morphological evidence for meter-scale episodic displacement pulses along the MFT and MDT during a complex sequence of thrusting in the sub-Himalayan fold and thrust belt. The studied cross-sectionis located in Western Nepal at a latitude of E 82° 20'. Along this section, the Main Dun Thrust (MDT) is in a piggy-back setting and comprises three splays that are spaced by less than 200 m. The splays display the following sequence of motion: (1) the medium splay was active; (2) the internal splay was active and had a dip-slip displacement of ~3 m that could be the surface rupture of an earthquake; (3) a period of quiescence occurred for all the splays of the MDT; (4) the external splay is active. The motion along the medium and internal thrust predates ~70 kyr whereas motion along the external splay postdates 5468-5214 yr before J.C. The Main Frontal Thrust (MFT) is the most external Himalayan thrust. Ten encased strath terraces are found at its hangingwall. Sudden ~1.5 m uplift events could have induced their abandonment and could have been linked to ~2 m slip events along the MFT, a value close to the lower bound inferred for co-seismic slip along the basal detachment (MHT) during *M* ~8 earthquakes. From the offset of a terrace level, a displacement of ~8 m is inferred between 1224-1280 yr after J.C. and 1828-1883 yr after J.C.; it could be linked to a succession of several seisms along the MFT. This study suggests that: (a) several thrusts, that branch off the basal décolement, are active faults; (b) great earthquakes, that occur along the outer part of the basal décolement of the Himalayan thrust belt, reach the surface at different location; (c) only one thrust moves during one earthquake; (d) the sequence of thrusting is successively out-of-sequence and in sequence and changes at an intermediate time-scale between earthquake cycle and finite geometry of the thrust system.

2.2 La surrection de la partie sud du bassin de Kathmandu

La surrection et la déformation de la partie Sud du bassin est connue depuis les premiers travaux sur le bassin (Fort, 1982). Elle est mise en évidence grâce au basculement des couches Lukundol, jusqu'à plus de 30° vers le Nord, couches que l'on retrouve situées à une altitude de 1600 m, soit à près de 300 m au-dessus des surfaces morphologiques majeures du paléolac (Patan, Thimi et Gokarna).

2.2.1 Analyse du plissement de la bordure sud du bassin

La bordure Sud semble montrer un plissement de grande longueur d'onde. La géométrie de détail du plissement a été analysée à partir des données de pendage mesurées sur le terrain

puis projetées sur un plan de coupe en utilisant le logiciel développé par Mugnier (2001). La direction de la coupe a été choisie à N 40°, perpendiculaire à la faille de Chandragiri, et perpendiculaire à la direction moyenne de l'horizontale des plans mesurés (Fig. 3.17). En supposant un plissement isopaque (conservant les épaisseurs) et un pendage initial des structures nul, un horizon de référence a alors été construit, et sa forme permet de visualiser le plissement. Nous avons représenté sur la figure 3.16 l'altitude des sites où les couches ont été mesurées (Diamants bleus) et la construction d'un horizon de référence proche de la base de la formation Lukundol considérée comme synchrone du début du lac (repère violet). Les coupes de référence à travers la bordure Sud du bassin ont également été utilisées pour situer les niveaux à 750 000 ans et à 1 Ma : Kahare Khola (Yoshida & Gautam, 1988) et Adhikarigau (Gajurel, 1998).

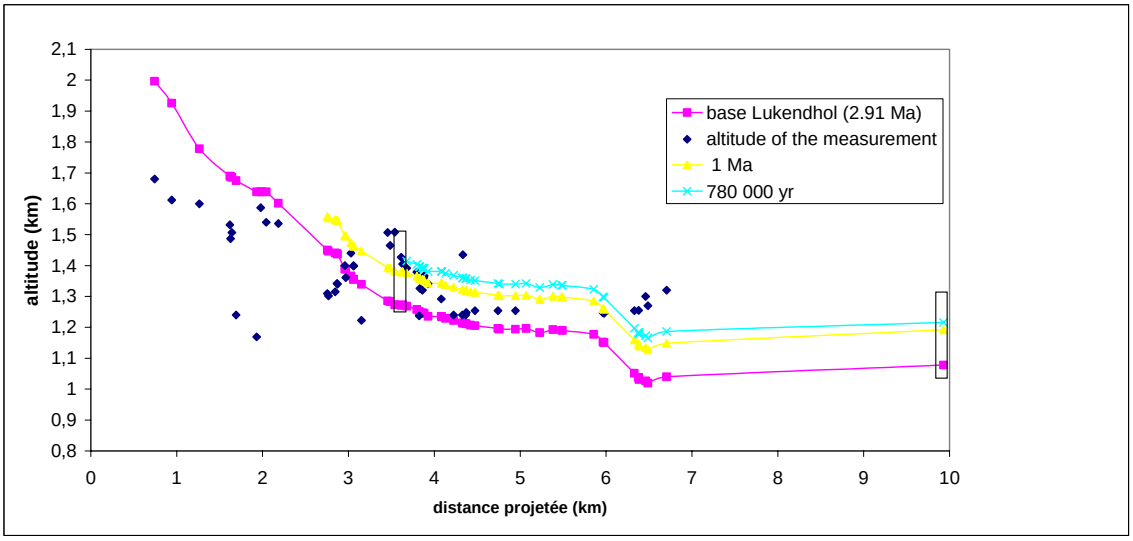


Figure 3.16: plissement de la bordure Sud du bassin de Kathmandu.

Ce travail d'analyse des pendages montre qu'une grande partie de la surrection correspond à une zone caractérisée par des pendages compris entre 10 et 15°; une large zone est caractérisée par des pendages faibles (moins de 5°) (Fig. 3.17). Enfin au niveau de la faille de Chandragiri, les pendages sont forts (jusqu'à 60° vers le Nord) et même localement vers le Sud.

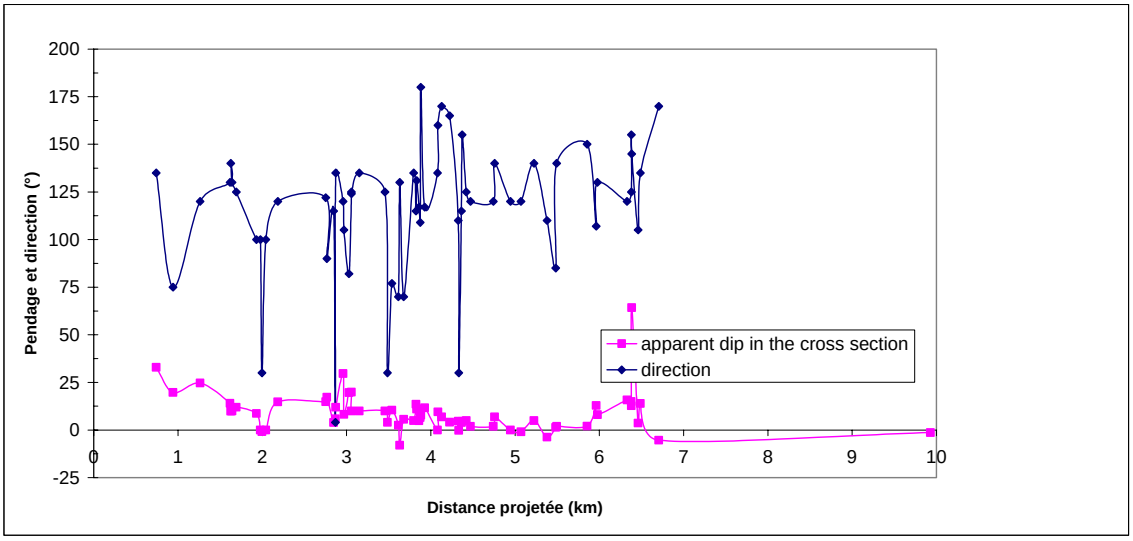


Figure 3.17: variation des directions et des pendages apparents dans la coupe de la bordure Sud du bassin.

Le plissement progressif de la bordure Sud du bassin est plus en accord avec une structure synforme développée au-dessus d'une géométrie en plat-rampe de l'accident actif en profondeur qu'avec des failles actives jusqu'à la surface. Cependant les forts pendages observés localement dans la continuité de la faille de Chandragiri suggèrent une activité tectonique de celle-ci. Aucune faille n'ayant été identifiée sur le terrain dans la zone étudiée, nous considérons que la faille de Chandragiri a un jeu limité, s'exprimant dans la partie supérieure du remplissage par un plissement accentué. Dans ce cas, le mouvement associé à la faille de Chandragiri n'excéderait pas la centaine de mètres. Ce mouvement semble plus récent que 780 Ka., car les forts pendages ont été mesurés dans des couches plus jeunes (Sawamura, 2001). Une partie de ce mouvement est même sub-actuel, car des mouvements récents ont été identifiés plus à l'Ouest, dans les colluvions de versant situés au dessus de la faille de Chandragiri (Saijo *et al.*, 1995).

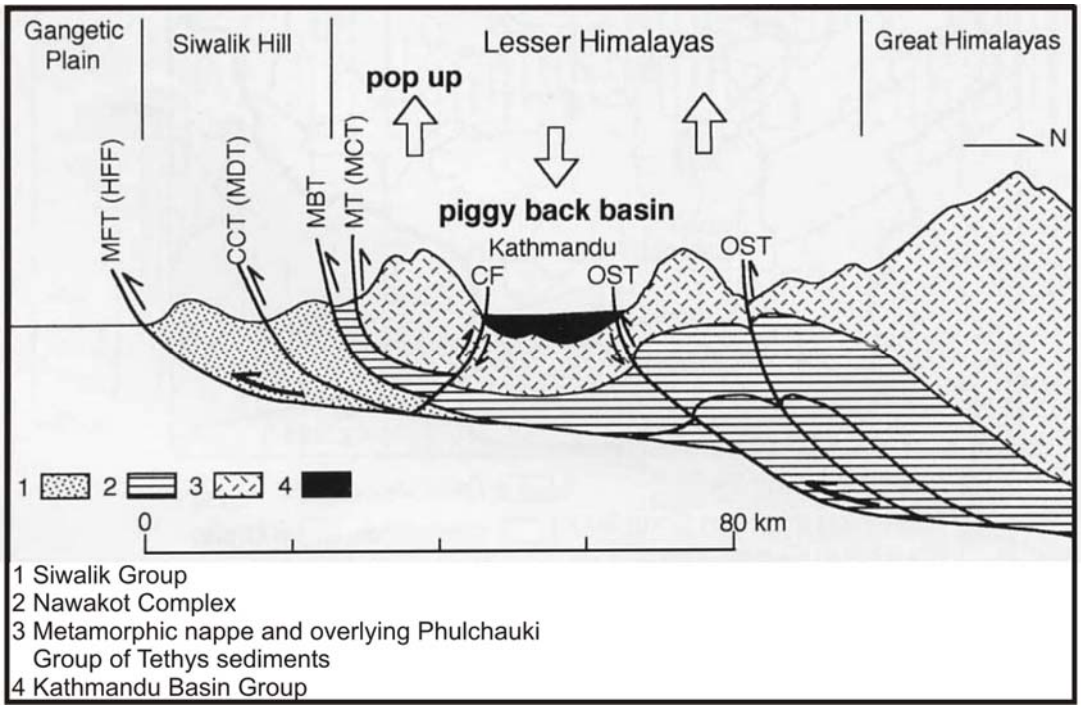


Figure 3.18: coupe de la structure crustale sous le bassin de Kathmandu, suggèrant que le MBT se raccorde au décollement basal sous la partie sud du bassin de Kathmandu et que la faille de Chandragiri recoupe tardivement les structures. (OST: chevauchement hors séquence à l'avant du front morphologique du Haut Himalaya; CF Faille de Chandragiri (D'après Sakai, 2001a), p.6.

2.2.2 Quantification des vitesses de surrection

Pour quantifier cette surrection, nous avons utilisé les paléo niveaux du lac reconnus dans la partie sud du bassin sur des critères sédimentologiques (Sawamura, 2001) et datés par magnétostratigraphie (Yosidha & Gautam, 1988) dans cette même partie du bassin. Par comparaison avec l'altitude de ces mêmes niveaux du lac dans la partie Nord et centrale (voir Tableau 2.3), on obtient la différence de surrection entre la partie Nord et la partie Sud.

Par convention, on utilise toujours le référentiel d'altitude actuel, et on suppose qu'il n'y a pas de déformation ou mouvement différentiel entre le Nord et la partie centrale où est situé le forage JW3. La surrection au Sud est déterminée pour un point particulier par rapport à ce référentiel. Nous avons choisi un point situé à l'aplomb de la colonne sédimentaire datée par les méthodes magnétostratigraphiques (Yoshida & Gautam, 1988), au niveau de la Khahare Khola. Ceci parce que c'est là que se trouvent les données, mais aussi parce que c'est la limite Sud des faciès lacustres (Sawamura, 2001) et donc la position probable de l'exutoire du lac.

Le point de référence a été arbitrairement fixé à une altitude finale égale à celle du dernier lac (sous la surface de Patan).

Tableau 3.2 : comparaison des altitudes actuelles au Nord et au Sud du bassin pour les mêmes niveaux du paléo-lac.

Niveau	Plus haut niveau lacustre dans la coupe de la Kahare Khola	Base du Chrone de Brunhes	Niveau fluvial à Gastéropode	Base du paleolac (base formation de Lukundol)
Age (ans)	720 000	780 000	1 030 000	2 580 000
Altitude Sud (m)	1439	1419	1381	1310
Méthode	magnétostratigraphie	magnétostratigraphie	magnétostratigraphie	magnétostratigraphie
Site Sud	Kahare Khola	Kahare Khola	Kahare Khola	Kahare Khola
Référence	Yoshida & Gautam, 1988	Yoshida & Gautam, 1988	Yoshida & Gautam, 1988	Yoshida & Gautam, 1988
Altitude Nord (m)	1383	1357	1192	1078
Site Nord	Dharmasthali	Dharmasthali	Log JW-3	Log JW-3
Méthode	magnétostratigraphie	magnétostratigraphie	corrélation avec le sud	corrélation avec le sud
Référence	Gautam *et al.*, 2001	Gautam *et al.*, 2001	Fuji & Sakai, 2002	Fuji é Sakai, 2002
Variation totale de l'altitude (m)	56	62	189	232

Pour les niveaux les plus anciens, nous avons utilisé les corrélations proposées par Sakai (2001c) entre les niveaux du forage JW-3 et la formation Lukundol (voir Figure 3.19). Il faut noter que la corrélation du niveau daté à environ 1 Ma repose sur un travail de synthèse montrant l'extension à l'échelle du bassin de ce niveau (Kharel *et al.*, 1998). Pour le niveau basal du lac, il existe au moins deux corrélations: celle de Sakai (2001c) avec une base du lac à 1273 m ou celle de Fujii & Sakai (2001), avec une base du lac à 1310 m dans le log de référence des formations Lukundol. Compte tenu du travail sédimentologique réalisé dans cette zone, qui indique des faciès à tendance lacustre à partir de 1270 m (Log. 11 de Sawamura, 2001), nous avons retenu l'hypothèse de Sakai (2001).

Pour les niveaux proches de la base du chrone "Brunhes" mis en évidence par la magnétostratigraphie à la fois dans la partie nord-Ouest du bassin (Gautam *et al.*, 2001) et dans la partie Sud (Yoshida & Gautam, 1988), nous avons corrélé:

– le niveau maximum du lac dans les 2 coupes Nord et Sud (c.a.d. le niveau le plus haut de la coupe Goc-Lua de Gautam *et al*. (2001)) avec le niveau le plus haut de la coupe de la Kahare Khola (Yoshida & Gautam, 1988) en fixant par extrapolation dans les 2 coupes un âge à 720 000 ans.

- la base du Chrone de Brunhes (780 000 ans) dans les 2 coupes. Il faut noter que la base du chrone de Brunhes n'est pas située dans faciès proche du niveau du lac, ce qui induit une erreur dans notre estimation de l'altitude du niveau du lac.

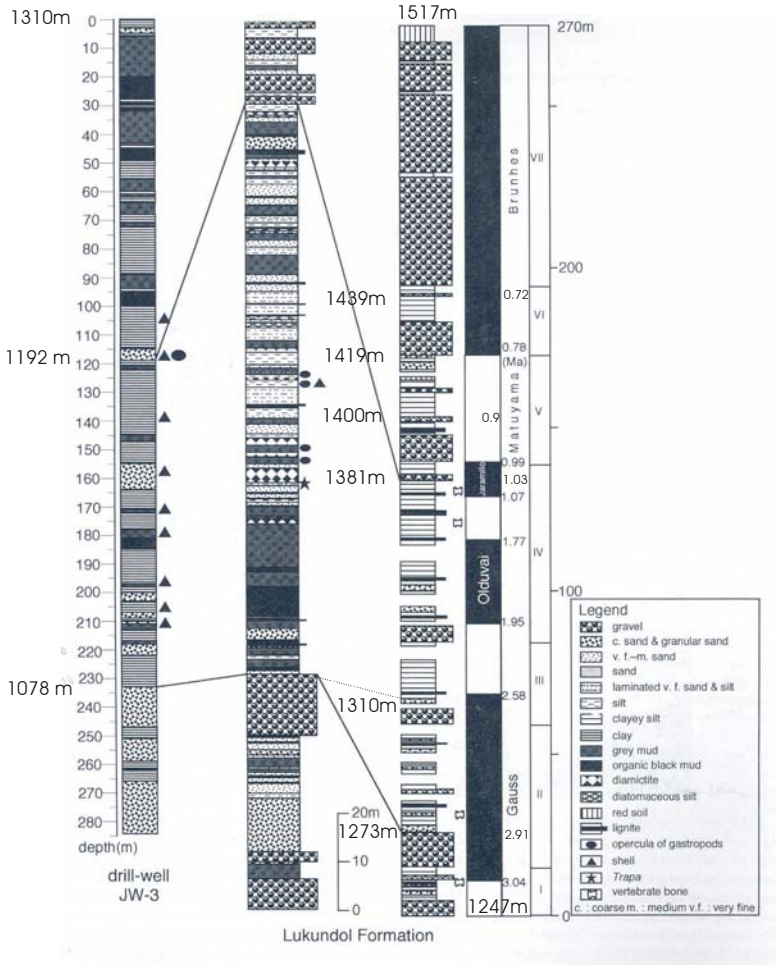


Figure.3.19: corrélation entre le forage JW-3 et la formation de Lukundol dans la coupe de la Kahare Khola *(d'après Sakai, 2001c). Cette corrélation est utilisée pour estimer les différences d'altitude des niveaux de référence lors de la quantification de la surrection de la partie Sud.*

2.2.3 Discussion

Cette reconstitution de la surrection du substratum du bassin au niveau de la Khare Khola, là où ont été datées les formations de la partie Sud du bassin, conduit aux conclusions suivantes (Fig. 3.20):

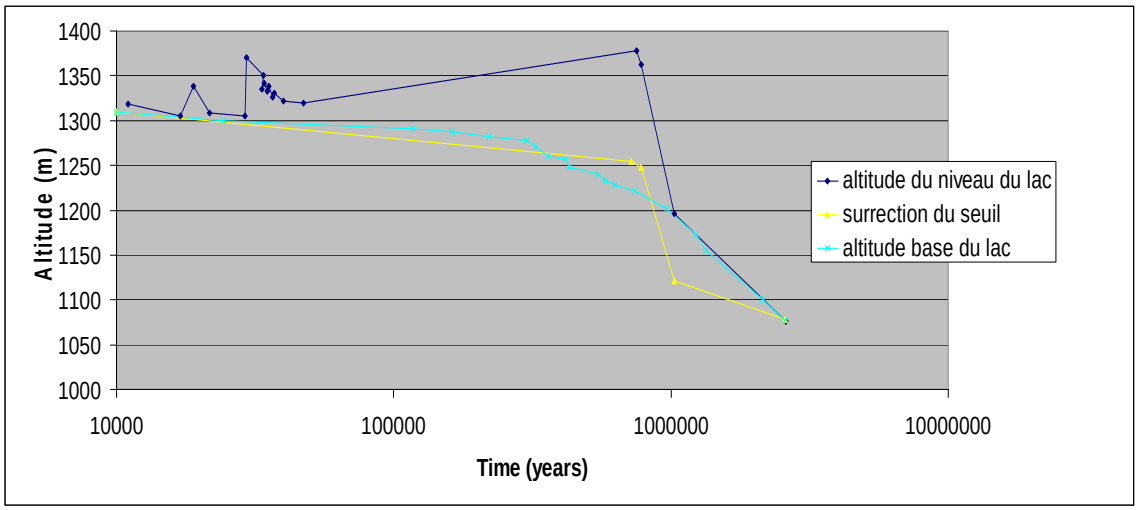


Figure 3.20: reconstitution de la surrection du seuil Sud du lac comparée à l'évolution du lac de Kathmandu.

- la surrection totale de la zone du seuil est supérieure à 200 m depuis le début de la formation du lac Lukundol (2.58 Ma)

- la surrection est d'au moins 120 m entre 1 Ma et 780 000 ans (soit ~0,5 mm/an de taux de surrection)

- la surrection est très faible (~ 50 m) depuis 780 000 ans (soit ~ 0,05 mm/an)

La comparaison entre la courbe de surrection et la courbe de variation du niveau du lac montre que le changement d'altitude entre le début et la fin du lac est assez proche de la surrection totale au sud (différence de ~25 mètres). Ce résultat est déduit du calcul et n'était pas prévisible à priori. Ceci tendrait à montrer que c'est la surrection au Sud qui contrôle au premier ordre la formation du lac et l'élévation de son niveau.

Cependant à ce contrôle tectonique se superpose un autre processus, qui induit momentanément des augmentations du niveau du lac. Ces montées momentanées, suivies d'un abaissement brutal du même ordre de grandeur que la montée, sont prouvées pour le Pléistocène (voir Fig. 3.20). Pour la période plus ancienne, l'absence de données exclut de se prononcer. Il a été proposé que des glissements de terrain (Sakai *et al.*, 2001) dans les gorges de la Bagmati aient joué un rôle. Notre travail de terrain a permis de mettre en évidence un rôle des "débris flow", et nous l'illustrons dans le paragraphe suivant.

3. Discussion : contrôles de l'évolution du niveau du lac de Kathmandu

L'influence des glissements de terrain et des "debris flow" sur l'évolution du lac est suggérée par la présence de nombreux "debris-flow" dans des coupes situées dans différentes parties de la bordure Sud du bassin. Ces traces de débris sont bien identifiées dans la partie supérieure de la formation Lukundol, et à la base de la formation Itaiti (voir fig. 3.21). Elles sont particulièrement évidentes à Tikabhairab. La situation de ces « débris flow » à la base de Itaiti est en accord avec la reconstitution des mouvements verticaux (Fig.3.20) puisqu'elle correspond à un moment où le lac s'approfondit très rapidement, beaucoup plus rapidement que ne le permet la vitesse de surrection qui augmente elle aussi. Des « débris-flows » participeraient à l'élévation du niveau du lac, en occasionnant la fermeture de l'émissaire, et ils pourraient en même temps être liés à l'accentuation du relief au Sud.

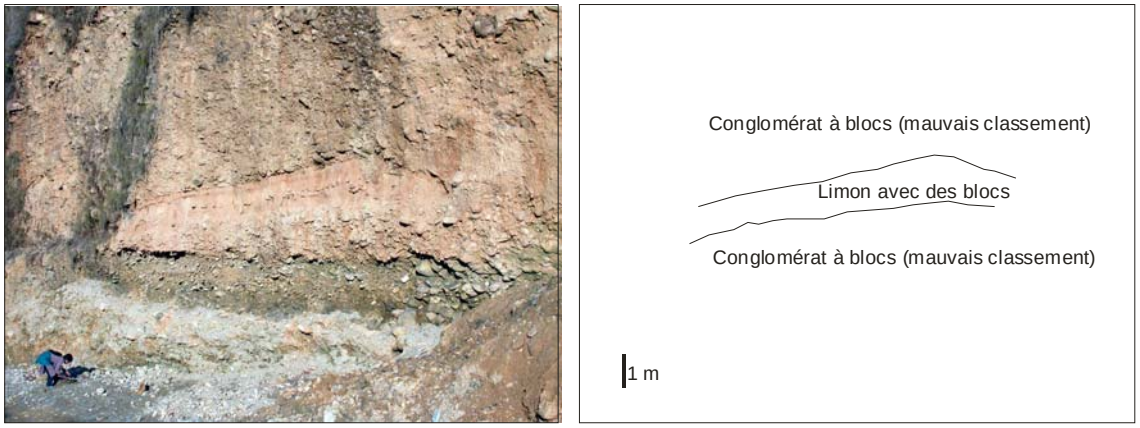


Figure 3.21: conglomérats à blocs mal classés : photo et interprétation.

Au total, l'évolution du niveau du paleolac de Kathmandu est contrôlée par trois types de processus, avec trois échelles temporelles d'intervention :

- une surrection tectonique continue, mais à une vitesse variable, de la zone où est situé l'exutoire au Sud. Cette surrection tectonique est dans une large mesure (~80%) liée à un plissement synforme de grande longueur d'onde probablement dû à la géométrie en plat-rampe du système chevauchant MBT-détachement Basal (Fig. 3.16). L'activité de failles actives jusqu'en surface se rajoute localement (faille de Chandragiri d'après Sakai, 2001b) et marque la limite Sud de la zone plane du bassin, mais ne cause que ~1/5 de la surrection totale. Cette activité tectonique, marquée par le décalage entre le sud et le nord des niveaux du paléo-lac (Tableau 3.2), se produit pour près de sa moitié (environ 125 m de surrection pour

un total de 250 m) entre 1 Ma et 750 000 ans. S'il est impossible de prouver le rôle du cycle sismique sur cette surrection, les faciès de sismites rencontrés dans le lac montre la pérennité du fonctionnement sismique de cette zone de l'Himalaya. On ne peut pas exclure que la succession de remontées rapides de l'ordre de 1.5 m, du niveau du lac durant le Pléistocène supérieur, puisse être associée à une succession de séismes majeurs.

- des glissements de terrain et « débris flow » et/ou le développement de grands cônes alluviaux venant remonter le seuil de la rivière. Ces remontées sont relativement temporaires, avec disparition du barrage avant la fin de l'histoire du lac. Si l'on intègre l'histoire du lac entre 2.5 Ma et 10 000 ans, une remontée durable du niveau du lac de seulement 20 m semble liée finalement à ces processus sédimentaires (valeur obtenue en faisant la différence entre la remonté totale du lac et celle induite par la tectonique) ; mais si l'on analyse les fluctuations, montées suivies de descentes, ce mécanisme à caractère plus où moins catastrophique se traduit par des remontées de plus de 32 m entre 2.5 Ma et 1 Ma, de plus de 80 m entre 1 Ma et 780000 ans, et de plus de 100 m cumulés entre 50 000 ans et 10 000 ans. Les phases de développement d'un lac profond sont donc clairement contrôlées par ces processus. L'origine de ces événements catastrophiques peut avoir différentes causes: tectonique pour la période 1 000 000 - 760 000 ans, synchrone d'une surrection de la bordure Sud du bassin, et climatique pour la période 50 000 - 10 000 ans.

- des fluctuations du bilan évapotranspiration du lac, conduisant dans le cas d'un bilan négatif pour seulement une partie de l'année, à un abaissement du niveau du lac, à confinement du lac favorisant le développement d'algues et modifiant la composition chimique de l'eau, avec un enrichissement en $\delta^{18}O$. Des événements "secs" de ce type pourraient être marqués entre 47 000 et 40 000 ans.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Dans cette thèse nous avons étudié un marqueur susceptible de fournir des données paléo-environnementales dans une chaîne de montagne : c'est la composition en isotopes du C et de l'O des coquilles de gastéropodes dans un contexte continental.

Les principes de l'étude des isotopes stables (C et O) du carbonate biogénique de l'eau douce ont déjà été définis pour caractériser des environnements par quelques chercheurs (Grossman & Ku, 1986 ; Dettman et al., 1999). Le fractionnement des isotopes stables de l'oxygène pendant la formation du carbonate biogénique dans l'eau dépend de la composition isotopique de l'eau et de la température du milieu.

La composition isotopique en oxygène de l'eau est elle-même contrôlée par plusieurs phénomènes naturels : l'évaporation qui augmente la teneur en ^{18}O, la quantité de précipitation ('amount effect') qui tend à diminuer la teneur en ^{18}O, l'effet de l'altitude qui réduit la teneur en ^{18}O lors de l'augmentation de l'élévation et la distance à l'océan qui induit une diminution en ^{18}O vers le continent.

Nous avons étudié la composition isotopique en C et O des coquilles de mollusques d'eau douce d'une manière systématique en Himalaya et dans la plaine du Gange :

- tout d'abord par une calibration sur le système moderne
- puis par une étude paléo-environnementale portant sur des sédiments syn-orogéniques dont les âges varient en continu depuis 14 Ma jusqu'à 40 Ka.

Etude du système moderne Himalaya-Gange

Tout d'abord et cela pour la première fois dans la recherche internationale, nous avons établi sur le système moderne une calibration du fractionnement des isotopes de l'oxygène entre les carbonates biogéniques d'eau douce et l'eau dans laquelle précipitent ces carbonates biogéniques. Plusieurs types d'environnement ont été étudiés, en particulier le cas de l'eau des rivières et celui de l'eau stagnante (lacs, mares), ceci depuis la zone amont des drains (à plus de 2700 m d'altitude) jusqu'à l'océan.

Les compositions isotopiques en C et O dans les coquilles de mollusques actuels montrent de grande variations : le $\delta^{13}C$ varie de -13.4 ‰ à 0.6 ‰ et le $\delta^{18}O$ varie de -14.5 ‰

à 3.6 ‰. Les compositions isotopiques des eaux varient elles aussi grandement : le $\delta^{13}C_{DIC}$ varie de -11.7 ‰ à 3.9 ‰, le $\delta^{18}O_{H2O}$ varie de -18.8 ‰ à 5.6 ‰.

Nous avons vérifié l'hypothèse d'un équilibre entre la composition isotopique de l'eau et celle des coquilles, en utilisant les relations expérimentales liant les échanges d'isotopes de l'oxygène entre l'eau et les carbonates. La température moyenne pour l'eau associée aux coquilles des rivières prédite à partir des données $\delta^{18}O_{H2O}$ moyenne et $\delta^{18}O_{Ara}$ moyenne des coquilles est comprise entre 20.5 et 25.5 °C, ce qui s'accorde bien avec les données sur 15 ans de la température moyenne de l'air dans la plaine du Gange du Népal, qui est de l'ordre de 25.5 °C.

Les compositions isotopiques de l'oxygène des carbonates biogéniques se trouvent pour la plupart dans le domaine proche de l'équilibre avec les eaux météoriques alimentant les rivières.

Pour les mares et certains lacs, on trouve des valeurs des compositions isotopiques des eaux et des coquilles très élevées, supérieures à celle des eaux météoriques. Ceci est dû à des processus de fractionnement complexes dans ces zones, en particulier sous l'effet de l'évaporation.

Application aux Siwaliks (14 Ma – 1 Ma)

La calibration effectuée sur les données $\delta^{18}O$ moyennes des coquilles actuelles de mollusques est variable pour les environnements des rivières de la plaine du Gange, bassin d'avant pays actuel de l'Himalaya. Le bassin d'avant-pays, au Mio-Pliocène, était le bassin des Siwaliks dont les sédiments ont été déposés par de grandes rivières himalayennes. On peut le considérer comme la paléo-plaine du Gange. De plus, les sédiments des Siwaliks sont riches en mollusques d'eau douce. On a donc utilisé la calibration réalisée sur l'actuel pour effectuer une estimation des gammes de $\delta^{18}O$ des eaux des paléo rivières dans la plaine du Gange à partir des données moyennes $\delta^{18}O$ des coquilles fossiles des mollusques.

Les données isotopiques de l'oxygène des coquilles des quatre coupes étudiées sont très variables, entre -16.4 et à 0.6 ‰. La limite supérieure des données est haute (~0.6 ‰) à toutes les époques et suggère des milieux de dépôt relativement confinés permettant l'évaporation de l'eau. Ces milieux correspondant à des « laisses » dans le lit majeur des rivières. La composition isotopique en oxygène des coquilles de mollusques fossiles des

Siwaliks atteint un minimum à 7.1 Ma avec une valeur de -16.4 ‰. Cette valeur correspond à une gamme $\delta^{18}O$ de -16.4 à -15.7 ‰ pour les eaux, respectivement aux températures de 20.5 et 24 °C. Avant 5 Ma, la plupart des valeurs minimum des différentes rivières sont au dessous de -10 ‰ et après 5 Ma, elles sont toutes au dessus de -10 ‰. C'est-à-dire qu'après 5 Ma, les valeurs $\delta^{18}O$ déduites pour les eaux (-10 à -9.3 ‰) aux températures comprises entre 20.5 et 24 °C, sont cohérentes avec les mesures sur les eaux actuelles.

Implications paléo-environnementales à 5-7 Ma

Le « décalage » dans la limite inférieure des mesures isotopiques reflète un changement climatique plus ou moins graduel entre 7 à 5 Ma : les rivières très négatives avant 7 Ma, devaient être alimentées par des eaux météoriques très négatives elles-aussi, car le décalage de près de ~5 ‰ nécessiterait pour être expliqué uniquement par la température, un réchauffement de plus de 20 °C. Ces précipitations devaient s'effectuer principalement en altitude, pour avoir en moyenne une composition isotopique en oxygène très négative.

Les différences entre les différentes rivières avant 7 Ma sont en accord avec cette interprétation basée sur le rôle de l'altitude : la Karnali, drain le plus puissant et avec probablement un bassin versant étendu en altitude se caractérise par des $\delta^{18}O$ très négatifs, et les plus petits drains (Bakiya-Tinau) par des valeurs moins négatives.

Ainsi l'intensification de la mousson aux environs de 7-5 Ma envisagée par de nombreux auteurs, correspondrait principalement à un accroissement des précipitations sur la partie basse de la chaîne.

Le décalage dans la teneur en $\delta^{13}C$ des coquilles pour la même période de temps correspond au changement de végétation déjà envisagé pour de nombreux auteurs, avec une flore essentiellement composée de plantes en C_3 avant 7 Ma et une flore essentiellement composée de plantes en C_4 après 5 Ma). Cependant, la comparaison entre les données $\delta^{13}C$ des paléosols et $\delta^{13}C$ des gastéropodes suggère que ce changement a été plus précoce dans la plaine que dans l'ensemble des bassins versants, et que cette transition s'est faite graduellement dans les bassins versants pour atteindre une extension maximum du C_4 à ~5 Ma. L'étude sur les charbons fossiles montre cependant que les plantes en C_3 continuent d'être présentes d'une manière non négligeable.

Application au bassin de Kathmandu (2 Ma-40 Ka)

Le bassin de Kathmandu est un bassin intramontagneux, situé à une altitude d'environ 1300 m, et caractérisé par une sédimentation lacustre ou fluvio-lacustre depuis ~3 Ma.

L'étude des échantillons de gastéropodes répartis dans les différentes unités sédimentaires a mis en évidence un contraste entre les unités les plus anciennes et les unités suivantes : dans les unités plus anciennes que 1 Ma (formation de Lukundol par exemple), la composition isotopique des coquilles varie entre -11 ‰ et -4 ‰ pour ce qui est du $\delta^{18}O$ et entre -6 ‰ et 1 ‰ pour ce qui est du $\delta^{13}C$. Ces valeurs sont compatibles avec des eaux des rivières et/ou du paléo-lac ayant une composition isotopique proche de celles des précipitations de mousson.

En revanche, les coquilles de la formation de Gokarna, d'âge inférieur à 50 Ka, présentent des concentrations isotopiques extrêmement élevés, avec des $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ très souvent supérieurs à zéro.

Une étude détaillée a été réalisée au travers de cette formation de Gokarna, en utilisant les très nombreux opercules présents. Pour ce faire, 5 coupes sédimentaires ont été étudiées en détail et ont été corrélées entre elles. Elles montrent que le $\delta^{18}O$ des opercules est, selon les niveaux sédimentaires considérés, soit proche de 0 ‰, soit proche de 5 ‰. Les valeurs élevées sont généralement associées aux niveaux sédimentaires riches en diatomées.

Les valeurs élevées du $\delta^{18}O$ des opercules de la formation de Gokarna peuvent être dues à deux causes distinctes et possiblement superposées :

1 - Les eaux du lac ne reflètent pas simplement la composition isotopique des précipitations. L'hypothèse d'un régime endoréique pour le lac de Kathmandu a été envisagée pour expliquer l'accroissement du $\delta^{18}O$ par évaporation. Cependant la profondeur importante du lac, (que nous estimée en comparant l'altitude des âges obtenus dans un forage au centre du lac avec l'altitude des lignes de rivage que nous avons reconstituées grâce à notre étude sédimentologique), ainsi que l'importance des précipitations qui affectent cette zone semblent exclure l'hypothèse « endoréique » au moins pour des périodes de temps pluri-annuelles.

Par ailleurs la profondeur du lac est importante, de l'ordre de la centaine de mètres et l'on ne peut pas exclure une dynamique interne du lac, où la stratification des eaux liée à la densité et à la température, intervient dans la séparation des isotopes stables.

2 – Les précipitations de la région de Kathmandu ont une signature isotopique très différente, selon qu'elles ont lieu l'hiver ou l'été. Nos mesures sur les précipitations actuelles montrent

un $\delta^{18}O$ compris entre -18 ‰ et 2 ‰ l'été alors que les valeurs de l'hiver sont beaucoup plus fortes, comprises entre -6 ‰ et 8 ‰.

Nous suggérons donc que les épisodes à forte teneur en ^{18}O et à diatomées dans le lac correspondent à des épisodes climatiques froids, mais surtout secs, caractérisés par peu de précipitations d'été, et des précipitations d'hiver en provenance du nord, et avec une forte concentration en ^{18}O.

Implications sur les phénomènes contrôlant l'évolution du lac de Kathmandu

D'après l'étude précédante sur les isotopes stables des eaux du lac de Kathmandu, il apparaît clairement que la profondeur du paléo-lac a évolué au cours du temps, avec des fluctuations importantes de sa profondeur, mais aussi de son niveau. Pour analyser les phénomènes contrôlant l'évolution du lac de Kathmandu, nous avons comparé l'altitude des mêmes lignes de rivage au sud et au nord du bassin. Il apparaît clairement qu'elles sont remontées au sud du bassin par des processus de surrection tectonique. L'analyse détaillée de cette surrection suggère qu'elle est continue mais pas constante : plus de la moitié de la surrection s'est produite entre 1 Ma et 780 Ka.

Une analyse structurale de la partie sud du bassin montre que près de 80 % de la surrection est induite par un plissement de grande longueur d'onde, que nous interprétons comme un plissement à l'aplomb du MBT, réactivé périodiquement, en particulier entre 1 Ma et 0.78 Ma.

Cependant, une partie de la surrection est également liée à des failles remontant le compartiment sud. Ces failles pourraient avoir des glissements instantanés lors de séismes compte tenu de la sismo-tectonique actuelle de l'Himalaya, mais aussi des nombreux paléo-seismes que nous avons mis en évidence à l'occasion de nos études sédimentologiques. Le mouvement sur ces failles à regard nord pourrait être la cause des remontées métriques très rapides du niveau de paléo-lac.

Par ailleurs, d'autres phénomènes se superposent à la surrection tectonique, induisant des remontées rapides et importantes (de l'ordre de 50 m) du niveau du lac. Ces remontées seraient contrôlées par l'édification de barrages naturels dans la gorge de l'exutoire lors de glissement de terrain de débris-flow ou lors de la jonction de cônes alluviaux. Ces barrages auraient cependant un caractère relativement temporaire.

Conclusion :

En conclusion nous souhaitons souligner les points suivants :

- Les coquilles de gastéropodes contiennent un message isotopique riche mais complexe. Pour le décrypter, l'analyse du système actuel a montré qu'il était indispensable de la combiner à une étude sédimentologique détaillée.
- Notre étude a permis de préciser les conditions paléo-climatiques suivantes :
  - L'augmentation de l'intensité de la mousson aux environs de 6-7 Ma est caractérisée par des précipitations surtout localisées dans la partie basse de la chaîne himalayenne. Cette évolution est progressive, entre 7 et 5 Ma. Cette évolution climatique s'accompagne d'une évolution du couvert végétal avec des plantes en C_4 qui gagnent progressivement en altitude.
  - Le régime des précipitations durant les phases froides de la période quaternaire est caractérisé par une diminution des pluies d'été.
- Du point du vue paléo-géographie notre étude a montré que :
  - Les drains majeurs de l'Himalaya, comme la rivière Karnali, existent depuis plus de 10 Ma, avec une extension importante de leur bassin versant dans la haute chaîne.
  - Pour les drains moins importants, leur évolution est plus complexe, avec possiblement des réductions ou des accroissements de l'extension de leur bassin versant. En effet, dans un contexte montagneux et de tectonique active, comme celui de l'Himalaya, des captures ou des barrages tectoniques peuvent être envisagés. Ainsi, la diminution de la teneur en $\delta^{18}O$ à ~7 Ma sur la coupe Suraï pourrait éventuellement s'expliquer par une réduction de la taille de son bassin versant.
  - L'évolution des lacs intra-montagneux est gouvernée à long terme par la tectonique, à moyen terme par les glissements et débris-flow, et à court-terme par des événements sismiques.

Bibliographie

Bibliographie :

Appel, E., Rosler, W. & Corvinus, G., 1991. Magnetostratigraphy of the Miocene-Pleistocene Surai Khola Siwaliks in West Nepal. *Geophy. J. Int.,* v. **105**, p. 191-198.

Arita, K., Hayashi, D. & Yoshida, M., 1982. Geology and structure of the Pokhara-Piuthan area, central Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc. Spec. Pub*., v. **2**, p. 5-29.

Aucour, A.M., Sheppard, S.M.F. & Savoye, R., 2003. $\delta^{13}C$ of fluvial mollusk shells (Rhône River): A proxy for dissolved inorganic carbon? *Limnol. Oceanogr.*, v. **48**, p. 2186-2193.

Auden, J. B., 1935. Traverses in the Himalaya. *Rec. Geol. Surv. India*, v. **69** (2), p. 123-167.

Auden, J.B., 1939. The Bihar-Nepal earthquake of 1934. *Memoir of the Geological Survey of India*, v. **73**.

Avouac, J.P., 2003. Mountain Building, Erosion, and the Seismic Cycle in the Nepal Himalaya. *Advances in Geophysics*, v. **46**, pp. 1-80.

Barnd, J., Johnson, N.M. & Johnson, G.D., 1978. The magnetic polarity stratigraphy and age of Siwalik Group near Dhok Patan village, Potwar Plateau, Pakistan. *Earth and Planet. Sc. Let.*, v. **41**, p. 355-364.

Baud, E., Gaetani, M., Garzanti, E., Fois, E., Nicora, A. & Tintori, A., 1984. Geological observations in southeastern Zanskar and adjacent Lahul area (Northwestern Himalaya). *Eclogae Geol. Helv*., v. **77**, p. 171-197.

Benn, D.I. & Owen, L.A., 1998. The role of the Indian summer monsoon and the mid-latitude westerlies in Himalayan glaciation: review and speculative discussion. *Jour. Geol. Soc., London*, v. **155**, p. 353-363.

Bilham, R., 1995. Location and magnitude of the 1833 Nepal earthquake and its relation to the rupture zones of contiguous great Himalayan earthquakes. *Current Science*, v. **69**, p. 101-128.

Blisniuk, P.M., Hadeer, B.R., Glodny, J., Ratschbacher, L., Bi, S., Wu, Z., McWilliams, M.O., & Calvert, A., 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, v. **412**, p. 628-632.

Boesch, H., 1968. Das Kathmandu Valley, Beiträge zur Morphologie von Nepal. *Geographica Helv.*, v. **23**, p. 172-179.

Boesch, H., 1974. Untersuchungen zur Morphogenese im Kathmandu Valley. *Geographica Helv.*, v. **29**, p. 15-26.

Bordet, P., 1956. La structure géologique du Népal oriental. *Bull. Soc. Belge de Géol. Pal. Hydr.*, v. **65**, p. 282-290.

Bordet, P., Cavet, J. & Pillet, J., 1959. Sur l'existence d'une faune d'âge silurien dans la région de Kathmandu (Himalaya du Népal). *Comptes rendus des séances de l'Academie des Sciences Paris*, Série D, v. **248**, p. 1547-1549.

Bordet, P., 1961. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Région du Makalu. CNRS (ed.), Paris. 275 p.

Bordet, P., Colchen, M. & Le Fort, P., 1972. Some features of geology of the Annapurna range (Nepal Himalaya*). Him. Geol.*, v. **2**, p. 537-563.

Bordet, P., Colchen, M. & Le Fort, P., 1975. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Région du Nyi-Shang. CNRS (ed.), Paris. 138 p.

Bruca, R.C. & Brusca, G.J., 2003, Invertebrates. 2ème éditions, Sinaur Associates, Sunderland USA, 936 p.

Burchfiel, B. C., Chen, Z., Hodges, K. V., Liu, Y., Royden, L. H., Deng, C. & Xu, J., 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, v. **269**, p. 1-41.

Burg, J. P. & Chen, G. M., 1984. Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, v. **311**, p. 219-223.

Caby, R., Pêcher, A. & Le Fort, P., 1983. Le grand chevauchement central himalayen : nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, v. **24**, p. 89-100.

Cande, S.C. & Kent, D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. geophys. Res.*, v. **100**, p. 6093-6095.

Cerling, T.E., Wang, Y. & Quade, J., 1993. Expansion of C_4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, v. **361**, p. 344-345.

Chalaron, E., 1994. Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier Grenoble, 132 p.

Chen, K. & Bowler, J.M., 1986. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Quidam basin, Qinghai Province, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **54**, p. 87-104.

Chitrakar, G.R., and Pandey, M.R., 1986. Historical earthquakes of Nepal. *Bulletin of the Geological Society of Nepal*, v. **4**, p. 7-8.

Clemens, S., Prell, W., Murray, D., Shimmield, G. & Weedon, G., 1991. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, v. **353**, p. 720-725.

Colchen, M., Le Fort, P. & Pêcher, A., 1980. Carte géologique au 1 :200,000 de la région Annapurnas-Manaslu-Ganesh, Himalaya du Népal. CNRS (ed.), Paris.

Colchen, M., Le Fort, P. & Pêcher, A., 1986. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Annapurna, Manaslu, Ganesh. CNRS (ed.), Paris, 136 p.

Coleman, J.M. & Gagliano, S.M., 1965. Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain. In: Middleton, G.V. (ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ.*, v. **12**, p. 133-148.

Coleman, J.M., 1966. Ecological changes in a massive freshwater clay sequence. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc*., v. **16**, p. 159-174.

Corvinus, G. & Sharma, J.L., 1984. A vertebrate fossil find in the Kathmandu Valley. *Ancient Nepal*, v. **82**, p. 27-30.

Corvinus, G., 1988. The mio-plio-pleistocene Litho- and Biostratigraphy of the Surai Khola Siwaliks in West-Nepal : first results. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **306**, II, p. 1471-1477.

Debelmas J. & Mascle G. 1991. Les grandes structures géologiques, 4ème éd. Dunod 2001, 299 p.

DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., & Ojha, T.P., 1998. Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal. *Tectonics*, v. **15**, p. 741-765.

Delcaillau, B., 1986a. Dyanamique et évolution géomorphostructurale du piémont frontale de l'Himalaya : les Siwalik du Népal oriental. *Rev. Geog. Phys. Géol. Dyn*., v. **27**, Fasc. 5, p. 319-337.

Delcaillau, B., 1986b. Evolution géomorphostructurale d'unpiémont frontale de chaïne de collision intracontinentale : les Siwalik du Nepal oriental. Thèse Toulouse le Mirail, 435 p.

Delcaillau B., Hérail, G. & Mascle, G.H., 1987. Evolution geomorphostructurale de chevauchements actifs: le cas des chevauchements intra-Siwalik du Népal Central. Zeits für Geomorph. Nue Forsch, v. **31**, p. 339-360.

Delcaillau, B., 1992. Les Siwalik de l'Himalaya du Népal oriental : fonctionnement et évolution d'un piémont. CNRS (ed.), Paris. 205 p.

Delcaillau, B., 1997. Les fronts de chaînes actives, genèse des reliefs et relations tectonique-érosion-sédimentation. Habilitation à diriger des recherches, Université de Caen, 337 p.

Delcaillau, B., Herail, G. & Mascle, G., 1987. Evolution géomorphostructrale de fronts de chevauchements intra-Siwaliks du Népal central. *Z. Geomorph*. N. F., v. **31** (3), p. 339-360.

Deniel, C., 1985. Apport des isotopes du Sr, du Nd et du Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du Manaslu (Himalaya, Népal). Thèse Clermont-Ferrand, 151 p.

Dettman, D.L., Reische, A.K. & Lohamann, C.K., 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalve (unionidae). *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **63**, p. 1049-1057.

Dettman, D.L., Kohn, M.J., Quade, J., Ryerson, F.J., Ojha, T.P. & Hamidullah, S., 2001. Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian Monsoon throughout the last 10.7Ma. *Geology*, v. **29**, p. 31-34.

Dhital, M. R., Gajurel, A. P., Pathak, D., Paudel, L. P. & Kizaki, K., 1995. Geology and structure of the Siwaliks and Lesser Himalaya in Surai Khola-Bardanda area, Mid Western Nepal. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ. Kathmandu, Nepal*, v. **4,** p. 1-70.

DHM, 2002. Precipitation Records of Nepal. His Majesty's Government of Nepal, Ministry of Water Resources, Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu, Nepal.

Dhoundial, E.P., 1966. Investigation of lignite deposits in Kathmandu Valley, Nepal. *Geological Survey of India*, report, 34 p.

Dill, H.G., Kharel, B.D., Singh, V.K., Piya, B., Busch, K., & Geyh, M., 2001. Sedimentology and paleogeographic evolution of the intermontane Kathmandu basin, Nepal, during the Pliocene and Quaternary, Implications for formation of deposits of economic interest. *Jour. of Asian Earth Sciences*, v. **19** (6), p. 777-804.

Ding, Z., Liu, T., Rutter, N.W., Yu, Z., Guo, Z. & Zhu, R., 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years. *Quaternary Research*, v. **44**, p. 149-159.

Dongol, G.M.S., 1985. Geology of the Kathmandu fluvial lacustrine sediments in the light of new vertibrate fossil occurrences. *Jour. Nepal. Geol. Soc*., v. **3**, p. 43-57.

Epstein S., Buchsbaum H. A., Lowenstam H. & Urey H. C. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull*., v. **64**, p. 1315–1326.

Fluteau, F., Ramstein, G. & Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journ. Geoph. Res.*, v. **104** (D10), p. 11,995-12,018.

Fort, M., 1982. Etude géomorphologique d'une chaîne de collision intracontinentale (Himalaya du Népal, transversale des Annapurna), Thèse d'état.

France-Lanord, C., Derry, L. & Michard, A., 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene time : isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal fan. In: P.J. Treloar et M. Searle (eds.), Himalayan tectonics. *Geol. Soc (London), sp. Pub*., v. **74**, p. 603-621.

France-Lanord, C. & Derry, L.A., 1994. $\delta^{13}C$ of organic carbon in Bengal fan: source evolution and transport of C_3 and C_4 plant carbon to marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **58**, p. 4809-4814.

France-Lanord, C. & Métivier, F., 2002. Le message sédimentaire : un enregistrement des relations entre surrection, érosion et climat. In : J.P. Avouac et P. De Wever (eds.), Himalaya-Tibet : Le choc des continents. CNRS et Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, p. 114-122.

Franz, V.H. & Kral, F., 1975. Pollen analyse und Radiokarbondatierung einiger Proben aus dem Kathmandu becken und aus dem Raum von Jumla in West Nepal. *Oesterr. Akademie der Wiss., math.-natw. Klasse, Sitzungberichte*, v. **184** (I), p. 9-17.

Freeman, K.H. & Colarusso, L.A., 2001. Molecular and isotopic records of C_4 grassland expansion in the late Miocene. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **65** (9), p. 1439-1454.

Fritz, P. & Poplawski, S., 1974. ^{18}O and ^{13}C in the shells of freshwater mollusks and their environment. *Earth Planet. Sci. Lett*., v. **24**, p. 91–98.

Fuchs, G. R. & Frank, W. C., 1970. The geology of west Nepal between the rivers Kaligandaki and Thulo Bheri. *Jahrb. Geol. B. A.*, v**. 1**. p. 68-97.

Fuji, R. & Sakai, H., 2001. Palynological study of the drilled sediments from the Kathmandu Basin and its palaeoclimatic and sedimentological significance. *Journal of Nepal Geological Society*, v. **25**, p. 53-61.

Fuji, R. & Sakai, H., 2002a. Paleoclimatic changes during the last 2.5 myr recorded in the Kathmandu Basin, Central Nepal Himalayas. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. **20**, p. 255-266.

Fuji, R. & Sakai, H., 2002b. Paleoclimatic changes during late pleistocene recorded in the Kathmandu Basin sediments. *Abstract volume,* 17th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, India, p. 14.

Gajurel, A.P., 1998. Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépôts du bassin de Kathmandou. DEA, Université Joseph Fourier, Grenoble, 30 p.

Gajurel, A.P., Huyghe, P., France-Lanord, C. Mugnier, J.L., Upreti, B.N. & Le Fort, P., 1998. Seismites in the Kathmandu basin, Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*, v. **18**, p. 125-134.

Gajurel, A.P., Huyghe, P., Upreti, B.N. & Mugnier, J.L., 2000. Palaeoeismicity in the Koteswor area of the Kathmandu Valley, Nepal, inferred from the soft sediment deformational structures. *Jour. Nepal Geol. Soc*, v. **22**, p. 547-556.

Gajurel, A.P., France-Lanord, C., Huyghe, P., Guilmette, C. & Gurung, D., 2006. C and O isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from Himalaya and Ganga plain. *Chem. Geol*., v. **233**, p. 156-183.

Galy, A., Etude géochimique de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne, 1999, PhD thesis, Institu National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 475 p.

Galy, A. & France-Lanord, C., 1999. Weathering processes of the in the Ganges-Brahmaputra basin and the reverine alkalinity budget. *Chem. Geol*., v. **159**, p. 31-60.

Gansser, A., 1964. Geology of the Himalaya. Wiley-Interscience, London. 289 p.

Gautam, P., & Appel, E., 1994. Magnetic polarity stratigraphy of Siwalik Group sediments of Tinau khola section in west central Nepal, revisited. *Geoph. Journal Int*., v. **17**, p. 223-234

Gautam, P. & Rossler, W., 1999. Depositional chronology and fabric of Siwalik group sediments in Central Nepal from Magnetostratigraphy and magnetic anisotropy. *Journ. Asian Earth Sci*., v. **17**, p. 659-682.

Gautam, P. & Fujiwara, Y., 2000. Magnetic polarity stratigraphy of Siwalik Group sediments of Karnali River section in western Nepal. *Geoph. Journal Int*., v. **142**, p. 812-824.

Gautam, P., Hosoi, A., Sakai, T. & Arita, K., 2001. Magnetostratigraphic evidence for the occurrence of pre-Brunhes (>780 kyr) sediments in the northwestern part of the Kathmandu Valley, Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p. 99-109.

Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. *Mon. U.S. Geol. Survey*, v. **1**, 438 p.

Glennie, K.W. & Ziegler, M.W., 1964. The Siwalik formation in Nepal. *22nd International Geological Congress: Delhi*, p. 82-95.

Grossman E. L. & Ku T. L. 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. *Chem. Geol*., v. **59**, pp. 59–74.

Gupta, A.K., Singh, R.K., Joseph, S. & Thomas, E., 2004. Indian Ocean high-productivity event (10-8 Ma): Linked to global cooling or to the initiation of the Indian monsoons ? *Geology*, v. **32** (9), p. 753-756.

Gurung, D., 1998. Freshwater molluscs from the Late Neogene Siwalik group, Surai Khola, western Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **17**, p. 7-28.

Gurung, D., Takayasu, K. & Matsuoka, K., 1997. Middle Miocene-Pliocene freshwater gastropodes of the Churia Group, west-central Nepal. *Paleontological Research*, v. **1** (3), p. 166-179.

Gurung, D. & Kobayashi, I., 1998. Shell microstructure of the Late Miocene freshwater unionid Parreysia binaiensis (Mollusca : Bivalvia) from Nepal. *Science reports of Niigata University Series E (Geology)*, No. **13**, p. 43-54.

Gurung, D., Takayasu, K. & Nesemann, H., 2001. Priliminary study of fossil freshwater molluscs from the Plio-Pleistocene Kathmandu Basin sediments, central Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p.81-88.

Hagen, T., 1951. Preliminary note on the geological structure of Central Nepal. *Verhandl. Schweiz. Naturf. Gessell*., Bd. **86**, Hf. 1. Zürich, 185 p.

Hagen, T., 1969. Report on the Geological Survey of Nepal. V. 1, Preliminary reconnaissance. *Denksch. Schweiz. Natur. Gesellschaft, , Zurich*, v. **86**, 185 p.

Harrison, T.M., Copeland, P., Hall, S.A., Quade, J., Burner, S., Ojha, T.P. & Kidd, W.S.F., 1993. Isotopic preservation of Himalayan/Tibet uplift, denudation, and climatic histories of two molasse deposits. *Journ. Geol.*, v. **101**, p. 159-177.

Hashimoto, S., Ohta, Y. & Akiba, C., 1973. Geology of the Nepal Himalaya. Sapporo (Japan), Saikon Publ. Co. 286 p.

Heim, A. & Gansser, A., 1939. Central Himalaya: Geological observations of the Swiss expedition 1936, 245 p.

Heikoop, J.M., Dunn, J.J., Risk, M.J., Schwarch, H.P., McConnaughey,T.A. & Sandeman, I.M., 2000. Separation of kinetic and metabolic isotope effects in carbon-13 records preserved in reef coral skeletons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64 (6), p. 975-987.

Hérail, G., & Mascle, G., 1980. Les Siwaliks du Népal central: structure et géomorphologie d'un piémont en cours de déformation. *Bull. Ass. Géog. Fr*., v. **471**, p. 259-267.

Herren, E., 1987. Zanskar shear zone : northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, v. **15**, p. 409-413.

Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, V.H. & Sébrier, M., 1997.Holocene liquefaction and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): a paleoseismic history recorded in lacustrine. *J. Geodynomics*, v. **24.** Nos 14, p. 259-280.

Hisatomi, K. & Tanaka, S., 1994. Climatic and enviornmental changes at 9 and 7.5 Ma in the Churia (Siwalik) group, west central Nepal. *Him. Geol., Dehra Dun, India*, v. **15**, p. 161-180.

Hoefs, J., 1997. Stable isotope geochemistry. Pub. Springer, 201 p.

Hoorn, C., Ohja, T. & Quade, J., 2000. Palynological evidence for vegetation development and climatic change in the Sub-Himalayan Zone (Neogene, Central Nepal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **163**, p. 133–161.

Husson, L. & Mugnier, J.L., 2003. Thee-dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and stress field of the Baisahi anticline, Western Nepal. *Journ. Struct. Geol*., v. **25**, p. 79-90.

Huyghe, P., Galy, A., Mugnier, J.L. & France-Lanord, C., 2001. Propogation of the thrust system and erosion in the Lesser Himalaya : Geochemical and sedimentological evidence. *Geology*, v. **29** (11), p. 1007-1010.

Huyghe, P., Mugnier, J.L., Gajurel, A.P. & Delcaillau, B., 2005. Sedimentological analysis of the Karnali River section (Siwaliks of Western Nepal): implication for the Upper Miocene evolution of the Himalayan belt and climate. *The Island Arc*, v. **14**, p. 311-327.

Itihara, M., Shibasaki, T. & Miyamoto, N., 1972. Photogeological survey of the Siwalik Range and the Terai plain, Southeastern Nepal. *J. Geosci. Osaka*, v. **15**, p. 77-98.

Johnson, G.D., Johnson, N.M., Opdyke, N.D., Summers, D.M., Frost, C.D. & Tahirkheli, R.A.K., 1982. The occurrence and fission track ages of late Neogene and Quaternary volcanic sediments, Siwalik Group, Northern Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* v. **37**, p. 63-93.

Joussaume, S.: Taylor, K. E.; Braconnot, P.; Mitchell, J. F. B.; Kutzbach, J. E.; Harrison, S. P.; Prentice, I. C.; Broccoli, A. J.; Abe-Ouchi, A.; Bartlein, P. J.; Bonfils, C.; Dong, B.; Guiot, J.; Herterich, K.; Hewitt, C. D.; Jolly, D.; Kim, J. W.; Kislov, A.; Kitoh, A.; Loutre, M. F.; Masson, V.; McAvaney, B.; McFarlane, N.; de Noblet, N.; Peltier, W. R.; Peterschmitt, J. Y.; Pollard, D.; Rind, D.; Royer, J. F.; Schlesinger, M. E.; Syktus, J.; Thompson, S., 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, **26**, 859-862.

Katel, T.P., Upreti, B.N. & Pokharel, G.S., 1996. Engineering properties of fine grained soils of Kathmandu valley, Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **14**, p. 121-138.

Kharel, B.D., Piya, B., Singh, V.K., Shrestha, N.R. Khadka, M.S., Bhandari, R. & Muenstermann, D., 1998. Hydrogeological conditions and potential barrier sediments in Kathmandu Valley (with attachments). *GTZ-Office*, Kathmandu, 62 p.

Kim S. T. & O'Neil J. R., 1997. Equilibrium and nonequilirium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **61**, pp. 3461–3475.

Kroon, D., Steens, T., & Troelstra, S.R., 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabean Sea as revealed by planktonic foraminifers. In: W.L. Prell, Niitsuma N. (eds.), *Prodeedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, v. **117**, p. 257-263.

Krummenacher, D., Basett, A. M., Kingery, F. A. & Layne, H. F., 1978. Petrology, magmatism and K/Ar age determination in eastern Nepal. In: P. S. Saklani (ed.), *Tectonic geology of the Himalaya*. Today and Tomorrow's print and Publication, New Delhi, p. 151-166.

Lavé, J. & Avouac, J.P., 2000. Active faulting of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, v.**105**, p. 5735-5570.

Le Fort, P., 1975. Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sci*., v. **275A**, p. 1-44.

Lécuyer, C., Reynard, B. & Martineau, F., 2004. Stable isotope fractionation between mollusc shells and marine waters from Martinique Island. *Chem. Geol*., v. **213** (4), p. 293-305.

Leturmy, P., 1997. Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchements : modélisations et exemples du front Andin et des Siwalik (Himalaya) à l'Holocène. Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble. 235 p.

Lombard, A., 1953. Les racines des nappes de Kathmandu dans le Népal oriental et les nappes de Khumbu. *Arch. Sci. Géneve*, v. **6**, p. 46-49.

Lombard, A. 1958. Un itinéraire géologique dans l'Est du Népal (Massif du Mont Everest). *Mém. Soc. Helv. Nat*., T. **82,** 107 p.

Mascle, G. & Hérail, G., 1982. Les Siwalik : le prisme d'accrétion tectonique associé à la subduction intracontinentale himalayenne. *Géol. Alpine*, v. **58**, p. 95-103.

Mascle, G., Delcaillau, B. & Hérail, G., 1990. La formation de l'Himalaya. *La Recherche*, v. **217**, p. 30-39.

McConnaughey, T., 1989a. ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium biological carbonates: I. Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **53**, p. 151-162.

McConnaughey, T. 1989b. ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: II. In vitro simulation of kinetic isotope effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **53**, pp. 163–171.

McCrea J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys*., v. **18**, p. 849-857.

Medlicott, H.B., 1875**.** Note on the Geology of Nepal. *Records of the Geological Survey of India*. v. **8**, p. 93-101.

Mial, A.D., 1996. Geology of fluvial deposit: Sedimentary facies, Basin analysis and Petroleum Geology. Springer (Ed.), 575 p.

Molnar, P., and Pandey, M.R., 1989. Rupture zones of great earthquakes of the Himalayan region. *Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Science)*, v. **98** (1), p. 61-70.

Molnar, P. & England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg? *Nature*, v. **346**, p. 29-41.

Moribayashi, S. & Maruo, Y., 1980. Basement topography of the Kathmandu valley, Nepal - and application of gravitational methods to the survey of a tectonic basin in the Himalayas: *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, v. **21**, p. 30-37.

Mugnier, J. L., Mascle, G. & Faucher, T., 1991. The structures of the Frontal Thrust belt of Himalaya (Siwalik of western Nepal). *Him. Geol*., Dehra Dun, India, v. **15**, p. 245-262

Mugnier, J. L., Mascle, G. & Faucher, T., 1992. La structure des Siwaliks de l'Ouest Népal : un prisme d'accrétion intracontinentale. *Bull. Soc. Geol. Fr*., v. **163**, p. 585-595.

Mugnier, J. L., Huyghe, P., Chalaron, E. & Mascle, G., 1994. Recent movements along the Main Boundary Thrust of the Himalayas : normal faulting in an over-critical thrust wedge? *Tectonophys*., v. **238**, p. 199-215.

Mugnier J.L., 2001, A quantification of Thrust tectonics, in P. Huyghe ed. "Tectonic and Sedimentation in compressive setting : methods and field examples", European short course, Barcelone, 2001, 10 p.

Mugnier, J.L., Huyghe, P., Leturmy, P., Jouanne, F., 2003. Episodicity and rates of thrust sheet motion in Himalaya (Western Nepal). In: K.R. Mc Clay (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. *AAPG Memoir*, v. **82**, pp. 1–25.

Mugnier, J.L., Huyghe, P., Jouanne, F. & Leturmy, P., 2004. Episodicity rates of thrust sheet motion in the Himalayas (western Nepal). In: K.R. McClay (ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems. *AAPG Memoir*, v. **82**, p. 91-114.

Munthe, J., Dongol, B., Hutchison, J. H., Kean, W. F., Munthe, K. & West, R. M., 1983. New fossil discoveries from the Miocene of Nepal include a hominoid. *Nature*, v. **303**, p. 331-333.

Nakayama, K., & Ulak, P., 1999. Evolution of fluvial style in the Siwaliks Group in the foothills of the Nepal Himalaya. *Sedimentary Geology*, v. **125,** p. 205-224.

O'Neil, J.R., Clayton, R.N. & Mayeda, T.K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys*., v. **51**, p. 5547-5558.

Opdyke, N.D., Lindsay, E., Johnson, G.D., Johnson, N., Tahirkheli, R.A.K., Mirza, M.A., 1979. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate palaeontology of the Upper Siwalik Subgroup of Northern Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **27**, p. 1–34.

Ori, G.G. & Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried on active thrust sheets. *Geology*, v. **12**, p. 475-478.

Pachur, H.-J., Wunnemann, B., Linyuan, Z., Huchai, Z. & Yuzheng, M.A., 1994. Floodplain sediments on the divide between Huang He and Chang Jiang in Northwestern China. *GeoJournal*, v. **34**, p. 97-106.

Paudayal, K.N. & Ferguson, D.K., 2004. Pleistocene palynology of Nepal. *Quaternary International*, v. **117**, p. 69-79.

Pêcher, A., 1978. Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement : Exemple du grand chevauchement central Himalayen (MCT) Thèse d'Etat, Univ. Grenoble, France. 354 p.

Pêcher, A., 1991. The contact between the Higher Himalayan Crystallines and the Tibetan Sedimentary Series: Miocene large scale dextral shearing. *Tectonics*, v. **10**, p. 587-598.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappelaz, J., Davis, M., Delaygue, M., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, C., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, v. **399**, p. 429– 436.

Quade, J., Cerling, T.E. & Bowman, J.R., 1989. Development of the Asian monsoon revealed by marked ecologic shift in the latest Miocene of northern Pakistan. *Nature*, v. **342**, p. 163-166.

Quade, J., Cerlinga, T.E., Barry, J.C., Morgan, M.E., Pilbeam, D.R., Chivas, A.R., Lee-Thorp, J.A. & van der Merwe, N.J., 1992. A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. *Chemical Geology*, v. **94**, p. 183-192.

Quade, J., Cater, J.M.L., Ojha, T.P., Adam, J., & Harrison, T.M., 1995. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosoils. *Geol. Soc. America Bull.*, v. **107**, p. 1381-1397.

Quitmeyer, R.C. & Jacob, K.H., 1979. Historical and modern seismicity of Pakistan, Afghanistan, Northwestern India, and Southeastern Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. **69**, p. 773–823.

Rai, S.M., Le Fort, P. & Upreti, B.N., 1997. Geology, structure and metamorphism in Kathmandu and Gosainkund regions, central Nepal. Abstract. *Jour. Nepal Geol. Soc.*, v. **16**, p. 20-22.

Rai, S.M., 1998. Les nappe de Kathmandou et Gosaikund, Himalaya du Népal central (étude cartographique, structurale, métamorphique, géochimique et radiochonologique). Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 244 p.

Rai, S.M., Guillot, S., Le Fort, P. & Upreti, B.N., 1998. Pressure-temperature evolution in the Kathmandu and Gosaikund regions, Central Nepal. *Jour. Asian Earth Sci.*, v. **16** (2-3), p. 283-298.

Ramstein G., Fluteau, F., Besse, J., & Joussaume, S., 1997. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, v. **386**, p. 788-795.

Rémy, J. M., 1972. Résultats de l'étude géologique de l'Ouest du Népal. Les séries népalaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **275** (21), p. 2299-2302.

Rana, B. J.B., 1935. Nepal Ko Maha Bhukampa. Jorganesh press.

Ren, X., 1981. Vegetation changes in the past and the uplift of Qinghai-Xizang plateau. In: B. Gordon (ed.), Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau. Science Press, Beijing, p. 139-144.

Sah, R. B., Ulak, P., Gajurel, A. P. & Rimal, L. N., 1991. Lithostratigraphy of Siwalik sediments of Amlekhganj-Hetauda area, Sub-Himalaya of Nepal. *Him. Geol.*, Dehra Dun, India, v. **15**, p. 37-48.

Sah, R.B, Kirchner, M., Schauderna, H. & Schleich, H.H., 1991. Diatomites and their fossiles from Kathmandu Valley, central Nepal. *Münchner Geowiss. Abh.*, (A) **19**, p. 57-64.

Saijo, K., Kimora, K., Dongol, G., Komatsubara, T. & Yagi, H., 1995. Active Faults in South western Kathmandu basin, Central Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc.*, v. **11** (sp. Issue), p. 217-224.

Sakai, H., 1985. Geology of the Kali Gandaki Supergroup of the Lesser Himalayas in Nepal. *Fac. Sci. Kyushu Univ. Japan*, v. **25** (3), p. 337-397.

Sakai, H., 2001a. The Kathmandu Basin: an archive of Himalayan uplift and past monsoon climate. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p.1-7.

Sakai, H., 2001b. Danuwargaun Fault as a trigger for draining of the Palaeo-Kathmandu Lake, central Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p.89-92.

Sakai, H., 2001c. Stratigraphic division and sedimentary facies of the Kathmandu Basin Group, central Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p.19-32.

Sakai, H., Fujii, R., Kunwahara, Y., Upreti, B.N. & Shrestha, S.D., 2001. Core drilling of the basin-fill sediments in the Kathmandu valley for palaeo climatic study, preliminary results. *Jour. Nepal geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p. 19-32.

Sakai, H., Fujii, R. & Kunwahara, Y., 2002. Changes in the depositional system of the Paleo-Kathmandu Lake caused by uplift of the Nepal Lesser Himalayas. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. **20**, p. 267-276.

Sakai, H. & Members of Paleo-Kathmandu Lake Drilling Project, 2004. Middle to late Pleistocene climatic and depositional environmental changes recorded in the drilled core of lacustrine sediments in the Kathmandu Valley, central Nepal. *Himalayan Journal of Sciences*, v. **2** Issue 4 (Special Issue), p. 240-241.

Sakai, T., Gajurel, A.P., Tabata. H. & Upreti, B.N., 2001. Small-amplitude lake-level fluctuations recorded in aggrading deltaic deposits of the Upper Pleistocene Thimi and Gokarna Formations, Kathmandu Valley, Nepal. *Jour. Nepal geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p. 43-51.

Sakai, T. & Tabata, H., 2001. Spatial facies change of the lacustrine delta deposits in the Gokarna Formation, Kathmandu Valley. In: Sakai, H. et Sakai, T. (eds.) Paleo-Kathmandu Lake field excursion guide, p. 22-42.

Sakai, T., Takagawa, T., Gajurel, A.P., Tabata. H., O'I N. & Upreti, B.N., 2006. Discovery of sediment indicating rapid lake-level fall in the late Pleistocene Gokarna Formation, Kathmandu Valley, Nepal: implication for terrace formation. *The Quaternary Research, v*. **45(2)**, p. 99-112.

Sawamura, F., 2001. Sedimentary facies changes recorded in the Ploi-Pleistocene Kathmandu Basin Group in the southern part of the Kathmandu Valley, Nepal. *Jour. Nepal geol. Soc*., v. **25** (sp. Issue), p. 33-42.

Sharma, C.K., 1973. Geology of Nepal. Pub. Mani Ram Sharma, Kathmandu, 189 p.

Sanyal, P., Bhattacharya, S.K., Kumar, R., Ghosh, S.K. & Sangode, S.J., 2004. Mio–Pliocene monsoonal record from Himalayan foreland basin (Indian Siwalik) and its

relation to vegetational change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **205**, p. 23– 41.

Schelling, D. & Arita, K., 1991. Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya. *Tectonic*s, v. **10** (5), p. 851-862.

Shrestha, O.M., Koirala, A., Karmacharya, S.L., Pradhanaga, U.B., Pradhan, R., & Karmacharya, R., 1998. Engineering and environmental geological map of Kathmandu Valley (1:50,000). Dept. Mines and Geology, HMG Nepal.

Smith, B.N. & Epstein, S., 1971. Two categories of $^{13}C/^{12}C$ for higher plants. *Plant Physiol*., v. **47**, p. 380-384.

Stöcklin, J., 1980. Geology of the Nepal and its regional frame. *J. Geol. Soc. London*., v. **137**, p. 1-34.

Stuiver, M., and P.J. Reimer, 1993, Extended C14 data base and revised CALIB 3.0 C14 age calibration program: Radiocarbon, 35, p. 215-230.

Swart, P.K., 1983. Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: A review. *Earth Sci. Rev*., v. **19**, p. 51-80.

Takayasu, K., 1992. Paleoenvironmental aspects of the fresh water molluscs from the Siwalik group in Arung khola area, west central Nepal. *Bulletin of the Department of Geology, Tribhuvan University, Kathmandu*, v. **2**, p. 107-115.

Takayasu, K., Gurung, D. & Matsuoka, K., 1995. Some new species of freshwater bivalves from the Mio-Pliocene Churia Group, west-central Nepal. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., No. **176**, p. 157-168.

Talbot, M.R. & Kelts, K., 1990. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. Lacustrine Basin Exploration-Case Studies and Modern Analogs. *AAPG Memoir*, v. **50**, p. 99-112.

Tanaka, S., 1991. Palaeosols in the Churia (Siwaliks) group, west central Nepal. *Him. Geol.*, Dehra Dun, India, v. **15**, p. 181-20.

Tapponnier, P., Yu, Z., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G. & Yang, J., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, v. **294**, p. 1671-1677.

Tarutani T., Clayton R. N. & Mayade T. K., 1969. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **33**, pp. 987–996.

Thapa, G.S., 1977. Investigation of Gas occurrences in the Kathmandu Valley. Department of Mines and Geology, report, Kathmandu, Nepal.

Tokuoka, T., Takyasu, K., Yoshida, M. & Hisatomi, K., 1986. The Churia (Siwalik) Group of the Arung khola area, West central Nepal. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ. Japan*, v. **20**, p. 135-210.

Tokuoka, T., Takyasu, K., Hisatomi, K., Yamasaki, H., Tanaka, S., Konomatsu, M., Sah, R. B. & Rai, S. M., 1990. Stratigraphy and geologic structures of the Churia (Siwalik) Group in the Tinau khola-Binai khola, West Central Nepal. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ. Japan*, v. **24**, p. 71-88.

Tokuoka, T., Takyasu, K., Hisatomi, K., Tanaka, S., Yamasaki, H. & Konomatsu, M., 1991. The Churia (Siwalik) group in West Central Nepal. *Him. Geol*., Dehra Dun, India, v. **15**, p. 23-36.

Tuladhar, R.M., 1982. A note to the lignite occurence in Lukundol, Kathmandu. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **2**, p. 47-51.

Upreti, B. N. & Merh, S. S., 1978. Geology of the area around Bhoksing-Sirkang section of the Kali Gandaki valley in Central West Nepal. *Him. Geol*., v. **8** (II), p. 797-812.

Upreti, B.N. & Le Fort, P., 1999. Lesser Himalayan crystalline nappes of Nepal: problem of their origin. In: Macfarlane, A., Quade, J. et Sorkhabi, R., (eds.), *Geological Society of America*, Special paper, v. **328**, p. 225-238.

Usdowski E., Michaelis J., Boettcher M. E. & Hoefs J., 1991. Factors for the oxygen isotope equilibrium fractionation between aqueous and gaseous CO_2, carbonic acid, bicarbonate, carbonate, and water (19°C). *J. Phys. Chem*., v. **170**, p. 237–249.

Valdiya, K.S., 1986. Correlation of Lesser Himalayan formations of Nepal and Kumaon. In : P. Le Fort, M. Colchen & C. Montenat, (eds.), Évolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie). *Sciences de la Terre*, Nancy, v. **47**, p. 361-383.

Vidal, P., Le Fort, P. & Pêcher, A., 1987. Les gneiss oeillés d'Ulleri : un épisode magmatique précambrien dans le Moyen Pays du Népal Central. *Abs., Séminaire Himalaya-Karakorum, Nancy-CRPG*, p. 13-15.

Vishnu-Mittre & Sharma, C., 1984. Vegetation and climate during the last glaciation in the Kathmandu Valley, Nepal. *Pollen et Spores*, v. **26** (1), p. 69-94.

Wefer, G. & Berger, W.H., 1991. Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, v. **100**, p. 207-248.

Walker, R.G., 1984. Facies models. 2nd edition Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 150 p.

Walker, R.G. & James, N.P., 1992. Facies model; response to sea level change. Geological Association of Canada, 180 p.

Wei, K. & Gasse, F., 1999. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. Quaternary Science Reviews, v. **18**, p. 1315-1334.

Wescott, W. A. & Ethridge, F.G., 1990. Fan deltas- alluvial fans in coastal settings. In: A.H. Rachocki & M. Church (eds.), Alluvial Fans: a field Approach. Wiley, p. 195-211.

West, R. M. & Munthe, J., 1981. Neogene vertebrate paleontotlogy and stratigraphy of Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **1** (1), p. 1-14.

West, R.M., Dongol, G.M.S, Munthe, J., Hutchison, J.H. & Gupta, V.J., 1988. Late Neogene and Quternary Geology, Palaeontology and Palaeoenvironment of the Kathmandu Valley, central Nepal and the Churia Hills, Western Nepal. In: P. Whyte et al., (eds.), The paleoenvironment of East Asia from the Mid-Tertiary. Proc. of the Second Conference, II, p. 916-936.

West, R.M., 1996. The Cenozoic of Nepal: mountain elevation and vertebrate evolution. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **14**, p. 11-19.

Wobus, C., Heimsath, A., Whipple, K., Hodges K., 2005, Active out-of sequence thrust faulting in the Central Nepalese Himalaya, *Nature,* 434, 1008-1011

Yagi, H., Maemoku, H., Ohtsuki, Y., Saiju. K. & Nakata, T., 2000. Recent activities faults distributed in and around Kathmandu valley, Lower Himalayan Zone. Active fault research for the new millinium proceedings of the Hokundan Intl. Symposium and School on Active Faulting, p. 557-560.

Yamanaka, H., 1982. Classification of geomorphic surfaces in the Kathmandu Valley and its concerning problems. Congress of Association of Japanese Geographer Reprint, v. **21**, p. 58-59.

Yonechi, F., 1973. A preliminary report on the geomorphology of Kathmandu valley, Nepal. Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography), v. **23**, p. 153-161.

Yoshida M. & Arita, K., 1982. On the Siwalik observed along some routes in central Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **2**, p. 59-66.

Yoshida, M. & Igarashi, Y., 1984. Neogene to Quaternary lacustrine sediments in the Kathmandu Valley, Nepal. *Jour. Nepal Geol. Soc*., v. **4**, p. 73-100.

Yoshida, M. & Gautam, P., 1988. Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene lacustrine deposits in the Kathmandu valley, central Nepal. *Proc. Indian. Nat. Sci. Acad*., v. **54A**, p. 410-417.

Zeebe, R. E., 1999. An explanation of the effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal oxygen isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **63**, p. 2001-2007.

ANNEXES

The Island Arc (2005) **14,** 311–327

Thematic Article

Tectonic and climatic control of the changes in the sedimentary record of the Karnali River section (Siwaliks of western Nepal)

PASCALE HUYGHE,[1,*] JEAN-LOUIS MUGNIER,[1] ANANTA PRASAD GAJUREL[1,2] AND BERNARD DELCAILLAU[3]

[1]*Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et Université Joseph Fourier, Maison des Géosciences, Grenoble Cedex, France (email: huyghe@ujf-grenoble.fr),* [2]*Department of Geology, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal and* [3]*Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, Université de Caen, 14032 Caen Cedex, France*

Abstract A multidisciplinary study was conducted on the section of the Siwalik Group sediments, approximately 5000 m thick, exposed along the Karnali River. Analysis of facies, clay mineralogy and neodymium isotope compositions revealed significant changes in the sedimentary record, allowing discussion of their tectonic or climatic origin. Two major changes within the sedimentary fill were detected: the change from a meandering to a braided river system at *ca* 9.5 Ma and the change from a deep sandy braided to a shallow sandy braided river system at *ca* 6.5 Ma. The 9.5-Ma change in fluvial style is contemporaneous with an abrupt increase of $\varepsilon_{Nd}(0)$ values following a $\varepsilon_{Nd}(0)$ minimum. This evolution indicates a change in source material and erosion of Lesser Himalayan rocks within the Karnali catchment basin between 13 and 10 Ma. The tectonic activity along the Ramgarh thrust caused this local exhumation. By changing the proximity and morphology of relief, the forward propagation of the basal detachment to the main boundary thrust was responsible for the high gradient and sediment load required for the development of the braided river system. The change from a deep sandy braided to a shallow sandy braided river system at approximately 6.5 Ma was contemporaneous with a change in clay mineralogy towards smectite-/kaolinite-dominant assemblages. As no source rock change and no burial effect are detected at that time, the change in clay mineralogy is interpreted as resulting from differences in environmental conditions. The facies analysis shows abruptly and frequently increasing discharges by 6.5 Ma, and could be linked to an increase in seasonality, induced by intensification of the monsoon climate. The major fluvial changes deciphered along the Karnali section have been recognized from central to western Nepal, although they are diachronous. The change in clay mineralogy towards smectite-/kaolinite-rich assemblages and the slight decrease of $\varepsilon_{Nd}(0)$ have also been detected in the Bengal Fan sedimentary record, showing the extent and importance of the two major events recorded along the Karnali section.

Key words: clay mineralogy, climate, facies analysis, Himalaya, Karnali section, neodymium isotope, Neogene, Siwaliks of Nepal, tectonics.

INTRODUCTION

Peripheral foreland basins develop in response to the load of thickened crust resulting from continental collision (Beaumont 1981; Allen *et al.* 1986). The sedimentary infill of foreland basins records the interaction between the growth of the thrust wedge, the isostatic adjustments of the cratonic lithosphere to thrust loading and additional bending moments, eustasy and the surface processes that redistribute material from the mountain belt into the surrounding basins. As a consequence,

*Correspondence.

Received 11 January 2005; accepted for publication 13 September 2005.
© 2005 Blackwell Publishing Asia Pty Ltd

studying the fill of an ancient setting could serve as a key for the reconstruction of both the growth of the orogen and climate evolution. However, it is increasingly obvious that these two phenomena interact (Molnar & England 1990) and their own geological signature is very difficult to decipher. Nonetheless, a multidisciplinary study should provide clues to distinguish between these phenomena.

The aim of the present paper was to analyze the major changes in the fill of the Tertiary Himalayan Foreland Basin (Siwalik Group in western Nepal) in the light of a pluridisciplinary study and to try to determine their tectonic or climatic origin. Interpretation was mainly based on lithofacies analysis to characterize the fluvial style (hydraulic conditions), Nd isotope geochemistry as a source marker, and clay mineralogy, which provides information on silicate weathering (Derry & France-Lanord 1997).

GEOLOGICAL SETTING

The Siwalik Formations represent the Cenozoic Foreland Basin sequence of the Himalayan Belt. They are located beneath the Gangetic Plain or in the outer part of the fold and thrust belt (DeCelles *et al.* 1998). The Outer Himalaya, located between the Lesser Himalaya to the north and the Terai Plain to the south (Fig. 1), is usually called the 'Siwalik Belt' and is affected by several thrusts. These thrusts branch off the main decollement, which lies at a depth of 4–5 km beneath the outer belt (Mugnier *et al.* 1993, 2004; DeCelles *et al.* 1998; Powers *et al.* 1998) and roots in the middle crust beneath Tibet (DeCelles *et al.* 2001). The thrust system of the Himalayan belt is characterized by a general forward propagation of the tectonics, with the activity of the main central thrust (MCT), mainly before 18 Ma (DeCelles *et al.* 2001), and the main frontal thrust (MFT), which is has been active since 1.8–2.4 Ma (Mugnier *et al.* 2004). The detail of the thrust sequence is complex and involves numerous out-of-sequence reactivations (Mugnier *et al.* 1998).

The foreland basin sequence is classically subdivided into three units on the basis of lithostratigraphic criteria (Auden 1935; Rao *et al.* 1988). These are named the Lower, Middle and Upper Siwaliks and their ages range from Middle Miocene to Pleistocene (Gautam & Rösler 1999). The Siwalik Group of western Nepal represents a typical fluvial fining upward succession, with the lower unit consisting of fluvial channel sandstones alternating with oxidized calcareous paleosols, the middle unit consisting of very thick channel sandstones and drab-colored histosols, and the upper unit comprising mainly gravely braided river deposits (DeCelles *et al.* 1998; Nakayama & Ulak 1999). Although this succession looks like an autogenetic succession in a foreland basin (Miall 1985; Delcaillau 1992), the Himalayan tectonics and the climate of southeast Asia also control the sedimentation (Brozovic & Burbank 2000); the Siwalik deposition is contemporaneous with the propagation and/or the reactivation of thrust faults and with major climatic events, like the intensification of the Indian monsoon system at *ca* 8 Ma (Kroon *et al.* 1991; Prell *et al.* 1992) or the global Pliocene cool-

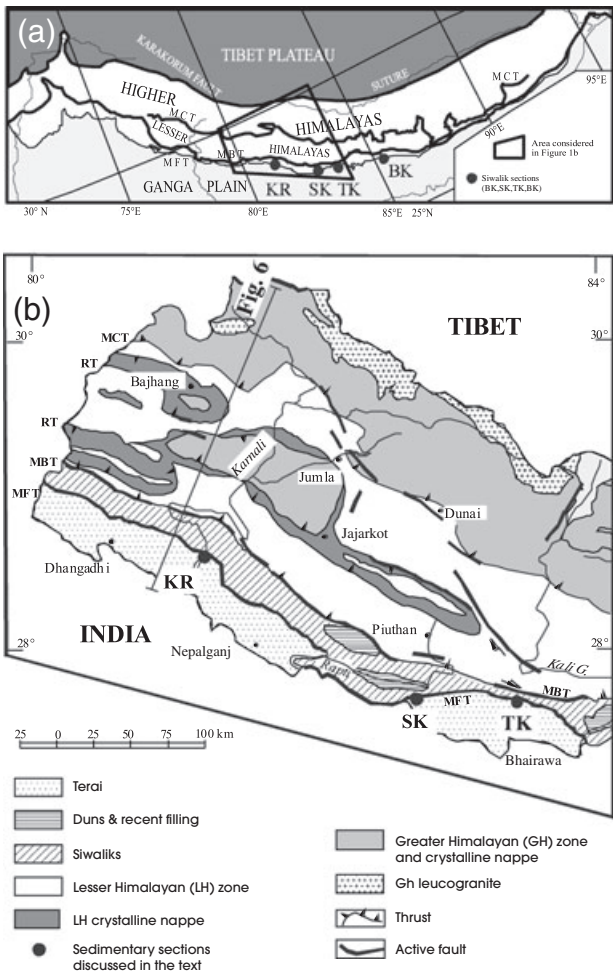


Fig. 1 Location map of the study area. (a) Structural sketch of the Himalayas with location of the area considered (western Nepal). Sections cited in the text are, from west to east: Karnali River (KR) section, Surai Khola (SK) section, Tinau Khola (TK) section, Bakiya Khola (BK) section. MBT, main boundary thrust; MCT, main central thrust; MFT, main frontal thrust; RT, Ramgarh thrust. (b) Structural and active-fault map of western Nepal (adapted from Upreti & Le Fort 1999). Location of Figure 7 is shown.

ing (Molnar & England 1990; Ravelo *et al.* 2004). Stable isotope geochemical studies on herbivore tooth enamel, on fossil organic matter and on paleosol carbonates (Quade *et al.* 1992, 1995) show a dramatic change from forest to tropical grassland and strongly suggest that a major climatic change occurred in the Siwalik Basin at 7–6 Ma throughout the region from Pakistan to Nepal.

The Karnali River drains through the Siwaliks in western Nepal (Fig. 1). Its drainage basin has an area of approximately 52 000 km^2 and it is one of the most important rivers in Nepal. The basin comprises formations belonging to the High Himalaya, Lesser Himalaya and Neogene molasses of the Siwaliks. The Karnali River offers a stratigraphic section approximately 5000 m thick, representing the complete series from the Lower to the Upper Siwalik Formations (Mugnier *et al.* 1998). The lower 3560-m-thick part of the section has been accurately dated from 15.8 to 5.2 Ma by magnetostratigraphy (Gautam & Fujiwara 2000), which permitted assigning ages to the various trends and events recorded in the sedimentary succession. For the younger deposits, from the deposits dated at 5.2 Ma to the top, a constant mean sediment accumulation rate of 33 cm/ky was adapted for the present study (Gautam & Fujiwara 2000).

SEDIMENTOLOGICAL FIELD OBSERVATIONS: STRATAL ORGANIZATION AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

LITHOSTRATIGRAPHY AND FACIES ASSOCIATIONS

Formations were analyzed and classified into various facies associations from field observations. The classification used is mainly based on bedforms, the nature of the contacts of beds, assemblages of sedimentary structures, grain size, sandstone : mudstone ratio, and thickness of sandstone beds. Miall's (1978, 1985) lithofacies codes and architectural elements were followed in the present work. The above-mentioned field criteria were also chosen for a regional comparison of the evolution of the Neogene fluvial system, as carried out by Nakayama and Ulak (1999). Altogether, seven facies associations (KFA1–KFA7) have been distinguished (Table 1). The upper and/or lower limits of the facies KFA1–KFA7 are all positioned along the section with reference to the 476 samples collected by Gautam and Fujiwara (2000) (Fig. 2). In the present paper, the term 'sandstone' is used; however, most of the observed sandstones have a variable silty–clayey matrix and some of them should be called graywacke.

KFA1 facies association

The KFA1 facies association (Table 1; Fig. 2) is characterized by a predominance of thick-bedded mudstone (1–3 m) interbedded with fine-grained gray calcareous sandstone (0.5–2.0 m). Typically, 1.5–5.0 m of fining upward sequences from sandstone to mudstone beds are found in this facies. The basal contact (with the underlying sequence) is marked by an erosion surface and sandstone gradually passes upward into mudstone. Calcareous nodules occur on the 10–20-cm-thick upper surfaces of the sandstone beds and occasionally in the bioturbated highly pigmented mudstones above. Rootlets may be found, indicating the development of vegetation at the top of the fining upward sequence. Laterally accreted architectures may be found in the thicker sandstone beds. Some sequences with reddish thicker beds of medium–coarse sandstone and minor mudstone beds are found in the KFA1 series. Their basal surface is more erosive than fine-grained calcareous sandstone and the base of each sandstone bed contains many intraformational mud clasts. For the overall KFA1 facies association, the sandstone to mudstone ratio, abundance of laterally accreted sandstone and intraformational clasts increase stratigraphically upward.

KFA2 facies association

The KFA2 facies association (Table 1; Fig. 2) is characterized by alternating medium–coarse-grained sandstone beds and a set of several fine-grained muddy sandstone beds. The frequency of mudstone layers is reduced against the KFA1 association. The coarser sandstone beds are 2–10 m thick. They are frequently ribbon–lensoid in shape with lateral accretionary architectures. Their basal surface, which is slightly erosive, is overlain by many intraformational mud clasts, of centimeter to decimeter scale. The top parts of these sandstone beds consist of finer bioturbated sandstone. The finer-grained sandstone beds have a sheet-like geometry and tabular, sometimes slightly undulated, basal surfaces. They show centimeter-scale laminations and locally grade into mudstone beds, the top of which is truncated by the overlying fine-grained sandstones. Therefore, the fine-grained muddy sandstones could be

Table 1 Facies associations recognized in the Siwalik series along the Karnali River section

Magnetostratigraphic sites[†]	Age (Ma)	Lithofacies and sedimentary structures	Facies association	Architectural elements and form of the basal surface of main sandstone beds	Interpretation[‡]
3980 ± 30 m	ca 3.9	Gm, Gt–St–(Fm) PBL > SS	KFA7 Upper Siw.	CH, GB, DA	Gravelly braided fluvial system
3980 ± 30 m G10	ca 3.9 5.5–5.6	Gp, Gt–Sp, St, Cv–Fm, Mb SS > PBL	KFA6 Middle Siw.	CH, GB, DA, OF Base erosive	Anastomosed system
G10 E20	5.5–5.6 6.4	Sp, St, Gt, Se (Sl)–Sr–Fm (P) 'Salt and pepper' SS	KFA5 Middle Siw.	CH, SB, DA (LA), OF	Shallow sandy braided fluvial system
E20 C43	6.4 9.5	Sp, Se, St–(Sh), Sr–Fm, P SS > SL + CL 'Salt and pepper' SS	KFA4 Middle Siw.	CH, LA, SB, DA, OF Base slightly erosive	Deep sandy braided fluvial system
C43 A158	9.5 12.6–12.7	St, Sp (Sl), Se, Ss–Fm, Fl, Fsc–P, Fr SS > SL + CL 'Salt and pepper' SS	KFA3 Lower Siw.	CH, SB, DA (LA), amalg, LS, OF Base erosive	Sandy flood-flow-dominated meandering fluvial system
A158 A122	12.6–12.7 13.1	Sp, Sl, Se–Fm, Fl–(Fr, P) SL > SS	KFA2 Lower Siw.	CH, SB, LA (amalg), OF Base tabular and slightly erosive	Flood-flow-dominated meandering fluvial system
A122 A1	13.1 15.8	St, Sp (Sl)–Fm, Fl, Fsm (Sh)–P, Fr SL + CL > SS	KFA1 Lower Siw.	CH, SB, LA, OF Base slightly erosive	Fine-grained meandering fluvial system with low-discharge and relief

[†] From Gautam and Fujiwara (2000); [‡] from Nakayama and Ulak (1999).

amalg, amalgamated sandstone; CH, channel element; CL, mudstone; Cv, convolutes; DA, downstream accretion; Fl, fine laminations and very small ripples within sand, silt and mud; Fm, mud, silt (massive); Fr, rootlets; Fsc, silt, mud (massive); GB, gravel bar; Gm, massive or crudely bedded gravels; Gt, gravels with trough cross-beds; Gp, gravels with planar cross-beds; LA, lateral accretion; LS, laminar sand sheet; Mb, bioturbated mud; OF, overbank fines; P, carbonate pedogenic features; PBL, conglomerate; SB, sandy bedforms; Se, erosional scours with intraclasts; Sh, sand very fine to very coarse with horizontal laminations; Siw., Siwaliks; SL, siltstone; Sp, sand, medium to very coarse with planar crossbeds; Sr, sand, very fine to coarse with ripple marks; Ss, sand, fine to coarse with broad, shallow scours; SS, sandstone; St, sand, medium to very coarse with trough cross-beds.

Parentheses indicate that lithofacies, sedimentary structures or architectural elements have been observed in the field but are of minor importance.

amalgamated sandstones. The thickness of these fine-grained sandstone beds and intercalated mud layers varies, from 20 to 100 cm and from 10 to 20 cm, respectively.

KFA3 facies association

The KFA3 facies association (Table 1; Fig. 2) consists of an alternation of thick medium–coarse-grained gray sandstone beds and thinner sequences of fine-grained muddy sandstone and mudstone beds. The basal surface of coarser grained sandstone beds is erosional. Many centimeter- to decimeter-sized intraformational mud clasts and rounded indurated gravels derived from older Siwalik formations are commonly found. Horizontal stratification and mostly trough cross-stratification are developed in the medium–coarse-grained sandstone beds, which form accretionary architectures. The coarser sandstone beds are 5–8 m thick. The muddy sandstone beds are locally ripple laminated and frequently overlie bioturbated green to gray mudstone beds. Both muddy sandstone and mudstone beds have a thickness of approximately 2–3 m. Some thin dark-gray mudstone beds occur stratigraphically upward.

KFA4 facies association

The KFA4 facies association is characterized by light-gray, thick and coarse- to very coarse-grained horizontal and trough cross-stratified sandstone beds (Table 1; Fig. 2). Pebbly sandstones and gray-brown to gray-green mudstones are interbedded. In most cases, the coarse sandstone beds approximately 10 m thick have a nonerosional planar basal surface, whereas a few thinner coarse sandstone beds show several decimeter-scale deep erosional scours. At their bottom, the coarse sandstone beds contain layers of intraformational mud clasts, reaching up to 50 cm in thickness. Pluri-decimetric lenses of laminated clays and paleosols may also be found in these layers. The grain size of the thick sandstone beds decreases stratigraphically upward and the sandstone beds show ripples at their top. The thickness of interbedded pebbly sandstone ranges between 30 and 100 cm. The majority of the subrounded to rounded gravels and cobbles are of quartzite with a length and breadth of up to 5 and 15 cm, respectively, whereas the Siwalik cobbles show a length of up to 20 cm. Mudstone beds, when present, are 50 cm to 3 m thick. Rootlets have not been found in mudstones. Near the top of the KFA4 facies association, several sandy beds containing inclined, sometimes flat gravels and cobbles occur. These beds are approximately 60–100 cm thick and truncate the underlying light-gray sandstone. They occur every 2–10 m and no mudstone is observed in between. Gravels and cobbles consist mainly of quartzite, subangular sandstone and mudstone, the latter showing a 'tile-type' geometry with a common orientation (Fig. 2). No grading is observed in these beds and the matrix is composed predominantly of very coarse sand.

KFA5 facies association

The KFA5 facies association is characterized by light-gray and thick, coarse- to very coarse-grained sandstone beds, pebbly sandstones and gray mudstones (Table 1; Fig. 2). The coarse- to very coarse-grained sandstones are commonly planar and cross-stratified. Trough stratified gravel beds are also observed. Clasts consist essentially of 3–10-cm rounded quartzite and sandstones pebbles. The basal surface of coarse- to very coarse-grained sandstone beds is mostly nonerosive and almost flat, whereas it is erosive in the case of the pebbly sandstones. Mudstone beds are rare and their thickness varies from 30 to 100 cm.

KFA6 facies association

The KFA6 facies association consists of coarse buff sandstone beds interlayered with gray to green mudstones (Table 1; Fig. 2). The proportion of buff sandstones relative to mudstones increases stratigraphically upward. The basal surface of the very coarse-grained sandstones is erosive, and exotic gravels, mainly of quartzite, up to 10 cm in diameter occur at the base of these beds. Sandstones of the KFA6 facies association are homogenous, poorly indurated and contain fewer white mica in comparison with the sandstones of the former facies. Cross-stratifications and convolute features may be observed. The thickness of the coarse-grained sandstones ranges from a few decimeters to approximately 3 m. Mudstone beds have sizes varying between several decimeters to a few meters and show bioturbation. A few conglomerate beds, approximately 1 m thick, occur stratigraphically upward.

KFA7 facies association

The KFA7 facies association consists of moderately sorted pebble- and cobble-sized massive

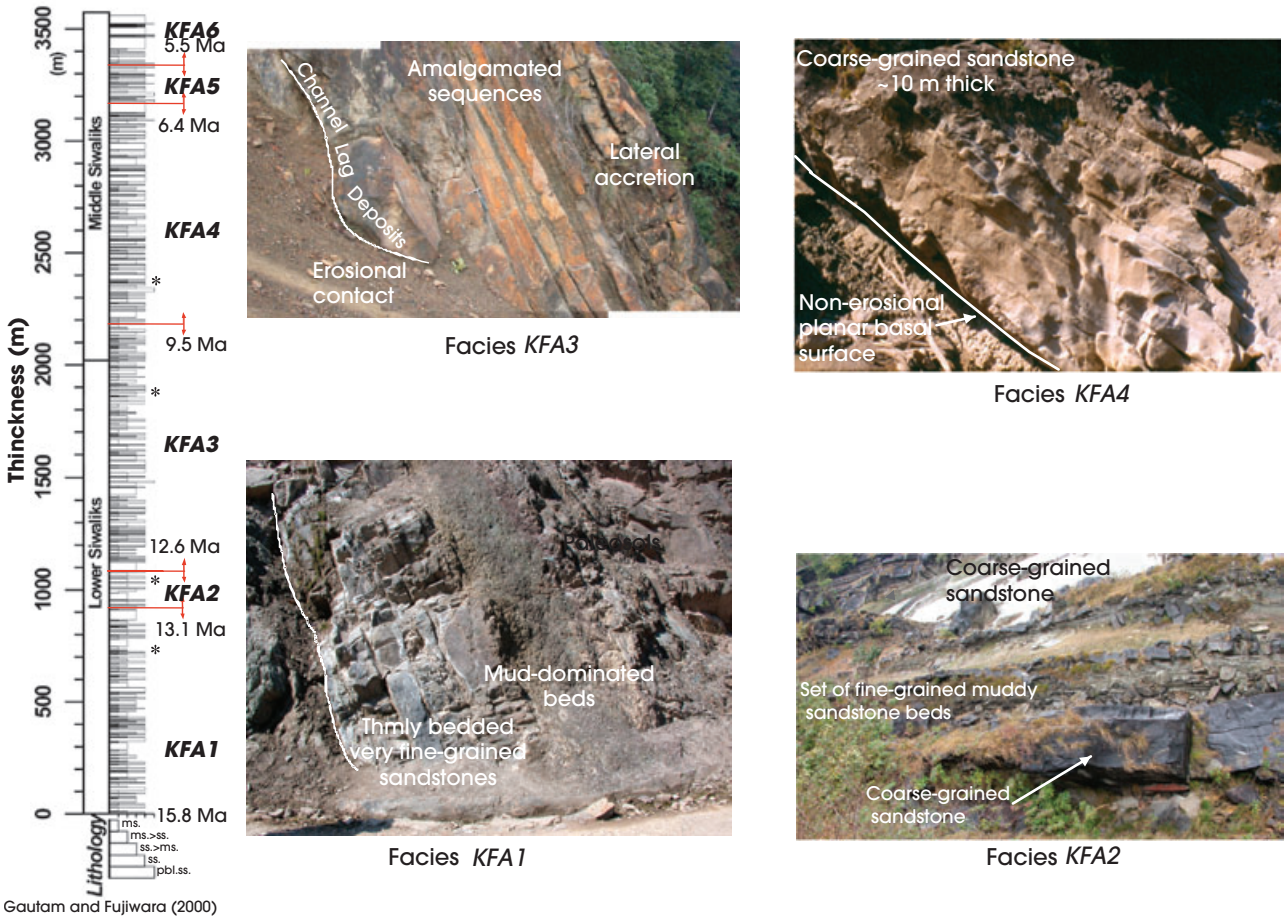


Fig. 2 Sedimentary facies recognized along the Karnali River section. The ages of the limits of facies KFA1–KFA6 are reported along the simplified lithologic column established by Gautam and Fujiwara (2000). ms., mudstone (clay and siltstone); ms. > ss., mudstone-dominated; pbl.ss., pebbly sandstone; ss., sandstone; ss. > ms., sandstone-dominated. Photographs with characteristic features of facies association KFA1–KFA7 are shown on the right side. Their locations are shown by red stars along the lithologic column. (a) Sedimentary facies KFA1–KFA4; (b) sedimentary facies KFA4–KFA7

clast-supported conglomerates (up to 20 m thick). Erosional surfaces and cross-stratifications are observed locally. Subordinate lenses of sandstones, 1–5 m thick, may occur (Table 1; Fig. 2). The conglomerate clasts are rounded to subrounded in shape and of Himalayan crystalline and Siwalik origin. The yellowish matrix is coarse and micaceous.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

The KFA1–KFA5 facies associations are very similar to the FA1–FA5 facies associations defined by Nakayama and Ulak (1999) and Ulak and Nakayama (2001), who studied the Surai Khola, Tinau Khola and Bakiya Khola sections (Siwaliks in west and central Nepal). In addition, KFA7 is similar to the FA6 in the Tinau Khola and FA7 in the Surai Khola and Bakiya Khola. However, the KFA6 facies association that was observed along the Karnali section in the present study has only been recognized along the Surai section.

The facies associations FA1–FA6 identified by Ulak and Nakayama (2001) correspond, respectively, to a meandering system, a flood-flow-dominated meandering system, a flood-flow-dominated shallow sandy meandering system, a deep sandy braided system, a shallow sandy braided system and a gravely braided system. Using the analogy between the facies observed in the present study and those observed in Ulak and Nakayama's (2001) study, as well as further detailed analysis, the following evolution for the Karnali River system is proposed (Fig. 2):

1. From 15.8 to 13.1 Ma (KFA1), the sedimentation resulted from a fine-grained meandering river system. Frequent paleosols developed, which attest to long-term exposure of the flood plain.

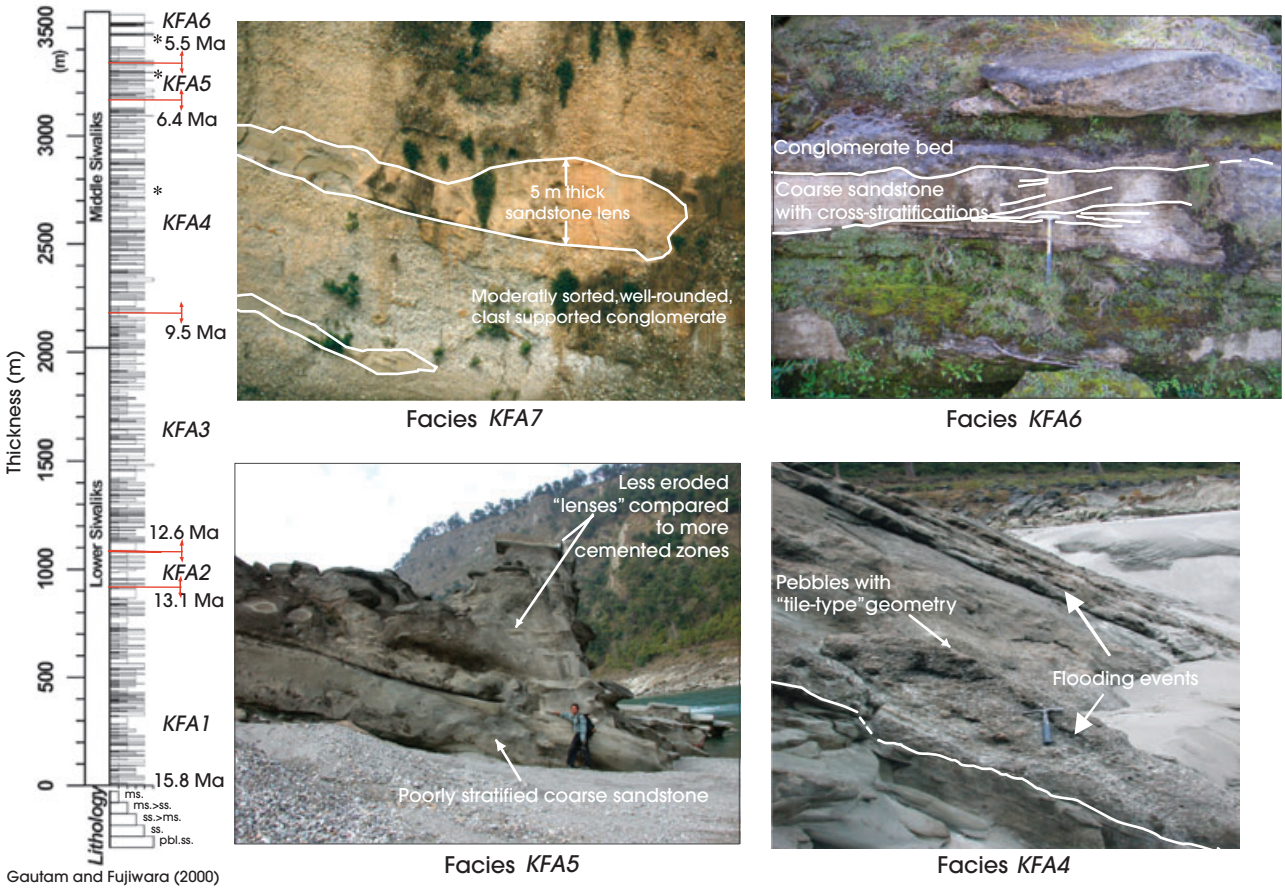


Fig. 2 *Continued*

2. From 13.1 to 12.6 Ma (KFA2), the meandering system remained quite stable, with the occurrence of flood flows as suggested by the amalgamated fine-grained sandstone.
3. From 12.6 to 9.5 Ma (KFA3), deposits led to a meandering system with increasing discharge.
4. From 9.5 to 6.4 Ma (KFA4), sedimentation resulted from a sandy braided system. Starting from approximately 7.5 Ma, several conglomeratic beds truncating the underlying deposits and without any sorting occur. They could correspond to erosional and immediately succeeding depositional episodes such as flooding events. This set of flooding events indicates an irregular stream discharge.
5. Between 6.4 and 5.5 Ma (KFA5), the sandy braided river system persisted with discontinuous sedimentation and frequent and episodic high energy discharge events.
6. From 5.5 to 4.0–3.7 Ma (KFA6), the difference in sandstone composition and increase of the relative proportion of the overbank deposits suggest an intermediate period when the drainage system was reorganized and changed to a river fed by piedmont streams, providing a more proximal supply.
7. From approximately 3.9–3.7 Ma (KFA7), a gravelly braided river system developed.

EVOLUTION OF STREAM ENERGY

The form of the basal surface of sandstone beds results from a competition between discharge and sediment load. Although analyzed in 2-D, some of the strongly erosive sandstone bases observed along the Karnali River section could underline fluvial channels (Fig. 2). From the consistent increase in several variables, such as the depth of the channels, the amount of intraclasts in the basal channels, bedload and the grain size, an increase of energy from KFA1 to KFA7 is noticeable in the fluvial system. For KFA1 and KFA2, the main sandy channels are slightly erosive, suggesting a gentle fluvial system with low discharge. The erosive basal surface of sandstone beds in KFA3 indicates the increasing energy of the stream. In contrast, the major deep channels

occurring with the KFA4 facies association display nonerosional basal surfaces, suggesting an increase in sediment load relative to discharge capacity. Erosive pebbly sandstones, several decimeters thick, are recognized as large-magnitude flood interbeds. Their occurrence increases upsection within KFA4. Together with an increasing proportion of intraformational mudclasts, the pebbly sandstones suggest frequent increases in the magnitudes of hydrodynamic parameters, which could be linked to an increase in seasonal discharge. Both KFA5 and KFA7 show a regular increase in sediment load, with low erosive sandstone beds and massive gravels. KFA6 is associated with a higher proportion of mudstone, especially at the beginning of the deposition. The basal erosive channels indicate a decrease in sediment load relative to discharge. Channels and sand bodies have a much smaller size. These conditions could correspond to a lateral shift of the stream in an interfluvial zone and/or a decrease of sediment supply linked to a modification of the catchment basin, as suggested by Gupta (1997) and Kumar *et al.* (1999).

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY

CLAY MINERAL ASSEMBLAGES

Analytical methods

Clay mineral assemblages have been extracted from both coarse-grained and muddy layers. Analysis of the clay mineralogy was performed by X-ray diffraction at the University of Grenoble, using a Philips PW 1120/90 diffractometer. Samples were gently crushed to obtain grains of approximately 2 mm in diameter and were then decarbonated in 0.2 mol/L HCl. The excess acid was removed by repeated centrifuging followed by homogenization. The < 2-μm fractions were collected by decantation after settling, and oriented aggregates were made on glass slides. The X-ray diffractograms were made using an untreated sample, a glycolated sample and a sample heated for 2 h at 490°C. The method of semiquantitative estimation is based on the peak heights of clay mineral peak, assuming that these weighted amounts added up to 100% (Capet *et al.* 1990). Final data are given in percent, the relative error being approximately ± 5% (Holtzappel 1985). The values of illite crystallinity (KI) correspond to the full width at half maximum of the 10 Å peak, and this measurement (in Δ°2Θ) is made on the X-ray diffractogram obtained from the glycolated sample (Kübler & Goy-Eggenberger 2001). The KI measurement is a statistical means to determine the low metamorphic grade in sedimentary terrains. With increasing burial and very low-grade metamorphism, smectites, illite–smectite mixed-layers and illites (re-)crystallize and progressively transform into illites and finally into muscovite. These transformations, very complex in detail, lead to a progressive decrease in the width of the 10 Å peak as measured on an X-ray diffractogram. Therefore, low KI values correspond to well-crystallized minerals, whereas high KI values indicate poorly crystallized minerals. The KI measurements allow us to establish three subdivisions within a very low-grade metamorphism: diagenesis, anchizone and epizone. With the Philips PW 1120/90 diffractometer (Cu–Kα radiation) used in Grenoble, the diagenesis–anchizone boundary is defined at 0.42 (Δ°2Θ, Cu–Kα) and the anchizone–epizone limit is defined at 0.25 (Δ°2Θ, Cu–Kα).

Results

The < 2-μm fraction of the Siwalik Formations along the Karnali River shows a clayey series with illite, chlorite, kaolinite, smectites and mixed layers (illite–smectite/chlorite–smectite). From the mineralogical variations of the clay fraction, three main periods can be distinguished (Fig. 3a): (i) period 1 – sediments older than 9.5 Ma are dominated by illite- and chlorite-rich assemblages (more than 50% of (Ill + Chl)/Σ clays); (ii) period 2 – sediments between 9.5 and 6.5 Ma old show rapid alternations of smectite-/kaolinite- and illite-/chlorite-rich banks (KFA4 facies association); and (iii) period 3 – sediments younger than 6.5 Ma are dominated by smectite- and kaolinite-rich assemblages (KFA5–KFA7).

The KI values vary from 0.14 to 0.52 Δ°2Θ – that is, from well-crystallized minerals, with crystallinity similar to that of the muscovites from the High Himalaya, to poorly crystallized minerals (Fig. 3b). From the base of the section (approximately 5300 m) to 3200 m (*ca* 9.5 Ma), KI values vary between 0.26 and 0.52 Δ°2Θ, indicating conditions of anchizone or diagenesis. From 3200 m to approximately 2100 m (*ca* 6.5 Ma), KI values range between 0.14 and 0.46 Δ°2Θ, suggesting conditions varying from epizone to diagenesis domains. Finally, from approximately 2100 m to the upper part of the section, illite crystallinity

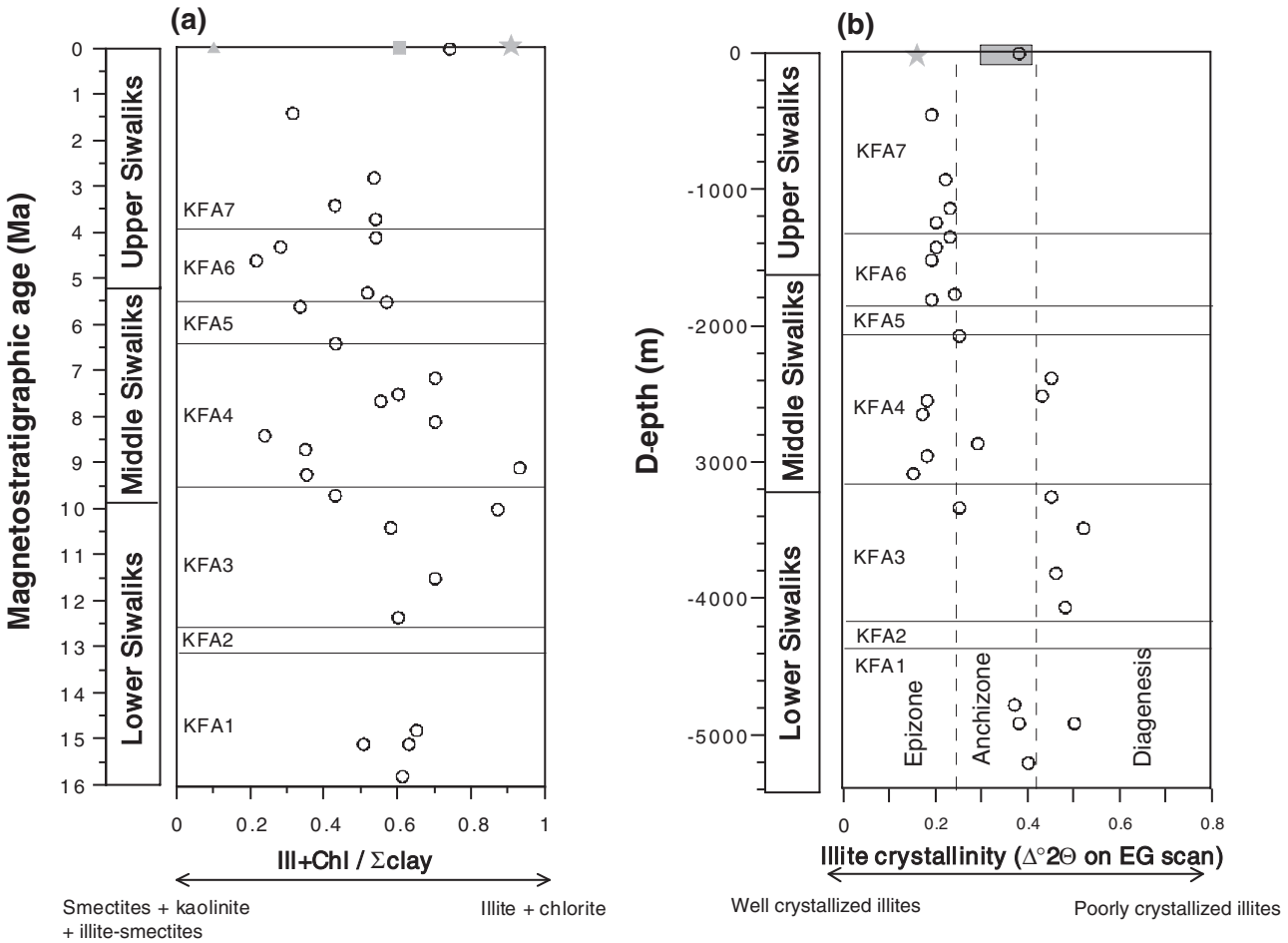


Fig. 3 Clay mineralogy of the Siwalik deposits along the Karnali River section. (a) Variation of the ratio (illite + chlorite)/(sum of clays: illite + chlorite + kaolinite + smectites + illite–smectite mixed layers) *vs* time. The limits of facies KFA1–KFA7 are reported from their stratigraphic ages. Values for modern samples are plotted along the upper horizontal axis: suspension material from Ganga River during monsoon in Bangladesh (gray triangle); suspension load from Bheri River during monsoon at approximately 700 m elevation (gray square); modern sands from Karnali River (open circle); rock flour collected at approximately 5050 m elevation (gray star). (b) Variation of illite crystallinity *vs* depth of the deposits (approximately 5300 m in stratigraphic thickness). Values for modern samples are shown along the upper horizontal axis by gray stars for rock flour collected at approximately 5050 m elevation and by gray rectangles for suspended materials from Bheri River down to the Ganga River during monsoon.

improves, with KI values ranging from 0.30 to 0.14 Δ°2Θ, suggesting a domain of epizone.

The observed crystallinity deterioration from a depth of approximately 2100 m (samples older than 6.5 Ma) corresponds to an increasing proportion of illite–smectite-mixed layers (Fig. 4), which are linked to the illitization of smectites as a response to increasing temperature with burying (Lanson *et al.* 1995). Such a transformation begins at approximately 70–95°C (Dunoyer de Segonzac 1970), a domain of temperature that was reached at a depth of approximately 1800–2200 m in the Siwalik Foreland Basin, as determined by Robert (2005) from apatite fission tracks. However, if this burying effect is taken into account, the three periods of different dominant clay assemblages defined above are still discernible. In the case of samples that were buried to less than 2100 m (younger than 6.5 Ma), the proportion of illite–smectite-mixed layers is independent of KI values that fall in the domain of epizone (Fig. 4). Finally, the above-mentioned KI characteristics suggest that the clay fraction of the Siwalik Formations mainly contains 'inherited illites' that were affected by epizone-type metamorphism. From a depth of approximately 2100 m, illite particles consist of a mixture of inherited illites and illites derived from smectite–illite transformation.

EVOLUTION OF THE NEODYMIUM ISOTOPE COMPOSITION

Analytical methods

Neodymium (Nd) isotope compositions, determined on whole rocks after classical acid digestion and liquid chromatographic separation, were mea-

sured on a Finnigan-MAT 262 in static mode (Galy *et al.* 1996; and references therein). Nd isotope ratios were normalized to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$; the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio of the La Jolla standard averaged to $0.511\,854 \pm 0.000\,016$ ($1\,\sigma$, $n = 47$). For samples or standards, the typical $2\,\sigma$ precision for a single run was 0.000008. Blank contributions are negligible for the amount of analyzed elements.

Results

Neodymium isotopes are useful for distinguishing rocks of the Lesser Himalaya from the Higher Himalaya (France-Lanord *et al.* 1993; Galy *et al.* 1996; Robinson *et al.* 2001) in central and western Nepal. They allow us to determine the main source area of the detritus deposited in the Siwalik Foreland Basin (Huyghe *et al.* 2001).

1. The $\varepsilon_{Nd}(0)$ values of the sediments of the Karnali section range from –14.6 to –17.9‰ (Fig. 5; Table 2). They are close to those of the modern Higher Himalaya and suggest that the

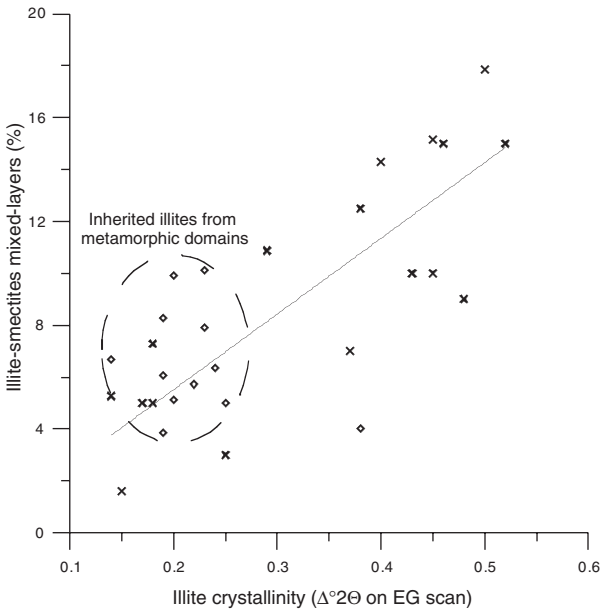


Fig. 4 Variation of the illite crystallinity *vs* the proportion of illite–smectite mixed layers. (◇), Samples younger than 6.5 Ma; (×), samples older than 6.5 Ma.

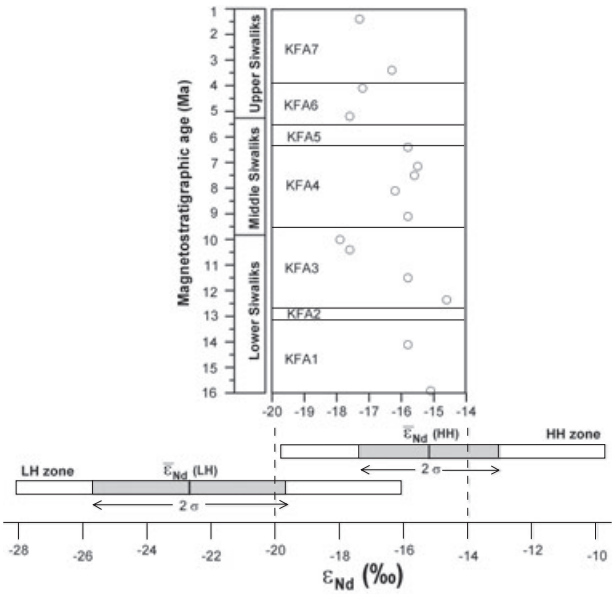


Fig. 5 Nd-isotope composition ε_{Nd}(‰) of samples from Siwalik sedimentary rocks of the Karnali River based on data from Huyghe *et al.* (2001) and new data (the present study). Along the base, the range of $\varepsilon_{Nd}(0)$ values from the Higher Himalayan (HH) zone and Lesser Himalayan (LH) zone from Robinson *et al.* (2001; and references therein) are shown with the average $\varepsilon_{Nd}(0)$ value marked with a black bar and the standard deviation of the average marked with gray bars. The limits of facies KFA1–KFA7 have been reported from their stratigraphic ages.

Table 2 Sr-Nd isotopic compositions of Nepalese Siwalik samples (Karnali River section)

Sample no.	Age (Ma)	Sr (p.p.m.)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Nd (p.p.m.)	Sm (p.p.m.)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(0)$ (‰)
ka 25†	1.40	N.D.	0.752070	N.D.	N.D.	0.511753	N.D.	–17.3
ka 27†	3.40	N.D.	0.732520	N.D.	N.D.	0.511803	N.D.	–16.3
ka 29†	4.10	N.D.	0.730340	N.D.	N.D.	0.511755	N.D.	–17.2
Kar 13‡	5.20	113.1	0.748910	33.95	2.76	0.511829	0.118	–17.6
ka 34†	6.40	N.D.	N.D.	17.30	3.46	0.511831	0.127	–15.8
ka 35†	7.15	N.D.	N.D.	37.70	7.30	0.511846	0.123	–15.5
ka 36†	7.50	N.D.	N.D.	33.70	6.35	0.511840	0.120	–15.6
ka 37†	8.10	N.D.	N.D.	29.80	5.74	0.511808	0.122	–16.2
ka 38†	9.10	N.D.	N.D.	31.70	6.01	0.511830	0.120	–15.8
ka 39†	10.00	N.D.	N.D.	33.40	6.43	0.511720	0.122	–17.9
ka 40†	10.40	N.D.	N.D.	38.10	7.36	0.511736	0.123	–17.6
ka 41†	11.50	N.D.	N.D.	15.00	3.38	0.511831	0.143	–15.8
ka 42†	12.35	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.511891	N.D.	–14.6
Kar 3‡	14.10	80.9	0.741119	33.95	6.38	0.511829	0.114	–15.8
Kar 1‡	15.90	49.1	0.753261	14.06	2.76	0.511865	0.119	–15.1

† Karnali River section (Huyghe *et al.* 2001); ‡ Karnali River section (present study).
N.D., no data.

detrital input of the Siwalik sediments was predominantly derived from the erosion of formations analogous to the modern Higher Himalaya (France-Lanord *et al.* 1993; Ahmad *et al.* 2000), although a variable but minor proportion of Lesser Himalayan material was present. Two main points can be outlined: from the Middle Siwaliks (inclusive) to the end of the deposition of Siwalik sediments, $\varepsilon_{Nd}(0)$ values decrease, implying an increase in the proportion of the Lesser Himalayan material with time. Similar results have been obtained in the Surai Khola section (Huyghe *et al.* 2001; Robinson *et al.* 2001). Assuming an average $\varepsilon_{Nd}(0)$ composition of –15.2‰ for the Higher Himalaya and –22.7‰ for the Lesser Himalaya (Robinson *et al.* 2001) and using a mixing equation (Allegre 2005), the contribution of the Lesser Himalaya increased from < 10% for the Lower Siwalik samples to approximately 30–35% for the Middle and Upper Siwalik samples.

2. A high proportion (approximately 30%) of Lesser Himalayan input started abruptly at *ca* 10 Ma (at the end of facies KFA3) in the Karnali section, indicating local exhumation of Lesser Himalayan rocks in the catchment basin. The exhumation of the Lesser Himalayan rocks has been controlled by the thin-skinned tectonics of the Lesser Himalayan thrust system, and would have begun at 12–10 Ma, taking into account the delay for denudation (Huyghe *et al.* 2001; and references therein).

DISCUSSION

COMPARISON OF THE SEDIMENTARY RECORDS IN VARIOUS SECTIONS OF THE NEPALESE SIWALIKS AND THE BENGAL FAN

Regional evolution of the Neogene fluvial system – Bakiya, Tinau, Surai and Karnali sections

Comparison of the facies analysis performed along the Karnali River section with similar studies by Nakayama and Ulak (1999) and Ulak and Nakayama (2001) along the Surai, Tinau and Bakiya sections (Fig. 1a), shows similar changes in the fluvial system during the Upper Miocene in the Siwalik Basin from central to western Nepal (Fig. 6). Magnetostratigraphic ages are based on the studies of Appel *et al.* (1991), Gautam and Appel (1994) and Harrison *et al.* (1993), respectively, all of them updated to the geomagnetic polarity timescale of Cande and Kent (1995) by Gautam and Rösler (1999).

Fluvial changes are diachronous over a distance of approximately 500 km, with age gap varying from 1.1 to 4.5 Ma, which seems common for fluvial system dynamics in the Himalayan Foreland Basin (Brozovic & Burbank 2000). The fluvial changes are in general older along the Karnali River section (western Nepal) than along the other sections; this age difference could probably be a result of the larger size of the Karnali Catchment Basin. Owing to the large size, the Karnali depobasin was probably more sensitive to variations in discharge, sediment supply (larger surfaces affected by ero-

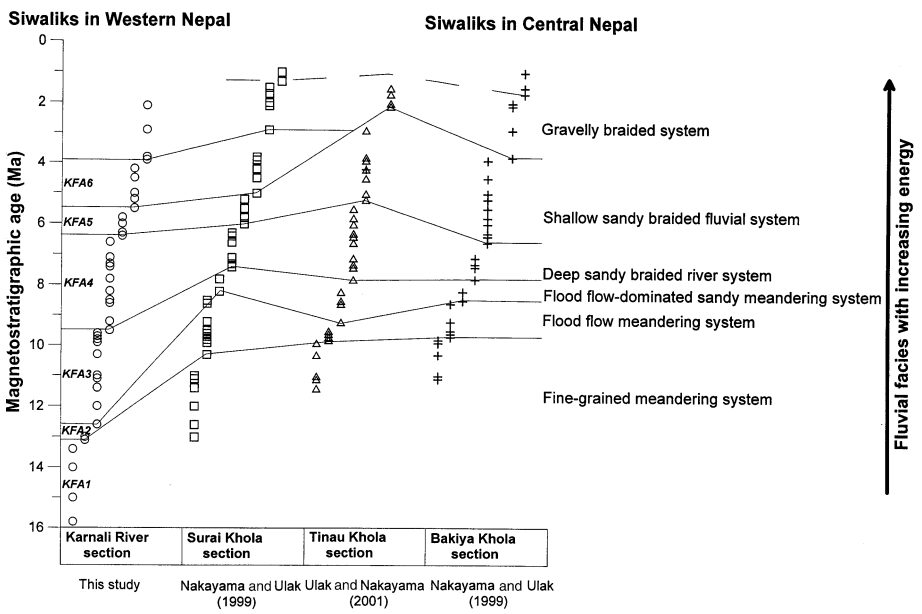


Fig. 6 Regional evolution of the Neogene fluvial system in western and central Nepal from comparison of the Siwalik sedimentary facies identified along the Karnali (circles), Surai (squares), Tinau (triangles) and Bakiya (cross marks) sections. For each section, the following facies are found in order of increasing energy, from left to right: fine-grained meandering system, flood-flow meandering system, flood-flow-dominated meandering system, deep sandy braided system, shallow sandy braided system to gravelly braided system. Interpretation of depositional environments is based on Nakayama and Ulak (1999). The horizontal position of the sections is not to scale. (Ulak & Nakayama 2001.)

sion and a larger variety of rocks) and tectonics from both the High Himalaya and Lesser Himalaya domains. The minimum age gap occurs for the change from sandy to shallow sandy braided system (KFA4–KFA5), which occurs between 6.6 Ma (along the Bakiya section) and 5.5 Ma (along the Tinau section). Keeping in mind the uncertainties of magnetostratigraphy, the 1.1-Ma age gap is maybe not meaningful and the change from sandy to shallow sandy braided system could be considered synchronous over the Siwalik Basin compared with the other changes in fluvial style.

Regional evolution of the Nd isotope composition and clay mineralogy – the Bengal Fan

The observed trends of the $\varepsilon_{Nd}(0)$ in the Siwaliks are consistent with the slight decrease of $\varepsilon_{Nd}(0)$ compositions of Bengal Fan sediments (since 8 Ma), where a comparable range of compositions was detected (France-Lanord *et al.* 1993; Galy *et al.* 1996). A Lesser Himalayan contribution is also inferred from radiogenic Os isotopic sediment in both Bengal Fan and Siwalik constituents (Pierson-Wickmann *et al.* 2000). The unique source of such radiogenic Os in Himalaya is the black shale of the Upper Lesser Himalaya (Pierson-Wickmann *et al.* 2000), implying that the Lesser Himalaya was locally exposed to erosion since at least *ca* 12 Ma.

Results similar to those of the Karnali section have been obtained from the clay mineral assemblages of Ocean Drilling Project Leg 116 and Deep Sea Drilling Project Leg 22 (Bouquillon *et al.* 1990; Derry & France-Lanord 1997; Galy 2003), where the occurrences of smectite and kaolinite have been linked to variations in environmental conditions at approximately 7 Ma.

ORIGIN OF OBSERVED MAIN CHANGES

The sedimentological data described above show that two kinds of changes in the fluvial system are contemporaneous with major changes in the sediment characteristics within the Siwalik Group. First, a major change from a meandering river system to a braided river system occurred at *ca* 9.5 Ma between KFA3 and KFA4. This change followed an abrupt increase in the Lesser Himalayan detrital input inferred from Nd isotopes. Second, the change from a deep braided system to a shallow braided system occurred at *ca* 6.5 Ma between KFA4 and KFA5. It is contemporaneous with an increase of the smectite/kaolinite proportions of the clay mineralogy. A scenario for the tectonic evolution of far western Nepal is proposed from changes in the fluvial style along the Karnali River, clay mineralogy and Nd isotope geochemistry data. The controls of these fluvial changes are then discussed.

A tectonic scenario for the Himalaya of far western Nepal

The gradual decrease of the neodymium isotope values recorded between *ca* 13.0 and *ca* 9.5 Ma in the deposits of the Karnali River points to an increased input in the Lesser Himalayan rock material, an event that was attributed to initiation of the Lesser Himalayan tectonics (Huyghe *et al.* 2001). This hypothesis is supported by the occurrence of zircons of paleoproterozoic age from the Lesser Himalaya, and Cambrian–Ordovician age derived from the Dadeldhura granite, in the Middle Siwalik sandstones (DeCelles *et al.* 1998, 2001).

In detail, it is proposed here that the propagation of the basal detachment beneath the Lesser Himalaya affected different thrust sheets in the following succession: the hanging wall of the Dadeldhura thrust, the Ramgarh thrust (RT) and the main boundary thrust (MBT) (Fig. 7). Such a scenario of propagation has already been proposed by DeCelles *et al.* (2001). It also agrees with the significant grain-size increase from Middle Siwalik time to the present day (Huyghe *et al.* 2001). Here, a more detailed description is provided by taking into account the present results along the Karnali section and by using the following rule based on the example of the recent uplift pattern in central Nepal (Lavé & Avouac 2001): the motion along the active ramps of the basal detachment induces zones of rapid and localized uplift (Fig. 7) and the proportion of High Himalayan and Lesser Himalayan rocks exposed in these zones of intense erosion controls the supply to the foreland basin and the mélange of source recorded in the Siwalik deposits of the Karnali River section. The main differences between this scenario and the interpretation of DeCelles *et al.* (2001) are given below:

1. The Dadeldhura sheet did not overly the whole of the Ramgarh sheet. Therefore, the activity of RT led to the erosion of Lesser Himalayan rocks as soon as the foreland basin cover was removed. This tectonic activity controlled the decreasing trend of the neodymium isotope values between *ca* 13.0 and *ca* 9.5 Ma in the deposits of the Karnali River (Fig. 5);
2. Main boundary thrust initiation occurred at approximately 10–9 Ma and was synchronous

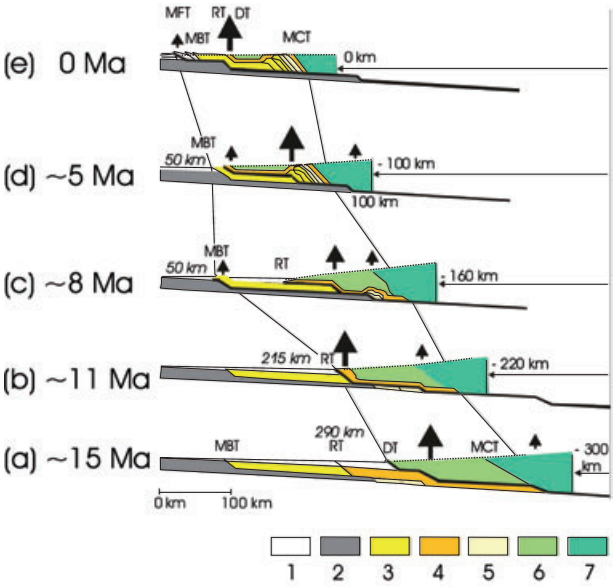


Fig. 7 Incremental balanced restoration of the Himalayan fold-thrust belt in far western Nepal. DT, Dadeldhura thrust; MBT, main boundary thrust; MCT, main central thrust; MFT, main frontal thrust; RT, Ramgarh thrust; 1, foreland basin; 2, Autochthonous Indian craton; 3, Lesser Himalayan thrust sheet; 4, Ramgarh thrust sheet; 5, duplex of the Lesser Himalaya; 6, Dadeldhura thrust sheet; 7, High Himalaya. Rocks of thrust sheets 2, 3, 4 and 5 have $\varepsilon_{Nd}(0)$ values close to those of the Lesser Himalayan material as given in Figure 5; rocks of thrust sheets 6 and 7 have $\varepsilon_{Nd}(0)$ values close to those of the High Himalayan material as given in Figure 5. The final geometry is adapted from the balanced cross-section of DeCelles *et al.* (2001) using the sequence of thrusting deduced from the present work. The heavy full lines indicate the active thrusts, and the vertical arrows refer to the zones of high uplift at the hanging wall of the ramps. The negative values above the horizontal arrow on the right side correspond to the amount of shortening; the italic values on the left side indicate the distance between the position of the present-day Karnali section and the frontal relief of the Himalaya. (a) Geometry at *ca* 15 Ma – the Dadeldhura thrust sheet overthrusted the Lesser Himalaya prior to 13 Ma, tectonics that led to erosion of rocks with High Himalayan affinities. (b) Geometry at *ca* 11 Ma – the emplacement of the Ramgarh Thrust between 13 and 10 Ma led to the erosion of the Lesser Himalayan rocks ahead of the Dadeldhura thrust sheet. (c) Geometry at *ca* 8 Ma – the duplexing of the lower part of the Lesser Himalaya after 10 Ma uplifted the Dadeldhura sheet and the High Himalaya, and eroded rocks with $\varepsilon_{Nd}(0)$ values close to those of High Himalayan material. The simultaneous propagation of the detachment thrust to the MBT decreased the distance between the present-day Karnali section and the frontal relief and led to recycling of sediments of the pre-Siwalik Foreland Basin that had $\varepsilon_{Nd}(0)$ values close to those of the High Himalayan rocks. (d) Geometry at *ca* 5 Ma – the main phase of growth of the Upper Lesser Himalayan duplex led to erosion of Lesser Himalayan and High Himalayan rocks. (e) Present-day (0 Ma) geometry – the uplift above the mid-crustal ramp leads to erosion of the Lesser Himalayan and High Himalayan rocks.

with the RT motion. This early and weak activity of the MBT induced erosion of the syn-orogenic sediments located at its hanging wall, the sources of which were mainly derived from the High Himalaya. The continuous RT activity led to the consumption of most of the Lesser Himalayan rocks located at its hanging wall prior to 9.5 Ma, and caused erosion of the Dadeldhura sheet after 9.5 Ma. Therefore, the neodymium isotope values recorded at 10.0–9.5 Ma in the foreland basin increased as a result of the activities of both the MBT and RT and also the supply of eroded material mainly from the High Himalayan domain or with affinities close to those of the High Himalaya.

The 10–9.5 Ma increase of neodymium isotope values was also synchronous with reactivation of the MCT, evidenced by MacFarlane 1993) in central Nepal. However, the 10–9-Ma period is marked by the maximum sediment accumulation rate (Gautam & Fujiwara 2000), a maximum that fits with an increase of the subsidence rate because of the rapid southward migration of the thrust load above the flexed lithosphere rather than a reactivation of the MCT, which would increase the distance between the thrust load and the foreland. Therefore, such a reactivation is not appropriate.

Tectonic control for the change from meandering to braided river system

From the large content of feldspars and biotites in the 'salt and pepper' sandstones of the Middle Siwaliks, Ulak and Nakayama (2001) argued that the onset of the braided river system was caused by rapid uplift of the Higher Himalayan terrain. However, thermochronologic detrital investigations suggest a steady-state erosion (Bernet *et al.* 2005) or a decrease (Szulc *et al.* 2004) of the exhumation by that time (10–8 Ma). Therefore our tectonic scenario proposes the following interpretation for the sedimentological evolution pointed out by Ulak and Nakayama (2001): the development of the duplex and the motion along the mid-crustal ramp of the RT induced passive uplift and erosion of the High Himalaya and Dadeldhura thrust sheets, whereas the weak activity of the MBT induced erosion of syn-orogenic sediments and of a few Lesser Himalayan rocks; the initiation of the MBT decreased abruptly the distance from the Karnali section to the topographic front and induced, by increasing the river gradient, the transport of coarser sediment load, as revealed by grain-size analysis (Huyghe *et al.* 2001), and the development of braided river systems, as shown by the KFA3/KFA4 transition of the Karnali section.

Following the tectonic sketch proposed above, the evolution from illite-/chlorite-rich assemblages prior to 9.5 Ma to a rapid alternation of illite/chlo-

rite and smectite/kaolinite banks could be linked to a change of source material. Recycling of the early foreland basin sediments in the hanging wall of the MBT provided a source of rocks and minerals that consequently suffered two consecutive weathering episodes, then susceptible to produce more clay minerals linked to weathering (Fig. 7c). Some basic intrusives at the base of the Precambrian low-grade metasediments in the Ramgarh thrust sheet could also have been weathered and produced clays with smectites in the Middle Siwaliks. However, the proportion of basic intrusives is minor (Shrestha 1987) and other origins have to be proposed. For example, the formation of smectites from feldspar weathering has already been described in the Siwaliks when fluid circulation is involved (Huyghe *et al.* 1998). The porosity of the coarse and weakly cemented Middle Siwalik sandstones and the feldspar supply of up to 20% from 11 to 9 Ma (Tokuoka *et al.* 1986; Hisatomi 1990; DeCelles *et al.* 1998) are favorable to such a transformation. In such a case, smectites would form at shallow levels in the foreland basin and would result from an indirect effect of the change of source.

Climatic control for the change from deep sandy to shallow sandy braided river system

The change from deep sandy to shallow sandy braided river system observed at 6.5 Ma along the Karnali River section is characterized by discontinuous sedimentation and frequent and episodic high-energy discharge events. It was preceded by evidence of irregular stream discharge producing large-magnitude flood interbeds. Altogether, these characteristics could be linked to an increase in seasonal discharge.

From the tectonic interpretation in the present study (Fig. 7), no major tectonic event occurred between approximately 8 and 5 Ma and the distance between the frontal relief of the Himalaya and the Karnali section remained approximately 50 km. This suggests that the change in fluvial style at 6.5 Ma could be of climatic origin. Moreover, the regional correlation of fluvial styles within the Siwalik Basin (Fig. 6) indicates that it is relatively synchronous over 500 km. Such characteristics also favor a climatic origin. From 7 to 5 Ma, an increase of seasonality has been identified in the Siwalik Basin from C and O isotopic analyses of pedogenic carbonates and mollusk shells (Harrison *et al.* 1993; Quade *et al.* 1995; Gajurel *et al.* 2003; Sanyal *et al.* 2004), and from paleovegetation analysis (Awasthi & Prasad 1990). This increase of seasonality has been attributed by these authors to a variation in monsoon intensity.

From a mineralogical point of view, this change in fluvial style occurs during the period of smectite-/kaolinite-dominant clay assemblages. Nd isotopes (Fig. 5) do not indicate any abrupt source-rock change and no consequent source rock of smectites is noted from 6.5 Ma onward in the Karnali Catchment Basin. As indicated above, the minor surface exposure of basic intrusive is also not enough to explain the long period of smectite abundance in the deposits. As the observed feldspar content in these deposits is lower for the period from 6.5 Ma to the present than during 9.5–6.5 Ma, the formation of higher amounts of smectites as a result of feldspar weathering after 6.5 Ma is not plausible. All these arguments suggest that the abundance of smectites in the clay assemblages from 6.5 Ma onward is linked to strong seasonality that favored the formation of smectites from pedogenetic processes. The pedogenesis occurred in areas characterized by soils preserved from fast physical erosion (i.e. within the zones of weak uplift rate in the Lesser Himalaya and the foreland basin). This supply of smectite-/kaolinite-rich clay assemblages is added to the supply of illite-/chlorite-rich clay assemblages provided by the zones of high uplift, dominated by physical erosion in the High Himalaya.

CONCLUSIONS

The present multidisciplinary study comprising analysis of facies, clay minerals and Nd isotopes, conducted along the Karnali River section, permitted us to distinguish several changes in the fluvial system. Six classes of fluvial facies associations among the seven recognized along the Karnali River section have been described previously from three Siwalik sections, from western to central Nepal, stretched over a distance of approximately 500 km. It is notable, however, that the facies boundaries in these sections are diachronous, except in the case of the change from a deep sandy braided river system to a shallow sandy braided system where the time gap is only approximately 1 my.

The present study reveals that the difference between fluvial changes induced by tectonics and fluvial changes induced by climatic variations is very small. Difficulty in separating tectonic and climate events is more pronounced in the case of

the Himalayas, where tectonics and climate may interact. However, multidisciplinary studies jointly utilizing source markers, weathering indicators and sedimentological parameters give some clues for deciphering climatic and tectonic phenomena. Of the six changes in fluvial systems distinguished along the Karnali River, it is suggested here that at least one of them is linked to tectonic reorganization of the Himalayan belt and another to a climatic change:

1. A tectonic evolution compatible with the major change from a meandering to a braided river system and with the geochemical variations is proposed. The southward propagation of the basal detachment beneath the Lesser Himalaya from *ca* 13 Ma led to the successive uplift of different thrust sheets, the exhumation and erosion of which controlled the sediment supply to the foreland basin, as shown from the Nd-isotope composition of Siwalik deposits. The activity of the Ramgarh thrust led to erosion of the Lesser Himalayan rocks from *ca* 12 Ma in the catchment basin of the paleo-Karnali river. The southward propagation of the thrust and fold activities within the outer part of the Lesser Himalaya at approximately 10–9 Ma changed the morphology, the proximity of relief and the surface slope. It was also responsible for the high gradient and sediment load shown by the onset of braided river systems in the paleo-Ganga plain at *ca* 9.5 Ma.
2. Another significant change from a deep sandy braided to a shallow sandy braided system took place at *ca* 6.5 Ma. It seems to be of climatic origin as suggested by the discontinuous sedimentation and episodic high-energy discharge and by synchronism of such a change over approximately 500 km. It might be linked to an increase in seasonality also shown by the change from C3 to C4 vegetation and by the abundance of smectites among the clay minerals. Similar results obtained from clay minerals of the distal part of the Bengal Fan attest to the wide impact of this event controlled by the regional evolution climate. The observed indicators ascribed to a climatic change are not totally synchronous along the Karnali River section; the initiation of irregular stream discharge precedes the start of the 6.5 Ma change in the fluvial system by *ca* 1 Ma. This is an indication of a gradual environmental change from approximately 7.5 Ma.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the French program 'ECLIPSE' running from 2000 to 2004. We thank P. Gautam, L. P. Paudel and T. Sakai for their constructive reviews and comments on the submitted manuscript. We are also grateful to Professor C. Beck for numerous discussions on fluvial molasse deposits and for improving the analysis of sedimentological field observations.

REFERENCES

AHMAD T., HARRIS N., BICKLE M., CHAPMAN H., BUNBTURY J. & PRINCE C. 2000. Isotopic constraints on the structural relationships between the Lesser Himalayan Series and the High Himalayan Crystalline Series, Garhwal Himalaya. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 467–77.

ALLEGRE C. 2005. *Geologie Isotopique*. Belin, Paris.

ALLEN P. A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G. D. 1986. Foreland basins: An introduction. *In* Allen P. A. & Homewood P. (eds). *Foreland Basins*, pp. 3–12. Blackwell, Oxford.

APPEL E., RÖSLER W. & CORVINUS G. 1991. Magnetostratigraphy of the Miocene–Pleistocene Surai Khola Siwaliks in West Nepal. *Geophysical Journal International* **105**, 191–8.

AUDEN J. B. 1935. Traverses in the Himalaya. *Records of Geological Survey of India* **69**, 123–67.

AWASTHI N. & PRASAD M. 1990. Siwalik plant fossils from Surai Khola area, Western Nepal. *Palaeobotanist* **38**, 298–318.

BEAUMONT C. 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **65**, 291–329.

BERNET M., VAN DER BEEK P., HUYGHE P. & MUGNIER J.-L. 2005. Continuous and episodic exhumation of the Central Himalayas from detrital zircon fission-track analysis of Siwalik sediments, Nepal. *In* Mascle G. & Lavé J. (eds). *20th HKT Workshop*, Abstracts Volume, p. 10. University of Grenoble, Aussois, France.

BOUQUILLON A., FRANCE-LANORD C., MICHARD A. & TIERCELIN J. J. 1990. Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal Fan sediments: The denudation of the Himalaya. *In* Cochran J. R., Stow D. A. V., Auroux C. *et al.* (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **116**, pp. 43–58. Ocean Drilling Program, College Station, TX.

BROZOVIC N. & BURBANK D. W. 2000. Dynamic fluvial systems and gravel progradation in the Himalayan foreland. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 394–412.

CANDE S. C. & KENT D. V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cre-

taceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* **97**, 13 917–51.

CAPET X., CHAMLEY H., BECK C. & HOLTZAPPEL T. 1990. Clay mineralogy of ODP sites 671 and 672, Barbados Ridge Accretionary Complex and Atlantic Abyssal Plain: Palaeoenvironmental and diagenetic implications. *In* Mascle A., Moore J. C., Taulor, E. *et al.* (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **110**, pp. 85–96. Ocean Drilling Program, College Station, TX.

DECELLES P. G., GEHRELS G. E., QUADE J. *et al.* 1998. Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. *Geological Society America Bulletin* **110**, 2–21.

DECELLES P. G., ROBINSON M. D., QUADE J. *et al.* 2001. Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics* **20**, 487–509.

DELCAILLAU B. 1992. *Les Siwaliks Du Népal Oriental*. CNRS Éditions, Paris.

DERRY L. A. & FRANCE-LANORD C. 1997. Himalayan weathering and erosion fluxes: Climate and tectonics controls. *In* Ruddiman W. F. (ed.). *Tectonic Uplift and Climate Change*, pp. 290–312. Plenum, New York.

DUNOYER DE SEGONZAC G. 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. *Sedimentology* **10**, 137–43.

FRANCE-LANORD C., DERRY L. A. & MICHARD A. 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene time: Isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal Fan. *In* Treolar P. J. & Searle M. (eds). Himalayan tectonics. *Geological Society of London, Special Publication* **74**, 603–21.

GAJUREL A. P., FRANCE-LANORD C. & HUYGHE P. 2003. Compositions isotopiques (carbone et oxygène) de gatéropodes et bivalves des Siwaliks du Népal: Implications paléo-environnementales sur le système himalayen depuis le Miocène. *In* Chamley H. & Trentesaux A. (eds). *Colloque Tectoclim*, Abstracts Volume, p. 25. Société Géologique de France, Lille, France.

GALY A., FRANCE-LANORD C. & DERRY L. A. 1996. The late Oligocene–early Miocene Himalayan constraints deduced from isotopic compositions of early Miocene turbidites in the Bengal Fan. *Tectonophysics* **260**, 109–18.

GALY V. 2003. Etude de la composition isotopique du carbone organique des sédiments du cône du Bengale (Leg 22, Site 218). Masters Thesis, Institut Polytechnique de Lorraine, Nancy, France.

GAUTAM P. & APPEL E. 1994. Magnetic-polarity stratigraphy of Siwalik Group sediments of Tinau Khola section in west central Nepal, revisited. *Geophysical Journal International* **117**, 223–34.

GAUTAM P. & FUJIWARA Y. 2000. Magnetic polarity stratigraphy of Siwalik Group of Karnali River section in Western Central Nepal. *Geophysical Journal International* **142**, 812–24.

GAUTAM P. & RÖSLER W. 1999. Depositional chronology and fabric of Siwalik group sediments in Central Nepal from magnetostratigraphy and magnetic anisotropy. *Journal of Asian Earth Sciences* **17**, 659–82.

GUPTA S. 1997. Himalayan drainage patterns and origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* **25**, 11–14.

HARRISON T. M., COPELAND P., HALL S. A. *et al.* 1993. Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan uplift, denudation, and climatic histories in two molasse deposits. *Journal of Geology* **101**, 157–75.

HISATOMI K. 1990. The sandstone petrography of the Churia (Siwalik) Group in the Arung Khola–Binai Khola area, west central Nepal. *Bulletin of the Faculty of Education, Wakayama University of Natural Science* **39**, 5–29.

HOLTZAPPEL T. 1985. Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord* **12**, 1–36.

HUYGHE P., GALY A. & MUGNIER J. L. 1998. Microstructures, mineralogy and geochemistry of clay size fraction (< 2 μm) of thrust zones of western Nepal Siwaliks (Karnali area). *Journal of Nepal Geological Society* **18**, 239–48.

HUYGHE P., GALY A., MUGNIER J. L. & FRANCE-LANORD C. 2001. Propagation of the thrust system and erosion in the Lesser Himalaya: Geochemical and sedimentological evidences. *Geology* **29**, 1007–10.

KROON D., STEENS T. & TROELSTRA S. R. 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. *In* Prell W. L. & Niitsuma N. (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **117**, pp. 257–63. Ocean Drilling Program, College Station, TX.

KÜBLER B. & GOY-EGGENBERGER D. 2001. La cristallinité de l'illite revisitée: Un bilan des connaissances acquises ces trente dernières années. *Clay Minerals* **36**, 143–57.

KUMAR R., GHOSH S. K. & SANGODE S. J. 1999. Evolution of a Neogene fluvial system in a Himalaya foreland basin, India. *Geological Society of America. Special Paper* **328**, 239–56.

LANSON B., BEAUFORT D., BERGER G., PETIT S. & LACHARPAGNE J. C. 1995. Evolution de la structure cristallographique des minéraux argileux dans le réservoir gréseux rotliegende des Pays-Bas. *Bulletin Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine* **19**, 243–65.

LAVÉ J. & AVOUAC J. P. 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalaya of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research* **106**, 26 561–93.

MACFARLANE A. M. 1993. Chronology of tectonic events in the crystalline core of the Himalaya, Langtang National Park, central Nepal. *Tectonics* **12**, 1004–25.

MIALL A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits. A summary. *In* Miall A. D. (ed.). Fluvial sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* **5**, 597–604.

MIALL A. D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* **22**, 261–308.

MOLNAR P. & ENGLAND P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? *Nature* **346**, 29–34.

MUGNIER J. L., DELCAILLAU B., HUYGHE P. & LETURMY P. 1998. The break-back thrust splay of the Main Dun Thrust (Himalayas of western Nepal): Evidence of an intermediate displacement scale between earthquake slip and finite geometry of thrust systems. *Journal of Structural Geology* **7**, 857–64.

MUGNIER J. L., HUYGHE P., JOUANNE F. & LETURMY P. 2004. Episodicity rates of thrust sheet motion in the Himalayas (Western Nepal). *In* McClay K. (ed.). Thrust tectonics and hydrocarbon systems. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **82**, 91–114.

MUGNIER J. L., MASCLE G. & FAUCHER T. 1993. Structure of the Siwaliks of western Nepal: An intracontinental accretionary prism. *International Geology Review* **35**, 1–16.

NAKAYAMA K. & ULAK P. D. 1999. Evolution of fluvial style in the Siwalik Group in the foothills of the Nepal Himalaya. *Sedimentary Geology* **125**, 205–24.

PIERSON-WICKMANN A. C., REISBERG L. & FRANCE-LANORD C. 2000. The Os isotopic composition of Himalayan river bedloads and bedrocks: Importance of black shales. *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 203–18.

POWERS P. M., LILLIE R. J. & YEATS R. S. 1998. Structure and shortening of the Kangra and Dehra Dun reentrants, Sub-Himalaya, India. *Geological Society of America. Bulletin* **110**, 1010–27.

PRELL W. L., MURRAY D. W., CLEMENS S. C. & ANDERSON D. M. 1992. Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: Evidence from the western Arabian Sea drilling program. *In* Duncan R. A. (ed.). *Synthesis of Results from the Scientific Drilling of the Indian Ocean, Geophysical Monography Series* **70**, pp. 447–69. AGU, Washington, DC.

QUADE J., CATER J. M. L., OJHA T. P., ADAM J. & 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**, 1381–9.

QUADE J., CERLING T. E., BARRY J. *et al.* 1992. A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. *Chemical Geology* **94**, 182–92.

RAO R. A., AGARWAL R. P., SHARMA U. N., BHALLA M. S. & NANDA A. C. 1988. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate palaeontology of the Upper Siwalik Subgroup of Jammu Hills, India. *Journal of the Geological Society of India* **31**, 361–85.

RAVELO A. C., ANDREASEN D. H., LYLE M., LYLE A. O. & WARA W. W. 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* **429**, 263–7.

ROBERT X. 2005. Analyse thermochronologique des sédiments Siwaliks: Implications pour la séquence de réactivation d'activité des failles et la mécanique du prisme frontal de l'Himalaya. Masters Thesis, Université de Grenoble, Grenoble, France.

ROBINSON D. M., DECELLES P. G., PATCHETT P. J. & GARZIONE C. N. 2001. The kinematic evolution of the Nepalese Himalaya interpreted from Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* **192**, 507–21.

SANYAL P., BHATTACHARYA S. K., KUMAR R., GHOSH S. K. & SANGODE S. J. 2004. Mio-Pliocene monsoonal record from Himalayan foreland basin (Indian Siwalik) and its relation to vegetational change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaecology* **205**, 23–41.

SHRESTHA S. B. 1987. *Geological Map of Far Western Nepal, Scale 1/250 000*. Department of Mines and Geology – Ministry of Industry, His Majesty's Government of Nepal, Kathmandu.

SZULC A., NAJMAN Y., SINCLAIR H. *et al.* 2004. Rapid exhumation of the Greater Himalaya persisted until 10 Ma: New evidence concerning Himalaya evolution during the Neogene from a detrital investigation of the Siwalik group in SW Nepal. *American Geophysical Union Fall Meeting*, Abstracts Volume. Eos Transactions AGU, San Francisco.

TOKUOKA T., TAKAYASU K., YOSHIDA M. & HISATOMI K. 1986. The Churia (Siwalik) Group of the Arung Khola area, West Central Nepal. *Memoirs of the Faculty of Science, Shimane University (Japan)* **20**, 135–210.

ULAK P. D. & NAKAYAMA K. 2001. Neogene fluvial systems in the Siwalik Group along the Tinau Khola section, West Central Nepal Himalaya. *Journal of Nepal Geological Society* **25**, 111–22.

UPRETI B. N. & LE FORT P. 1999. Lesser Himalayan crystalline nappes of Nepal. Problems of their origin. *In* Macfarlane A., Quade J. & Sorkhabi R. (eds). *Geological Society of America. Special Paper* **328**, 225–38.

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT
Journal of Asian Earth Sciences 25 (2005) 707–717
Journal of Asian Earth Sciences
www.elsevier.com/locate/jaes

Frontal and piggy-back seismic ruptures in the external thrust belt of Western Nepal☆

J.-L. Mugnier[a,*], P. Huyghe[a], A.P. Gajurel[a,b], D. Becel[a]

[a]Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS and Université Joseph Fourier, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France
[b]Tribuvan University, Kathmandu, Nepal

Received 5 June 2002; revised 15 October 2003; accepted 7 May 2004

Abstract

This paper gives structural and morphological evidence for meter-scale episodic displacement pulses along the MFT and MDT during a complex sequence of thrusting in the sub-Himalayan fold and thrust belt. The studied cross-section is located in Western Nepal at a latitude of E 82° 20′. Along this section, the Main Dun Thrust (MDT) is in a piggy-back setting and comprises three splays that are spaced by less than 200 m. The splays display the following sequence of motion: (1) the medium splay was active; (2) the internal splay was active and had a dip-slip displacement of ∼3 m that could be the surface rupture of an earthquake; (3) a period of quiescence occurred for all the splays of the MDT; (4) the external splay is active. The motion along the medium and internal thrust predates ∼70 kyr whereas motion along the external splay postdates 5468–5214 yr before J.C. The Main Frontal Thrust (MFT) is the most external Himalayan thrust. Ten encased strath terraces are found at its hangingwall. Sudden ∼1.5 m uplift events could have induced their abandonment and could have been linked to ∼2 m slip events along the MFT, a value close to the lower bound inferred for co-seismic slip along the basal detachment (MHT) during $M \sim 8$ earthquakes. From the offset of a terrace level, a displacement of ∼8 m is inferred between 1224–1280 yr after J.C. and 1828–1883 yr after J.C.; it could be linked to a succession of several seisms along the MFT. This study suggests that: (a) several thrusts, that branch off the basal décollement, are active faults; (b) great earthquakes, that occur along the outer part of the basal décollement of the Himalayan thrust belt, reach the surface at different location; (c) only one thrust moves during one earthquake; (d) the sequence of thrusting is successively out-of-sequence and in sequence and changes at an intermediate time-scale between earthquake cycle and finite geometry of the thrust system.
© 2004 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Himalaya; Seismo-tectonics; Nepal; Thrust

1. Introduction

The Himalayas is a collision belt that is subjected to great earthquakes. Nearly half of the Himalayan chain ruptured over the last century producing four earthquakes with magnitude around 8–8.5 (Seeber and Armbuster, 1981; Molnar, 1990; Pandey et al., 1995). Because the Central Himalayas, between 79 and 85°E longitude (Fig. 1a), has not sustained a major earthquake during this period, this region is considered as a seismic gap (Khattri, 1987). All the major active faults, which show repeated late Quaternary displacements, are still not clearly recognized in this area, because the active fault traces are not distinctly visible in the deeply dissected ranges and heavily vegetated foothills. The aim of this paper is to describe evidence for episodic displacement pulses along two distinct active thrust faults in this area. The evidence that is presented here for meter-scale displacement pulses suggests that the seismic gap is a gap of reliable record, but not a gap of earthquake occurrence in Western Nepal. The earthquake cycle reconciles the long-term Holocene motion (Mugnier et al., 2003) along the Main Dun Thrust (MDT) and the Main Frontal Thrust (MFT) and their present-day inactivity inferred from GPS measurement (Berger et al., 2004).

Furthermore, the sequence of rupture in the seismic gap of Mid-Western Nepal is discussed: although it is frequently inferred in a collision belt that the frontal structure is the active structure (McClay, 1992), Kao and Chen (2000) have

☆ Originally submitted for the 17 Himalaya-Tibet workshop.

* Corresponding author. Tel.: +33 476 51 40 70; fax: +33 476 51 40 58.
E-mail address: mugnier@ujf-grenoble.fr (J.-L. Mugnier).

1367-9120/$ - see front matter © 2004 Elsevier Ltd. All rights reserved.
doi:10.1016/j.jseaes.2004.05.009

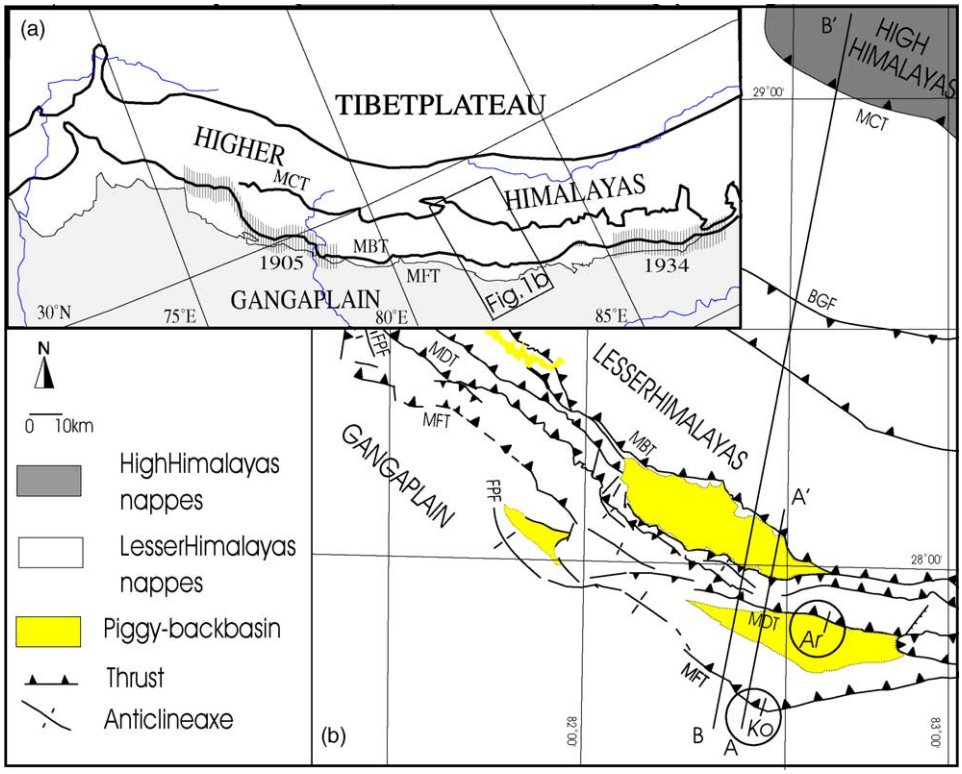


Fig. 1. (a) Inset map of Himalaya with location of the study area. The hatched zones refer to the rupture zones of 1905 and 1934 earthquakes. (b) Schematic structural map of the Outer belt of Nepal; Ar is the location of the Arjun Khola (Fig. 3) imbricate; Kr is the location of Koilabas (Fig. 5). FPF: fault propagating fold; MFT: Main Frontal Thrust. MDT: Main Dun Thrust; MBT: Main Boundary Thrust; BGF: Bhari Ghat Fault; MCT: Main Central Thrust.

demonstrated out-of-sequence thrusting in the Taiwan thrust belt. Their work is based on the surface rupture, the focal depth and the fault plane solution of the Chichi earthquake. Our field observation outlines that surface ruptures in Himalaya also occur in a piggy-back setting and therefore suggests that the Kao and Chen (2000) model is applicable to the Himalaya.

2. Tectonic setting of Western Nepal

The main structures of Western Nepal consist of several north-dipping thrust faults which, from south to north, are (Fig. 1b): the Main Frontal Thrust (MFT), the Main Dun Thrust (MDT), the Main Boundary Thrust (MBT) and the Main Central Thrust (MCT) (Shresta, 1987; Upreti and Le Fort, 1999). These thrusts branch off the Main Himalayan Thrust (MHT), which is the basal décollement of the Himalayan thrust belt (DMG, 1985; Schelling and Arita, 1991). This low dipping thrust gives a reminder of more than 20 km depth reflectors imaged beneath Tibet (Zhao et al., 1993) that are interpreted as a shear zone beneath the brittle/ductile transition (Sibson, 1989). Geodetic results (Jackson and Bilham, 1994; Bilham et al., 1997) indicate a 19 ± 2 mm/yr present-day shortening through the Himalayas and a shortening rate through the outer belt (Siwalik) of less than few millimeter (Jouanne et al., 1999). Therefore, it is assumed that the deeper part of the MHT creeps smoothly (Fig. 2a), whereas the shallower part of the décollement surface only slips episodically during great earthquakes (Seeber and Armbuster, 1981). An interseismic elastic strain accumulation has been suggested at the transition between the two segments by micro seismic studies (Pandey et al., 1995). This strain accumulation may be released during major earthquakes and may propagate to the outer belt of the Himalayas (Wesnousky et al., 1999; Lavé and Avouac, 2000; Senthil et al., 2001).

The outer part of the thin-skinned thrust belt (Fig. 2b) of the Himalayas is formed by the Siwalik zone between the MFT and the MBT (Auden, 1935). It is formed by Quaternary (Dun and Upper Siwalik deposits) and Mio-Pliocene sediments (Lower and Middle Siwalik). An important tectonic structure in this zone (Fig. 1b) is the MDT (Hérail and Mascle, 1980). The major faults have complex geometries: close to the surface, they are frequently formed by imbricate fans, and each splay branches off the main thrust (Mugnier et al., 1998). The major thrusts are not continuous along strike and a succession of laterally relayed thrusts (Husson et al., 2003) forms the MFT and the MDT in Western Nepal (Fig. 1b). These segments are 50–100 km long and they die out laterally in the form of propagating folds (FPF) or branch and relay along lateral transfer zones (Mugnier et al.,

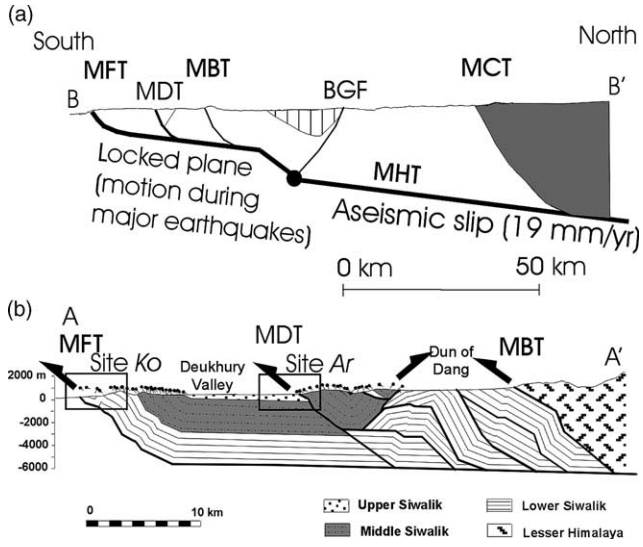


Fig. 2. (a) Simplified cross-section through Mid-Western Nepal (BB′ in Fig. 1; no vertical exageration); (Fig. 5). MFT: Main Frontal Thrust; MDT: Main Dun Thrust; MBT: Main Boundary Thrust; BGF: Bhari Ghat Fault; MCT: Main Central Thrust; MHT: Main Himalayan Thrust. The black dot on the MHT refers to the tip line of the dislocation model of Jouanne et al. (1999). (b) Simplified cross-section through the Siwalik of Mid-Western Nepal (AA′ in Fig. 1; no vertical exageration). Ar is the location of the Arjun Khola imbricate (Fig. 3); Kr is the location of Koilabas (Fig. 5).

1999). The orientation of the mean shortening in the Siwalik of Western Nepal is N10 from micro-structure analysis (Mugnier et al., 1999).

The Holocene shortening rate is estimated (Lavé and Avouac, 2000; Mugnier et al., 2003) from the geometry of active structures and from the uplift of Holocene fluvial terraces above these structures. In Mid-Western Nepal, it is 14 ± 4 mm/yr along the MFT and 4 ± 2 mm/yr along the MDT (Mugnier et al., 2003). Some recent activity along the MBT (Mugnier et al., 1994) and the Bhari Ghat Fault (BGF in Figs. 1a and 2a) have been evidenced, but are only in the order of a millimeter per year (Nakata, 1989). Therefore, the total Holocene shortening rate across the Western Himalayan Belt is 18 ± 6 mm/yr, close to the present-day shortening rate through the Himalayas deduced from GPS geodetic studies (Jouanne et al., 1999). Surface ruptures of historic Himalayan earthquakes have not been observed. Nonetheless, trenches recently excavated (Nakata et al., 1998; Malik et al., 2003) through the MFT suggest that 3.5–8 m displacement has ruptured the surface. Slip events on a scale of a few meters have also been described (Delcaillau, 1992) from thrust/modern sediment relationships in Central Nepal. Evidence is presented here for meter-scale displacement pulses in Western Nepal along the MDT and the MFT.

3. Meter-scale reactivation of the Main Dun Thrust

The MDT forms the northern border of the Deukhury valley (or Dun) in western Nepal. Along the Arjun River (Ar in Fig. 2b), the MDT comprises at least three splays separated by few hundred meters in the field (Mugnier et al., 2003). These splays are characterized by complex relationships with geomorphic, stratigraphic and sediment features. The medium splay is located between Upper Siwalik formation and Lower Siwalik formation, the external splay tilts gravel deposits, and the internal splay is overlapped by these gravel deposits (Fig. 3a). Furthermore, two erosional surfaces form the boundaries of the gravel deposits: the lower one is located at the top of the Siwalik formation and the upper one is located above the gravels at the bottom of reddish silts. The age of the silts is 29.5 kyr at a depth of 2.5 m from thermo-luminescence analysis (Bronger et al., 2000) and their top is carbon-dated on charcoal at 6355 ± 50 yr before present (Lyon-862-oxa-C14 dating at laboratory of Lyon, France). Taking into account the Stuiver et al. (1998) calibration work, it is found 5468–5214 yr before J.C. for the top of the terrace. Furthermore, Middle Paleolithic human artefacts have been found at the base of the reddish silts (Corvinus, 1996) and could be as old as 70 kyr (Corvinus, personnal communication).

The following sequence of events is inferred from the outcrops (Fig. 3b): (1) activation of the medium thrust; (2) erosional surface (i) developed at the hangingwall and footwall of the medium splay; (3) activation of the internal splay offsets the erosional surface (i); (4) gravels overlapped the medium and internal splays. The undeformed aspect of the sediments suggests a period of quiescence for the MDT system during the deposition of gravels; (5) an erosional surface (ii) affected both Lower Siwalik and gravel deposits; (6) Reddish silts overlie the erosional surface (ii); (7) the hangingwall of the external thrust is tilted 20–40° southward close to the fault and is uplifted $\sim$20 m northward.

In summary, break-back sequence and in sequence thrust events, as defined by McClay (1992), are evidenced on the scale of this thrust fan, and the thrust events are separated by a quiescence lapse between 7340 yr BP and more than 70 kyr. Furthermore, the internal and medium splays of the MDT have been buried below a relatively thick alluvial sequence (25 m or more, taking into account erosional surface (ii)). This is due to the rapid infilling of the piggy-back basin lying to the south, and probably associated to thrusting events along the nearby MFT.

At a more detailed scale (Fig. 4), the internal splay displays the following sediment/structure relationships: (a) Soil, characterized by calcrete nodules, developed on the erosional surface (i); (b) displacement of a few meters occurred along the thrust fault and a collapse structure affected the hangingwall of the scarp. The collapse lowered the erosional surface (i) by 0.5 m and the resulting vertical throw is 1.2 m; (c) colluvium, containing angular Siwalik fragments of decimetric size, are deposited along the fault scarp; (d) alluvial gravel and pebble deposits overlap the colluvium.

The fault zone affects the clayey layers of the Lower Siwalik formations and is characterized by clasts

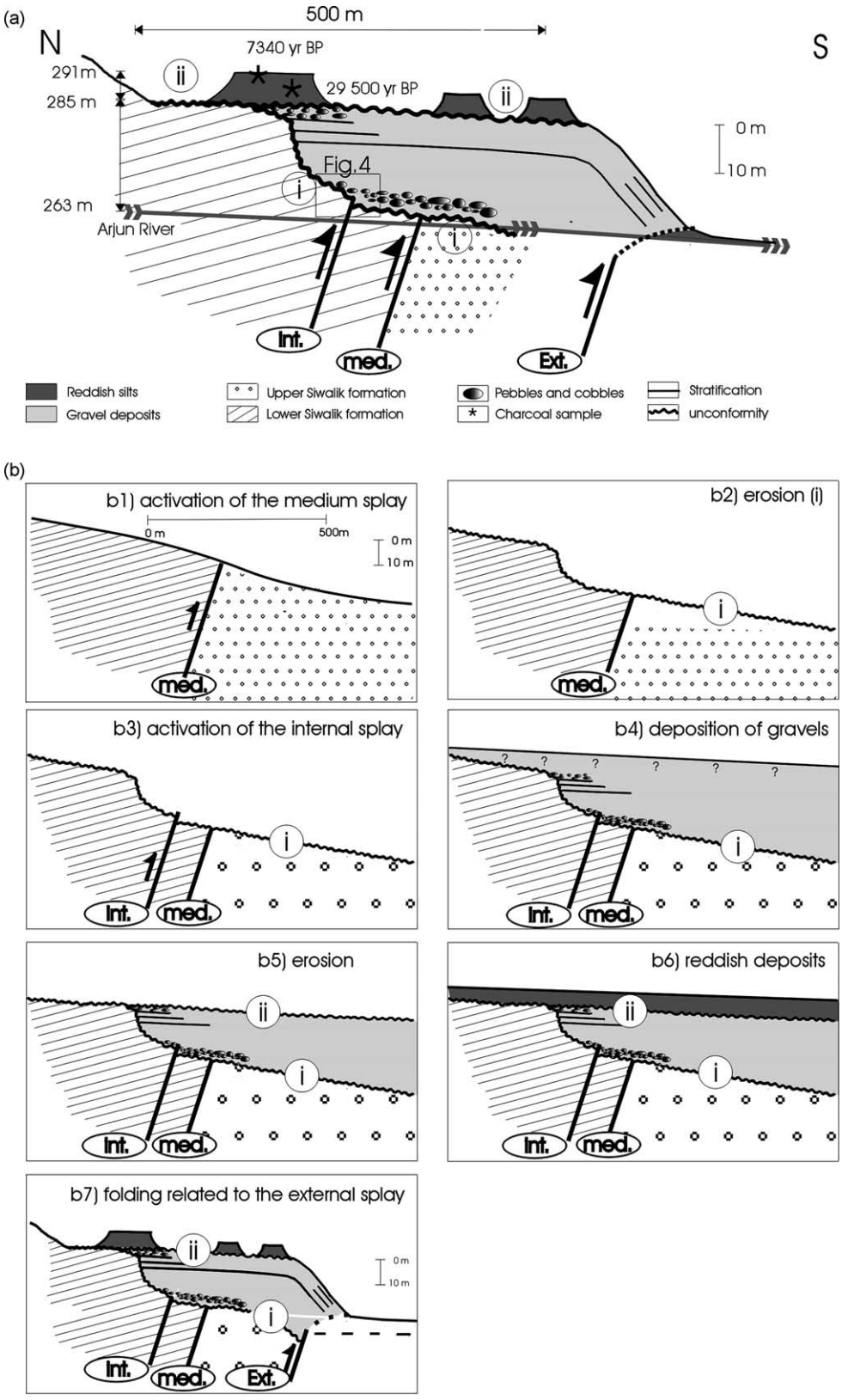


Fig. 3. (a) Sketch of the geomorphic, stratigraphic and thrust/sediment relationships along the Arjun Khola (A in Fig. 2); the vertical exageration is ~6, and graphically increases the dip of the faults; (int.) (med.) and (ext.) refer to the three splays of the MDT; (i) and (ii) refer to two distinct erosional surfaces. (b) Sketch of the kinematic evolution; (b1) the medium splay (2) is active; (b2) erosional surface (i) develops; (b3) the internal splay is active; (b4) gravels are deposited above the erosional surface (i), the internal splay and the medium splay; (b5) erosional surface (ii) develops before (b6) the deposition of the reddish silts; (b7) the external thrust (3) is active, all the previous structures are uplifted and the gravel deposits are folded above the external splay.

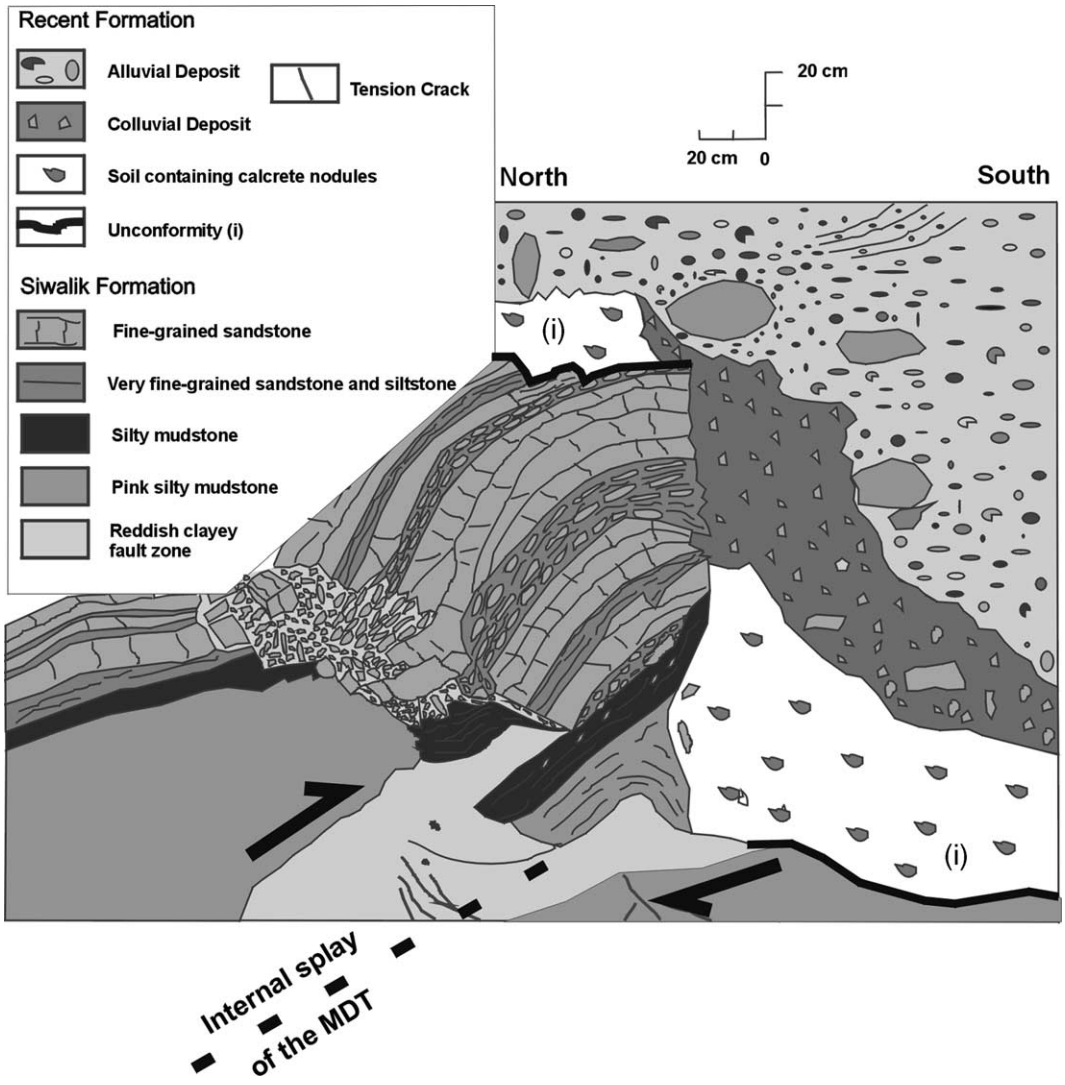


Fig. 4. Drawing of the fault scarp of the internal splay of the MDT and its relationships with the sedimentary features (Coordinates of the outcrops are N27°53.211′ E082°30.556′). Location of Fig. 4 is the rectangle in Fig. 3. (i) Is the same unconformity as in Fig. 3.

incorporated in a clayey matrix, surrounded by reddish alteration and by small-scale striated faults (Huyghe et al., 1998).

In summary, the displacement along the internal splay of the MDT seems to be related to a single slip event from the sediment/structure relationships. It is estimated to be ~3 m considering a 1.7 m vertical offset and a 30° dip of the internal splay of the MDT.

4. Meter-scale motion along the Main Frontal Thrust

At the boundary between the sub-Himalayan belt and the Ganga plain, active tectonics features have been found along the Koilabas River (Ko in Fig. 2b). The Koilabas River is a small, less than 10 km long river. The annual high flow is restricted in a river bed nearly 20 m wide where very few pebbles and gravels are deposited above the lower Siwalik substratum. The lower Siwalik formations thrust above Quaternary deposits along a splay of the MFT (Fig. 5a), and 10 encased stath terraces are found at its hangingwall. They are labeled by T for the fluvial deposits and Tb for the strath surface at the base, and are indexed in an increased order from the lowest one to the highest one. The lowest strath terrace (T1b) located 3.8 m above the river is usually not reached by the annual monsoon. T1b is locally covered by a 1.8 m thick fluviatile deposit (T1) that overlaps and seals the MFT (Fig. 5b). The top of the T1 deposit contains plastic bags and corresponds to the 1994 catastrophic high flow of the river. The T2 deposit also seals the MFT on the right bank of the river. It is carbon-dated on charcoal at 132±34 yr BP (AA50070 C14 dating at University of Arizona, USA) and its top is located 6.5 m above the river. Taking into account the Stuiver et al. (1998) calibration curve, it is found an age of 1828–1883 yr after J.C. for this terrace.

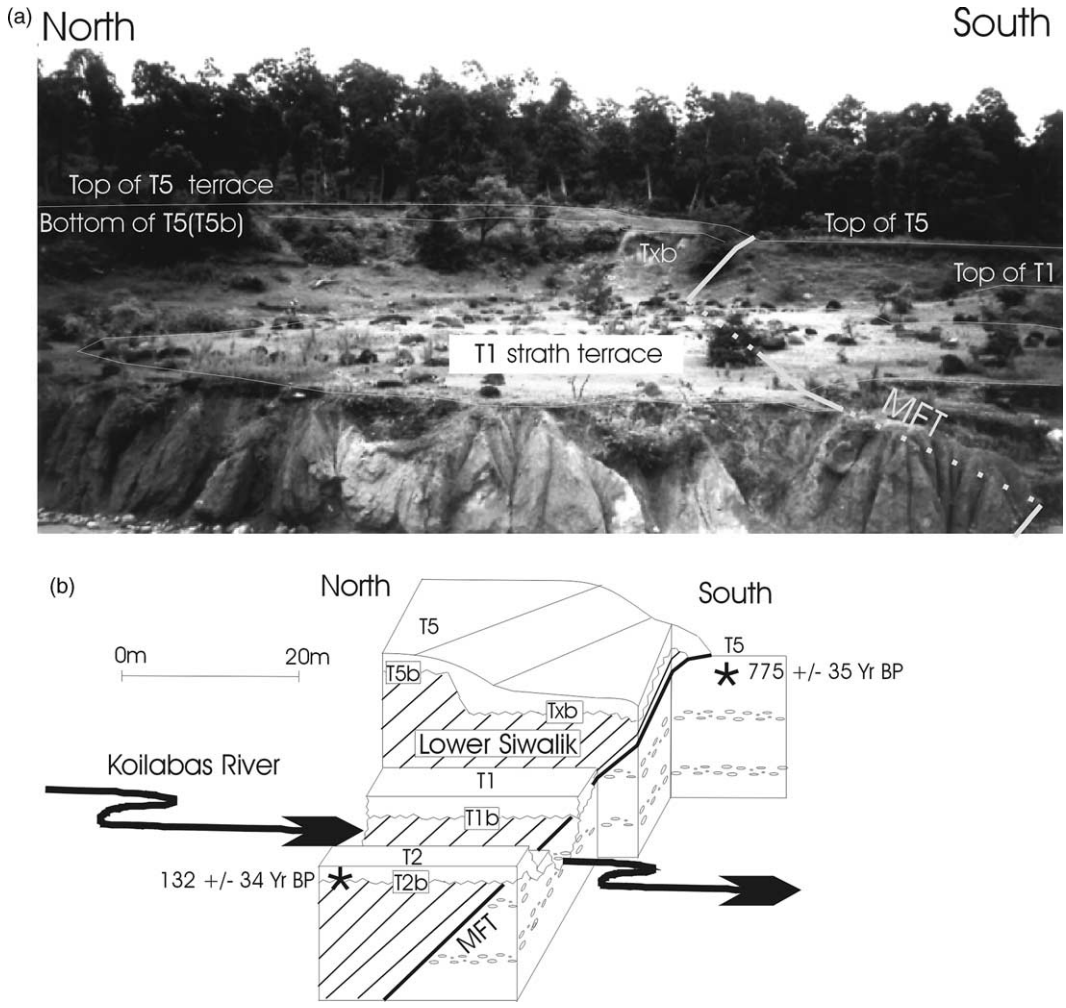


Fig. 5. MFT at Koilabas (Ko in Figs. 1b and 2b). (a) Picture of the erosional strath surfaces (T5b; T2b; T1b) covered by fluvial terraces above the MFT. (b) A sketch of the relationships between the MFT, the strath surfaces and the fluvial deposits. The stars refers to the location of the dated charcoals.

The genesis of T1 deposit is clearly due to the present-day dynamic of the river during catastrophic high flow: the alluvial apron (T1 deposits) has been abandoned at the end of the 1994 yr after J.C. catastrophic high flow event (from inhabitant memory). Nonetheless, the height of the water column was much lower above this T1b surface than above the river bed, and the duration of the catastrophic event was short. Therefore, the basal surface T1b has been weakly affected by motion of pebbles above it, and bedrock erosion is presumably weak during this catastrophic high flow. The vertical shift between the river bed and the T1b strath terrace is related to the incision during seasonal high flow that is usually restricted to the narrow river bed and does not reach the lateral benches. Our personal observations of the river bed between 1995 after J.C. and 2000 after J.C. locally indicates a strong lateral incision during the annual high flow. This incision of the river bed is also clearly evidenced southward in the Terai plain along at least several kilometers. It is could be related to the specific dynamic of the river, and be enhanced by an uplift due to a blind thrust beneath the Ganga plain (Delcaillau, 1997) or by human activity in the Terai plain.

On the left bank of the Koilabas River and south of the thrust, the top of the highest deposit is 7.3 m above the river bed and is cut by the MFT. This deposit is therefore older than the last tectonic activity along this splay of the MFT, and is carbon-dated on charcoal at 775 ± 35 yr BP (AA 50 068 C14 dating at University of Arizona, USA). Taking into account the Stuiver et al. (1998) calibration curve, it is found an age of 1224–1280 yr after J.C. for this terrace. It is called T5 in the following, to take into account the correlation of the terraces along the Koilabas river (see below). The vertical throw of the top of T5 is 6 m and gives an estimates of the vertical thrust motion along the MFT. Assuming a rigid translation of the hangingwall of the MFT and fault dip between 45 and 55°N, the $\sim$6 m uplift would be linked to a $\sim$8 m slip along the MFT. Two-strath surfaces (Txb and T5b) are located beneath T5 at the vicinity of the MFT. They are, respectively, at 8 and 11.5 m above the river and therefore more than 3 m higher than the present-day catastrophic high flow. It is suggested that they are related to paleo-river beds tectonically uplifted by thrust motion along the MFT. Nonetheless it is not clear whetner

they record two distinct uplift events or are related to a composite strath surface along a single river channel.

The three terraces levels observed at the vicinity of the MFT extend several hundred meters towards the North (Fig. 6a). Furthermore, several other terrace levels are preserved northward (Mugnier et al., 2003) and a total of 10 encased strath surfaces are found a few hundred meters north of the MFT (Sections 2 and 3 in Fig. 6b). The correlations between the terrace levels indicated in Fig. 6 are based on continuous outcrops. Nonetheless, for the left

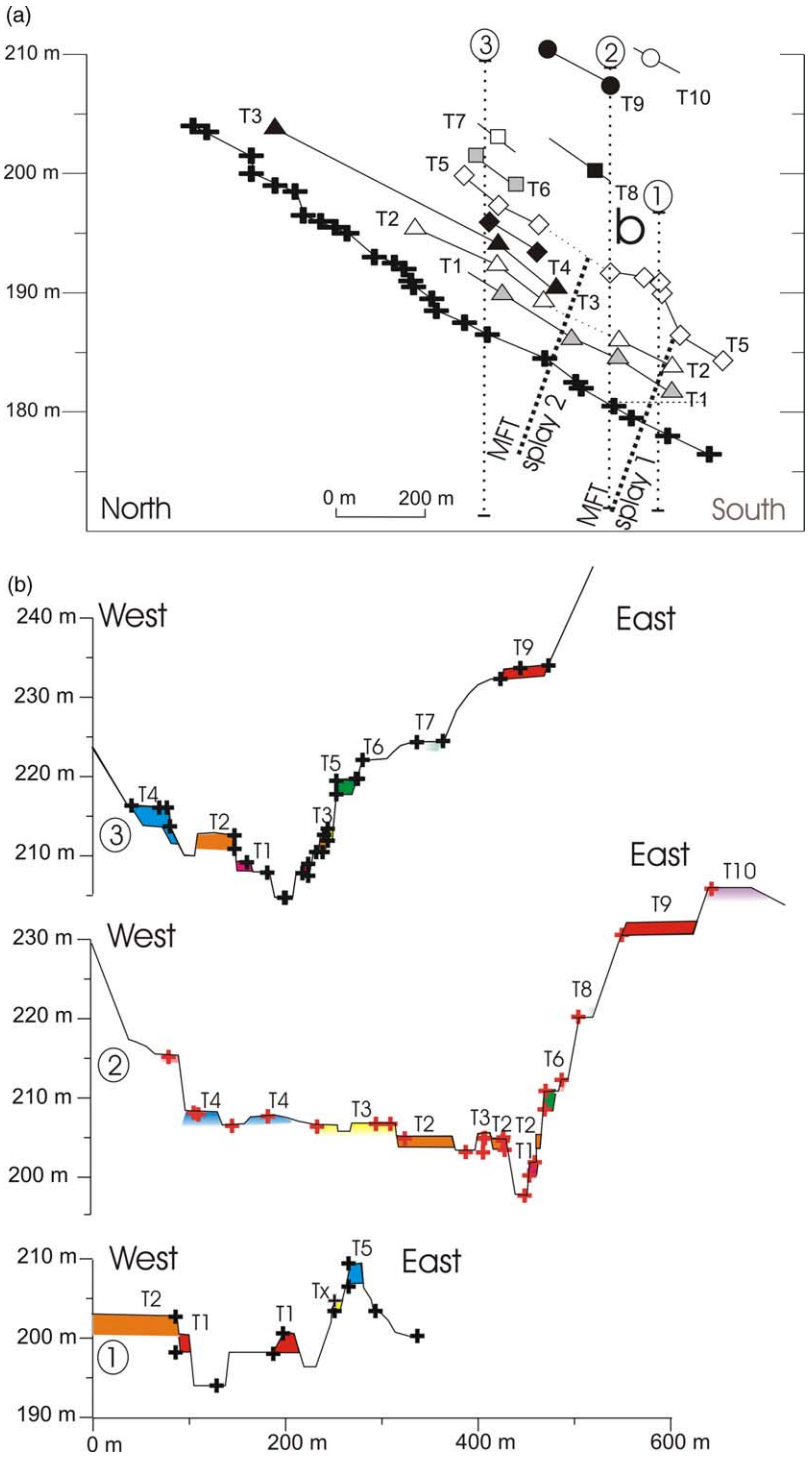


Fig. 6. (a) A profile of the river and projection of the top of the terraces on this profile. The vertical hached lines refer to the location of the east–west profile of Fig. 6b. (b) Three east–west cross-sections parallel to the MFT through the uplifted terraces. Vertical scale is altitude and is magnified by 8 in respect to the horizontal scale. The north–south separation between the sections is ~200 m. Crosses refer to geodetic points measured by rapid static GPS positioning. (Vertical size of the crosses takes into account the uncertainties concerning the irregularities of the measured surfaces).

bank, the correlation between Sections 1 and 2 is ambiguous due to a Siwalik cliff that looks down upon the river and keeps discontinuous the terraces. Except the two lowest ones, these terraces are unpaired strath surfaces (Merrits et al., 1994) and have a slope very close to the river slope (nearly 2%). Along Section 3 (Fig. 6), they have been incised 3.5 m for T1b, 5.8 m for T2b, 7.2 m for T3b, 11.6 m for T4b and 15 m for T5b. Older terraces (T6–T10) lie between 17 and 35 m above the river. If the height due to the catastrophic high flow (i.e. ~5.5 m) is subtracted, the remaining height would be induced by tectonic uplift, and it is found 1.7 m for T3, 5.5 m for T4, 9 m for T5, 11.5 m for T6, 14 m for T7, 24 m for T9, 29 m for T10.

The abandonment of parallel strath surfaces implies incision at a long-term rate similar to that of uplift (Merrits et al., 1994). Nonetheless they could represent sudden movement along the thrust fault (Bull, 1990). Therefore, the following scenario is suggested (Fig. 7a): (a) river channel is uplifted by an earthquake (during the seismic or the post-seismic phase) and induces a knick point at the base of the scarp; (b) the knick point migrates upstream (Wipple and Tucker, 1999) at a fast rate and the river cuts back the uplifted river channel; (c) the river returns to its equilibrium profile; (d) a second earthquake occurs and the scenario is repeated (Fig. 7b). Most of the incision occurs during the seasonal monsoon flooding (e) and is restricted to the river channel (Fig. 7c). Nonetheless, the lower strath surfaces are still flooded by catastrophic high flow (f) linked to cloud burst like the 1994 event. These nearly instantaneous events induce a limited abrasion along the strath surfaces, but deposit pebbles and gravel above them. The older strath terraces, uplifted by several events, are definitively abandoned (g) and are covered by gravel and pebbles. If this scenario is correct, the difference in level between two-strath surfaces gives an estimate of the sudden uplift. The vertical separation may also be related to the record of several uplift events by one river incision, to composite strath surfaces along a single river channel, to changes in river meandering or to donwstream river level variations in the foreland. Nonetheless, it is inferred that the ~1.5 m vertical separation, measured in 40% of the cases (Fig. 8) may be related to a characteristic uplift value during major regional earthquakes. Assuming a rigid translation of the hangingwall of the MFT and fault dip between 45 and 55°N, the ~1.5 m uplift events would be linked to a ~2 m slip along the MFT.

If this scenario is correct, the Txb and T5b strath terraces located at the vicinity of the MFT on the left side of the Koilabas river are related to two distinct paleo-beds uplifted by two distinct earthquake events, and the 8 m-slip evidenced by the uplift of the T5 terrace would be related to the sum of several earthquakes.

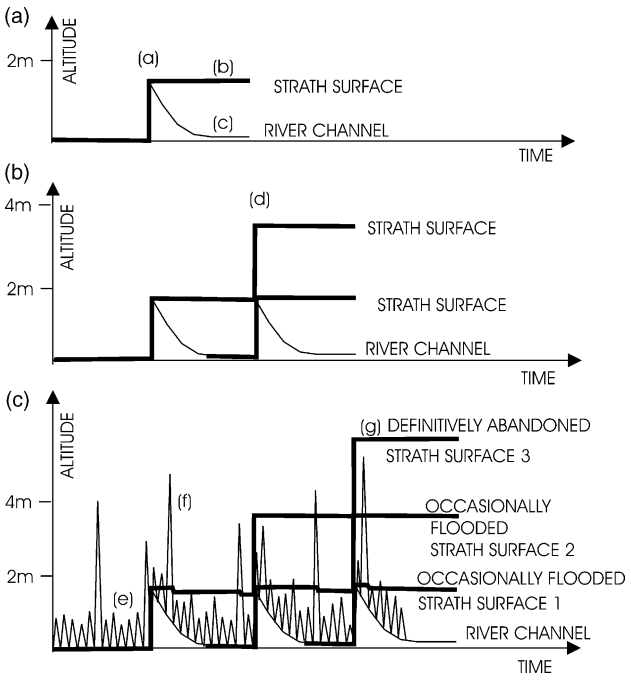


Fig. 7. Sketch of the episodic uplift scenario of rocks at the hangingwall of the thrust. Letters (a)–(g) on the figure refer to the following events. (a) The effect of a single thrust event; (a) thrust event induced an uplift of the river channel. Fault scarp induced a knick point that migrated upwstream; (b) a part of the uplifted river channel is abandoned and forms a strath terrace; (c) in other places a new river channel is incised and river returns to its equilibrium profile; (b) the effects of two thrust events; the beginning of the story is the same as the case of a single thrust event ((a) to (c)), then the scenario is repeated. A second earthquake occurs (d) and two encased strath surfaces develop. (c) A comparison between flooding events and uplift event; (e) seasonal monsoon flooding is less high than the uplifted strath surface; (f) instantaneous flooding linked to cloud burst deposits sediments above the strath surface; (g) strath surface uplifted by several earthquake events is definitively abandoned and preserved beneath sediments.

5. Discussion and seismic hazard implications

A lapse of tectonic quiescence along the MDT occured during the deposition of ~18 m thick gravel layers, the development of the above erosional surface (ii) and the

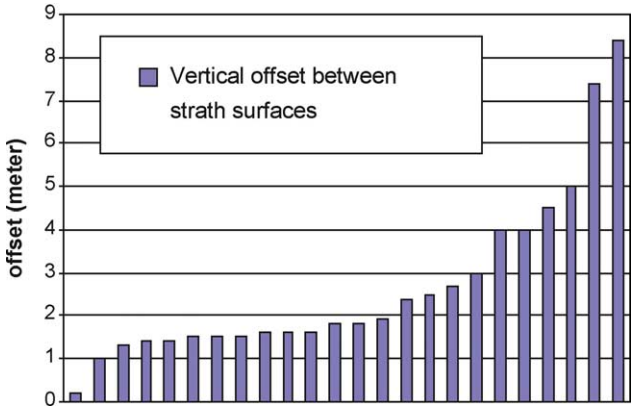


Fig. 8. Distribution of the offsets between two adjoining strath terraces. Each bar on the diagram represents one offset measured along one of the three cross-sections of Fig. 6b.

deposition of reddish silts. This lapse is therefore greater than the duration of the reddish beds deposits, i.e. greater than ~60 kyr and is much greater than the few hundred years scale for the recurrence of seismic events. It is suggested that the quiescence lapse along the MDT corresponds to localization of rupture events along the MFT, and surface ruptures would alternately occur along MDT and MFT at a time scale greater than the few-hundred-years earthquake cycle (Mugnier et al., 1998). Nonetheless, a comparison of the long-term shortening for MFT (~14 mm/yr) and for MDT (~4 mm/yr) (Mugnier et al., 2003) indicates that most of the events are localized on the MFT. This hypothesis agrees with Kao and Chen (2000) study of the Taiwan thrust belt, where out-of-sequence reactivation is not synchronous with motion along the frontal thrust and occurs during earthquake events. Other episodic surface ruptures may also be inferred for more internal active faults of the Himalayas (i.e. MBT from Mugnier et al., 1994; and BGF from Nakata, 1989). Assuming that great earthquakes always nucleate at the ductile/brittle transition (Bilham et al., 1997; Cattin and Avouac, 2001), and assuming that the tip-line of the dislocation model (Okada, 1985) defines this location in the Himalayas (black dot in Fig. 2a from Jouanne et al., 1999), the width of the rupture, perpendicularly to the trend of the Himalayan chain, could vary from 80 km for activation of the MFT, 55 km for activation of the MDT, 40 km for activation of the MBT and only few kilometers for activation of the BGF. The prediction of a characteristic magnitude for the great earthquakes from the size of the rupture zone in this area seems therefore difficult.

Western Nepal is in this seismic gap (Fig. 1a) between the rupture zones of the Kangra earthquake (Molnar, 1987) and the Bihar earthquake (Molnar and Pandey, 1989). Some authors have suggested that the seismic gap has not ruptured since the event of 1255 after J.C. (see discussion in Bilham et al., 1995), though two great earthquakes of Mercally Intensity ~VIII are quoted in this seismic gap for the 19th century (Quitmeyer and Jacob, 1979). Furthermore, some earthquakes with $M \sim 8$ like the Kangra earthquake may induce a very narrow zone of VIII intensity (Bilham, 1995) and might therefore be forgotten in the catalogue of seismic history (Khattri, 1987). Due to this lack of reliable historical observations, it cannot be precluded that the MHT ruptured in Western Nepal during 19th century or is inactive since the 13th century. Taking into account a mean convergence rate close to the 18 mm/yr Holocene shortening rate (Mugnier et al., 2003), the slip deficit in western Nepal could vary from 14 to 2 m if we consider a last seismic event during the 13th or 19th century. Therefore, estimation of paleo-seismic motion from studies of ruptures in the field is of great importance to determine the seismic hazard in this area.

The 8 m-motion of the MFT that is evidenced by the deformation of the 1224–1280 yr after J.C. T5 terrace could be related to a unique motion during the 1255 yr after J.C. seismic event. Nonetheless, the observations of the terraces above the MFT and of the internal splay of the MDT rather suggest 2–3 m pulses of displacement at the surface, and the 8 m-motion of the MFT since ~775 yr BP would be related to the sum of several events. This 2–3 m value is close to the lower bound for co-seismic slip, a lower bound estimated to be of the order of 3–6 m along MHT during $M > 8$ earthquakes (see reviews by Molnar, 1990; Bilham et al., 1995). An estimate of the recurrence of the major seismic events may be deduced, assuming a complete coupling between the surface rupture and the seismic event, from the division of the amount of displacement pulses by the present-day convergence rate. One hundred and fifty years is obtained as a characteristic earthquake recurrence by assuming a 3 m-slip deficit and a 20 mm/yr convergence. This result obtained for the segment of Western Nepal would suggest a recurrence that agrees with the sismotectonic scenario proposed by Yeats and Thakur (1998) or Pandey et al. (1999) for the Himalayas where each segment along the Himalayas should rupture about every 130–260 years during $M > 8$ earthquakes. This short recurrence would suggest that the 1833 after J.C. event quoted by Quitmeyer and Jacob (1979) occurred on a blind thrust ahead of the MFT (Delcaillau, 1997) and uplifted the MFT area, and more specially the 1828–1883 yr after J.C. T2 terrace that seals the MFT. In summary, although our data do not definitively prove a 150-yr-scale recurrence, the more than 700 yr recurrence hypothesis seems rather improbable.

6. Conclusion

The river incisions described above are natural trenches through recent surface ruptures of large earthquakes. They indicate that the location of the surface ruptures in the outer belt of the Himalayas is found in different settings: in the plain within the Quaternary sediments (Nakata et al., 1998); at the topographic front defined by the boundary between Quaternary sediments and Neogene Siwalik sediments (Fig. 5), or within the Siwalik belt (Fig. 4). Therefore, if it considered that the great Himalayan earthquakes nucleate close to the brittle–ductile transition along the MHT and propagate to the surface, the width (perpendicularly to the trend of the Himalayan chain) of the segment that ruptures at depth may vary from one event to another between 55 and 80 km, and possibly between 15 and 80 km. The amount of displacement along surface rupture in mid-Western Nepal is between 2 and 8 m, but most probably around 2–3 m.

Surface ruptures of the earthquakes follow successively different types of thrust sequence (out-of-sequence and in sequence), and complex thrust sequences are recognised at the scale of a thrust fan linked to a major thrust, or at the scale of the thin-skinned thrust system of the Sub-Himalaya. Furthermore, the sequence of thrusting within the Himalayan belt follows an intermediate time scale between

earthquake cycle and finite geometry of thrust system. Therefore, the scenario in which the frontal thrust of the Himalaya is always active during major earthquakes and accommodates the whole convergence is too simple.

Acknowledgements

We are thankful to the two anonymous reviewers for carefully going through the manuscript.We thank the Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS) for the financial support.

References

Auden, J.B., 1935. Transverse in the Himalayan. Geological Survey of Indian Record 69, 123–167.

Berger, A., Jouanne, F., Hassani, R., Mugnier, J.L., 2004. Modelling the spatial distribution of present-day deformation in Nepal. How cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal? Geophysical Journal International 156, 94–112.

Bilham, R., 1995. Location and magnitude of the 1833 Nepal earthquake and its relation to the rupture zones of contiguous great Himalayan earthquakes. Current Science 69, 101–127.

Bilham, R., Bodin, P., Jackson, M., 1995. Entertaining a great earthquake in Western Nepal: historic inactivity and development of strain. Journal Nepal Geological Society 11, 73–88.

Bilham, R., Larson, K., Freymuller, J., Project IDYLIM members, 1997. Indo-Asian collision rates in the Nepal. Nature 386, 61–64.

Bronger, A., Wichmann, P., Ensling, J., 2000. Over-estimation of efficiency of weathering in tropical red soil: its importance for geoecological problems. Catena 41, 181–197.

Bull, W., 1990. Stream-terrace genesis: implications for soil development. Geomorphology 3, 351–367.

Cattin, E., Avouac, J.P., 2001. Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. Journal of Geophysical Research 105, 13389–13407.

Corvinus, G., 1996. The prehistory of Nepal: a summary of the results of the last ten years of research. Journal of the Nepal Research Centre X, 1–10.

Delcaillau, B., 1992. Les Siwalik de l'Himalaya du Népal oriental, Mémoires et Documents de Géographie. éditions du CNRS. 205 p.

Delcaillau, B., 1997. Les fronts de chaînes actives. Thèse d'habilitation. Caen university, 337 p.

DMG, 1985. Nepal exploration opportunities. Department of Mines and Geology—Ministry of Industry His Majesty's Government of Nepal editor. 52 p.

Hérail, G., Mascle, G., 1980. Les Siwalik du Népal central: structures et géomorphologie d'un piémont en cours de deformation. Bulletin Association Géographique Française 431, 259–267.

Husson, L., Mugnier, J.L., Leturmy, P., Vidal, G., 2003. Kinematics and sedimentary balance of the SubHimalayan zone. In: Mc Clay, K.R. (Ed.). In 'Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems' AAPG Memoir 82, pp. 25–40.

Huyghe, P., Galy, A., Mugnier, J.L., 1998. Micro-stsructures, clay mineralogy and geochimistry of the clay size fraction (<2 μm) of thrusted zones (Karnali area, Siwaliks of Western Nepal). Journal of Nepal Geological Society 18, 239–249.

Jackson, M.J., Bilham, R., 1994. Constraints on the Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. Journal of Geophysical Research 99, 13897–13912.

Jouanne, F., Mugnier, J.L., Pandey, M.R., Gamond, J.F., Le Fort, P., Serrurier, L., Vigny, C., Avouac, J.P., 1999. Idylhim members, 1999. Oblique convergence in Himalaya deduced from preliminary results of GPS measurements. Geophysical Research Letters 26, 1933–1936.

Kao, H., Chen, W., 2000. The chi–chi earthquake sequence: active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. Science 288, 2346–2349.

Khattri, K.N., 1987. Great earthquakes, seismicity gaps and potential for earthquake disaster along the Himalaya plate boundary. Tectonophysics 138, 79–92.

Lavé, J., Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluviatile terraces across the Siwaliks hills, Himalayas of central Nepal, implications for himalayan seismotectonics. Journal of Geophysical Research 105, 5735–5770.

Malik, J.N., Nakata, T., Philip, G., Virdi, N.S., 2003. Preliminary observations from a trench near Chandigarh, NW Himalaya and their bearing on active faulting. Current Science 85, 1793–1798.

McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman & Hall, London, pp. 419–433.

Merrits, D., Vincent, K., Wohl, E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: a guide to interpreting fluviatile terraces. Journal of Geophysical Research 99, 14031–14050.

Molnar, P., 1987. The distribution of intensity associated with the Kangra earthquake and bounds on the extent of the rupture zone. Journal Geological Society of India 29, 211–229.

Molnar, P., 1990. A review of the seismicity and the rate of active underthrusting and the deformation of the Himalaya. Journal of Himalayan Geology 1, 131–154.

Molnar, P., Pandey, M.R., 1989. Rupture zones of great earthquakes in the Himalayan region. In: Brune, J.N. (Ed.), Frontiers of Seismology in India Proceedings of the Indian Academy of Sciences, vol. 98, pp. 61–70.

Mugnier, J.L., Huyghe, P., Chalaron, E., Mascle, G., 1994. Recent movements along the main boundary thrust of Himalayas: normal faulting in an overcritical wedge?. Tectonophysics 238, 199–215.

Mugnier, J.L., Delcaillau, B., Huyghe, P., Leturmy, P., 1998. The break-back thrust splay of the main Dun thrust: evidence for an intermediate displacement scale between seismic/aseismic fault slip and finite geometry of thrust systems. Journal of Structural Geology 20, 857–864.

Mugnier, J.L., Leturmy, P., Mascle, G., Huyghe, P., Chalaron, E., Vidal, G., Husson, L., Delcaillau, B., 1999. The Siwaliks of western Nepal: I—geometry and kinematics. Journal of Asian Earth Sciences 17, 629–642.

Mugnier, J.L., Huyghe, P., Leturmy, P., Jouanne, F., 2003. Episodicity and rates of thrust sheet motion in Himalaya (Western Nepal). In: Mc Clay, K.R. (Ed.), 'Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems' AAPG Memoir 82, pp. 1–25.

Nakata, T., 1989. Active faults of the Himalaya of India and Nepal. Geological Society of America Special Paper 232, 243–264.

Nakata, T., Kumura, K., Rockwell, T., 1998. First successfull paleoseismic Trench study on active faults in the Himalaya, AGU 1998 fall meeting, Eos, Transactions, AGU, vol. 79 1998 p. 45.

Okada, Y., 1985. Surface deformation to shear and tensile faults in a half space. Bulletin of the Seismological Society of America 75, 1135–1154.

Pandey, M.R., Tandukar, R.P., Avouac, J.P., Lavé, J., Massot, J.P., 1995. Evidence for recent interseismic strain accumulation on a mid-crustal ramp in the Central Himalaya of Nepal. Geophysical Research Letters 22, 751–758.

Pandey, M.R., Tandukar, R.P., Avouac, J.P., Vergne, J., Héritier, Th., 1999. Characteristics of seismicity of Nepal and their seismotectonic implications. Journal of Asian Earth Science 17, 703–712.

Quitmeyer, R.C., Jacob, K.H., 1979. Historical and modern seismicity of Pakistan, Afghanistan, Northwestern India, and Southeastern Iran. Bulletin of the Seismological Society of America 69, 773–823.

Schelling, D., Arita, K., 1991. Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya. Tectonics 10, 851–862.

Seeber, L., Armbuster, J., 1981. Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and long term forecast. In: Sibson, D.W., Richards, P.G. (Eds.), Earthquake Prediction: an International Review Maurice Ewing Series 4. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 259–277.

Senthil, K., Wesnousky, S., Rockwell, T., Ragona, D., thakur, V., Seitz, G., 2001. Earthquake recurrence and rupture dynamics of Himalayan Frontal thrust, India. Science 2328–2331.

Shresta, S.B., 1987. Geological map of far western Nepal, scale 1:250 000. In: His Majesty's Government of Nepal (Ed.),. Department of Mines and Geology, Katmandu.

Sibson, R.H., 1989. Earthquake faulting as a structural process. Journal of Structural Geology 11, 1–14.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000-0 BP. Radiocarbon 40, 1041–1083.

Upreti, B.N., Le Fort, P., 1999. Lesser Himalayan crystalline nappes of Nepal: problems of their origin. Geological Society of America Special Paper 328, 225–238.

Wesnousky, S., Kumar, S., Mohindra, R., Thakur, V., 1999. Uplift and convergence along the Himalayan Frontal Thrust of India. Tectonics 18, 967–976.

Wipple, K., Tucker, G., 1999. Dynamics of the stream—power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. Journal of Geophysical Research 104, 17661–17674.

Yeats, R.S., Thakur, V.C., 1998. Reassessment of earthquake hazard based on a fault-bend fold model of the Himalayan plate boundary fault. Current Sciences 74, 230–233.

Zhao, W., Nelson, K.D., Project INDEPTH team, 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature 366, 55–559.

Journal of Nepal Geological Society, 2001, Vol. 25 (Sp. Issue), pp. 43–51

Small-amplitude lake-level fluctuations recorded in aggrading deltaic deposits of the Upper Pleistocene Thimi and Gokarna formations, Kathmandu Valley, Nepal

Tetsuya Sakai[1], Ananta Prasad Gajurel[2], Hideo Tabata[3], and Bishal Nath Upreti[2]
[1]*Department of Geology and Mineralogy, Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan (Corresponding author, e-mail: sake@kueps.kyoto-u.ac.jp)*
[2]*Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Ghantaghar, Kathmandu, Nepal*
[3]*Gifu Academy of Forest Science and Culture, Mino, Gifu 501-3714, Japan*

ABSTRACT

Small-amplitude lake-level fluctuations have been recognized from the aggrading delta-plain deposits in the lower parts of the Thimi and Gokarna formations, Kathmandu Valley, Nepal. The delta-plain deposits consist of gravelly sand beds of fluvial channel origin (coarse-sediment interval) and alternation of fine to very fine sand and sandy silt beds (fine-sediment interval). Wave-generated structures occur in the sand beds of the fine-sediment intervals.

The vertical and lateral facies changes suggest that the deposition of a set of coarse- and fine-sediment intervals associated with prograding delta front deposits was controlled by a lake-level rise and fall sequence superimposed on a long-term lake-level rise trend. The aggradation of fluvial sediments occurred during a lake-level rise period with sufficient sediment supply to fill a newly created accommodation space on the delta plain. The observation of wave-generated structures in an overlying fine-sediment interval suggests that the delta plain was subsequently inundated due to further lake-level rise, exceeding the sedimentation rate. Subsequent delta progradation occurred during a lake-level stabilized phase after a lake-level fall. The small-amplitude lake-level changes are thought to be attributable to seasonal wet and dry cycles, as inferred based on the presence of peculiar aggrading delta successions, implying that lake-level fluctuations may have occurred over short time scales, and on the results of a previous palaeopalynological study in which a moist palaeoclimate was inferred in the lower part of the Gokarna Formation in particular.

INTRODUCTION

The Kathmandu Valley is an intermontane basin in the Lesser Himalayan Belt and is filled with fluvio-lacustrine sediments of Plio-Pleistocene age (Yoshida and Gautam 1988). The top of the basin fill succession is made up of several terraces of lacustrine-delta deposits (Akiba 1980; Natori et al. 1980; Yamanaka 1982; Sakai et al. 2000). Marginal areas of terraces in the central region of the basin consist of several Gilbert-type delta successions (Sakai et al. 2000). This implies that terrace formations were associated with lake-level rises, which may have occurred due to basin plugging at the outlet as a result of mass movement such as landslides (Sakai et al. 2000).

In the basinward margin of the Gokarna and Thimi terraces, sand beds exhibiting wave-generated sedimentary structures were discovered in the aggrading delta-plain deposits. Wave-generated structures have previously been reported from subaqueous depositional environments such as nearshore and delta front of large recent and ancient lakes (e.g. Dam and Surlyk 1993; Greenwood and Sherman 1986; Martel and Gibling 1991). Frequently appeared sand beds with wave-generated structures in the delta-plain deposits suggest periodical inundations of the delta-plain environment. In this paper, we describe the depositional facies and their lateral and vertical variation in the terrace sediments, and discuss delta aggradation processes and the possible origin of lake-level fluctuations that induced the formation of wave-generated structures in the aggrading delta-plain successions.

GEOLOGIC SETTING

The Kathmandu Valley-fill sediments cover the Kathmandu Complex (Stöcklin and Bhattarai 1980) of the Paleozoic sedimentary rocks and Precambrian gneiss (e.g. Dongol 1985; Rai et al. 1997; Yoshida and Igarashi 1984) (Fig. 1), and consist of more than 600 m of fluvio-lacustrine sediments (e.g. Moribayashi and Maruo 1980; Katel et al. 1996). The upper extent of these deposits forms several depositional terraces (Fig. 2), named Patan (1,300–1,320 m), Thimi (1,330–1,340 m) and Gokarna (1,350–1,390 m) terraces, distributed in the central part of the basin, and Boregaon (1,410–1,430 m), Chapagaon (1,440–1,460 m) and Pyangaon

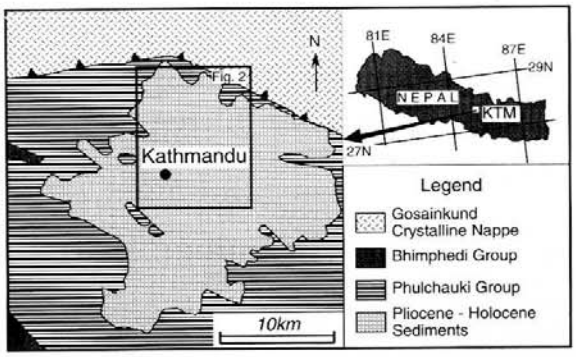


Fig. 1: Location and simplified geological map of the Kathmandu Valley

(1,480–1,520 m) terraces, confined in the southern part of the basin (Yoshida and Igarashi 1984). Terrace sediments around the basin center have been stratigraphically defined using appropriate terrace names (Gokarna, Thimi, and Patan formations). The depositional periods of these formations have been evaluated by means of ^{14}C age measurements; ~28 kyr (Gokarna Formation), 28-24 kyr (Thimi Formation) and 19-11 kyr (Patan Formation) (e.g. Yonechi 1973; Yoshida and Igarashi 1984). However Gajurel (1998) obtained older age data than the upper limit of the Gokarna Formation (45 and 43 kyr) from the Thimi terrace sediments at Thimi quarry, suggesting that stratigraphic relationship between the Thimi and Gokarna formations should be reconsidered based on detail stratigraphic and chronological studies (Gautam et al. 2001).

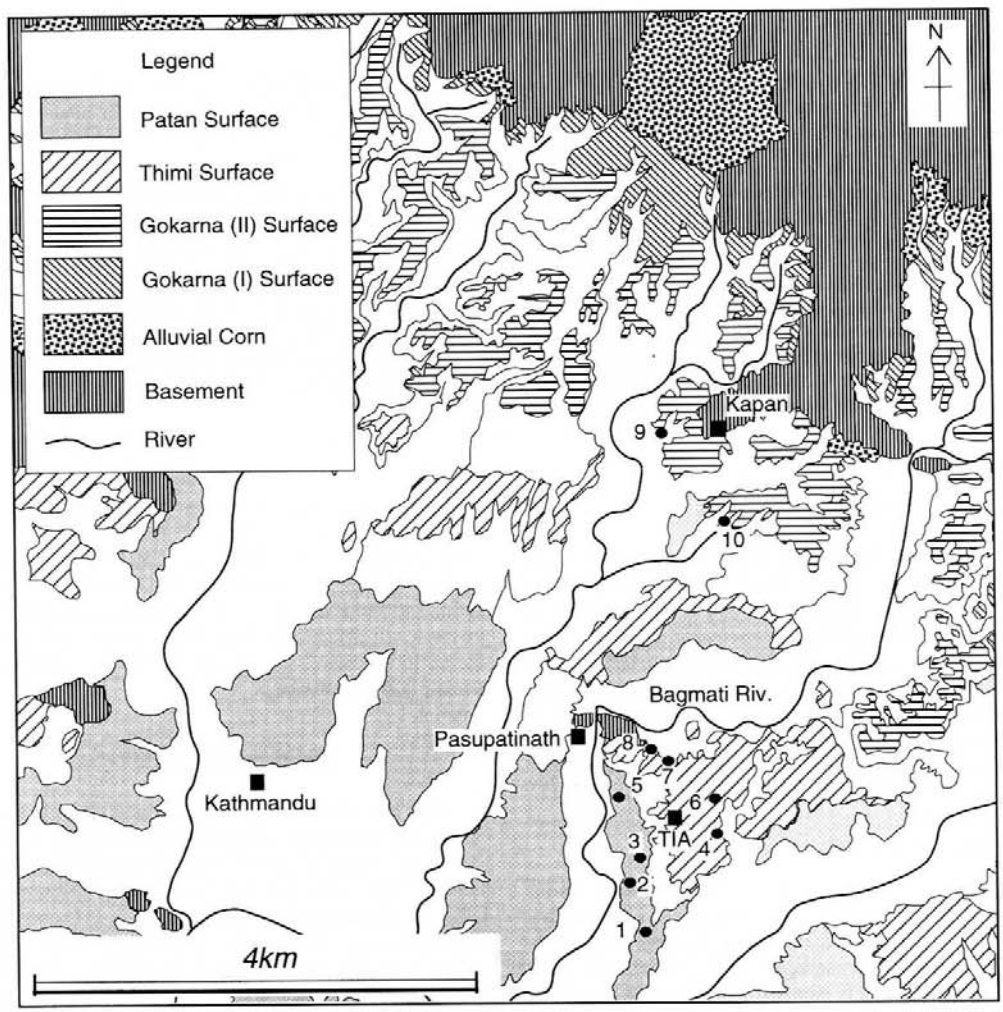


Fig. 2: Terrace surface classification map of area indicated in Fig. 1 and locations of columnar sections shown in Fig. 3 and 5. TIA: Tribhuvan International Airport.

The main study sites (Locs. 1-10) are located to the east of Kathmandu City (Fig. 2). Locations 1-8 correspond to the marginal areas of the Thimi Terrace around Tribhuvan International Airport, where broad lateral facies changes and the stacking patterns of the delta deposits can be described. Location 9 and 10 (Fig. 2) correspond to the marginal regions of the Gokarna Terrace around Kapan, where the lateral facies changes between the delta-plain and delta-front deposits in aggrading delta successions can be observed directly at outcrops.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENT OF STUDIED SECTIONS

We applied facies analysis method (cf. Walker 1984; Walker and James 1992) for the interpretation of terrace sediments in the study area. The findings were that (1) the sections at Locs. 1-10 consist mainly of sand and silt beds of delta-plain, delta-front and prodelta origin; and (2) braided channel deposits (Patan Formation) that fill incised valleys truncating the underlying Thimi Formation and form small alluvial fans, are identified at Loc. 1 and 3. (Fig. 3). Only the delta successions of the lower parts of the Thimi and Gokarna formations, the focus of this study, are described below.

Delta-plain deposit

This facies is characterized by trough cross-stratified or parallel laminated gravelly sand beds, and alternating beds of fine to very fine sand and sandy silt, referred to here as coarse-sediment and fine-sediment intervals, respectively. The coarse-sediment intervals are up to 3 m thick, and the individual cross-laminated beds are up to 0.3 m thick. The bases of the intervals indicate minor erosion surfaces, and the tops of the intervals are partly truncated by overlying fine-sediment intervals. Tracing the coarse-sediment intervals to the downstream direction, they tend to incline and continue into delta-front deposits (described below) with decrease in thickness.

The fine-sediment intervals are up to 0.5 m thick. The sand beds in these intervals, up to 0.3 m thick themselves (commonly 0.1 m thick), exhibit wave-ripple, current-ripple and climbing-ripple laminations, and hummocky cross-stratifications (Harms et al. 1975; Dott and Bourgeois 1982; Cheel and Leckie 1992) (Fig. 4). The base and top boundaries of the fine-sediment intervals are sharp. Abundant muscovite flakes occur in both the sand and sandy silt beds. The fine-sediment intervals also continue into delta-front deposits with no distinct facies boundary.

The cross-lamination and coarse-grained sediments indicate that the coarse-sediment intervals were deposited under strong unidirectional current conditions, that is, fluvial-flow origin on the delta plain. The fine-sediment intervals, in which wave-generated sedimentary structures such as wave-ripple lamination and hummocky cross-stratification are common, are expected to have accumulated at a time when the delta-plain environment was temporally inundated. Because fine-sediment intervals indicate subaqueous deposition, they should be contained in the prodelta or lake-floor deposits. Inundation of the delta plain was, however, temporal event in a long-term delta aggradation phase, hence, we recognize the intervals as "inundated delta-plain deposit".

Delta-front deposit

This facies is characterized by tabular cross-stratified medium to coarse sand beds and interbedded fine to very fine sand and sandy silt beds in an interval up to 10 m thick. Individual sand units in the tabular cross-stratified beds are up to 50 cm thick (average 5 cm) and are massive or exhibit reverse or normal grading and parallel laminations. Facies thicker than 5 m contain slump structures (e.g. lower section at Loc. 5). Wave-ripple laminations and hummocky cross-stratifications are also recognized in this facies, and are commonly found in the upper section of the interval within the top 5 m of the facies. Several sand beds extend from coarse-sediment intervals of the delta-plain and are commonly thinner than that on the delta-plain. Most fine-sediment intervals also continue from the delta-plain facies without changing thickness and internal sedimentary structures.

Wave-generated sedimentary structures are a good indicator of subaqueous deposition. The sedimentary features, massive, reverse or normal grading, and slumped beds, indicate that sediment transport occurred mainly via gravity processes (cf. Middleton and Hampton 1976). The large-scale cross-stratified sand beds, their depositional process and interfingering relationship with the lateral equivalent delta-plain deposits suggest that this facies is of delta-front origin. The character of the fine-sediment intervals suggests that suspension-fallout sedimentation is dominant both on the delta-plain and delta-front when the delta-plain environment was submerged.

Prodelta deposit

Of all the studied sections (the lower parts of the Thimi and Gokarna formations), distinct prodelta deposits can only be observed at Loc. 1 and 4. This facies consists of alternating sand and sandy silt beds in an interval of about 1 m thick. Interbedded sand is commonly a continuation of the overlying cross-laminated sand of delta-front deposits, characterized by parallel and climbing-ripple laminations and a tendency to thin away from the foot of the delta-front slope. Wave-ripple laminations are also observed in the sand beds.

Finer sediments, dominant in this facies, suggest deposition from suspension under a hydrologically calm environment. These features and the nature of the overlying facies (delta-front deposit) suggest that this facies is of prodelta origin. The interbedded sand layers exhibit indicators of intermittent sediment supply from the delta-front environment as traction or suspended load.

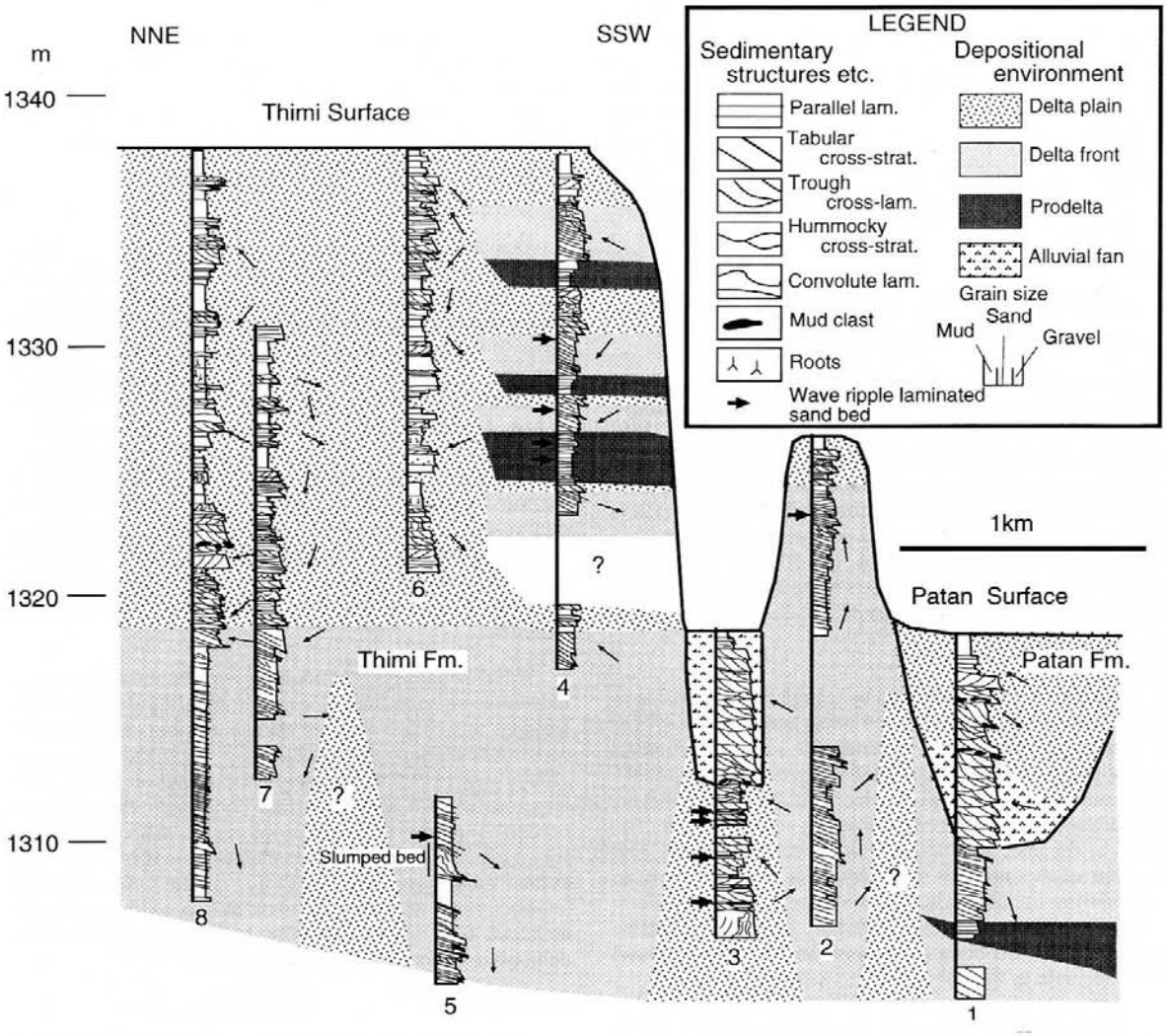


Fig. 3: Columnar sections of the Thimi Formation recorded in this study. Long arrows indicate palaeoflow directions (up = north).

LATERAL AND VERTICAL FACIES CHANGE

Broad facies change

A broad lateral variation of delta facies in the Thimi Formation sections (Fig. 3), suggests that delta aggradation occurred in a limited area during the early phase of deposition of the lower part of the Thimi Formation prior to the delta progradation phase. The section at Loc. 3 consists of only delta-plain deposits. The dominant palaeoflow direction, as determined from cross laminations, is toward WNW; the cross sections shown in Fig. 3 is taken subperpendicular to the major sediment supply path in this area. To the north and south of Loc. 3 (Loc. 2 and 5), thick delta-front deposits appear at the same elevation with the Loc. 3 delta-plain deposits. The delta progradation directions at Locs. 2 and 5 are toward the north and south, respectively (Fig. 3), indicating that delta lobes other than that observed at Loc. 3 may be present to the south of Loc. 2 and north of Loc. 5.

The facies relationship between the aggrading delta-plain and thick delta-front deposits cannot be observed directly in the outcrops of the Thimi Formation. However, the Loc. 9 example provides a clue to understanding this relationship (Fig. 5). As stated below, the Loc. 9 aggrading delta succession exhibits temporal delta progradation and includes

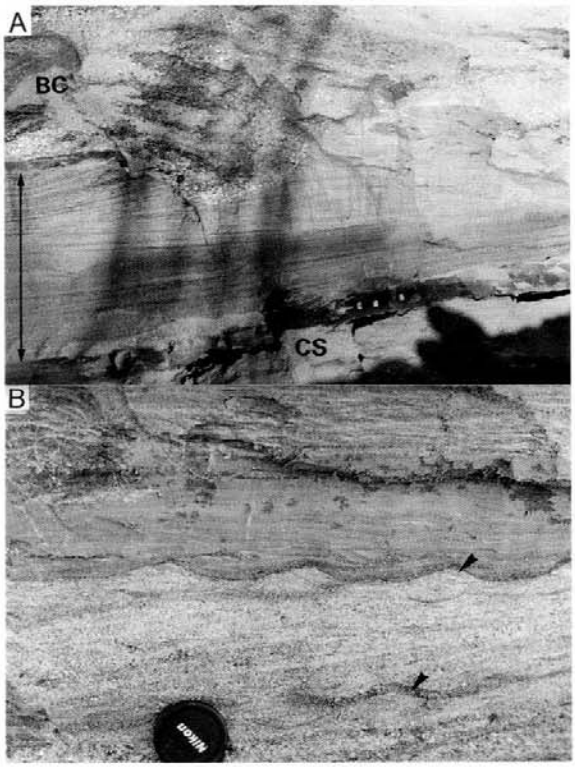


Fig. 4: Wave-generated sedimentary structures of the lower parts of the Thimi and Gokarna formations. (A) Hummocky cross-stratified sand bed at Loc. 3 (arrowed interval). This bed is truncated by braided channel fill deposits of small alluvial fan origin (Patan Formation). Outcrop is 1 m high. (B) Typical wave-ripple laminations (arrowed points) found at an arrowed point of Fig. 6C. Scale is 5 cm in diameter. BC: Braided channel-fill deposit of alluvial-fan origin, CS: Coarse-sediment interval.

only thin delta-front deposits (less than 2 m). This implies that most of the sediment was trapped on the delta-plain in a period of lake-level rise.

In the case of the Thimi Formation, delta progradation is expected to have occurred as the lake-level stabilized. This is supported by the elevation of the tops of the thick delta-front deposits, which are at almost the same level in all sections except for the terrace margin (Loc. 2) where overlying delta deposits prograded further over underlying delta margin, and Loc. 1 and 3 where overlying alluvial fan deposits truncate the Thimi Formation (Fig. 3).

Facies change in aggrading delta deposits

As stated above, the delta-plain deposits of both the Thimi and Gokarna formations consist of alternating coarse- and fine-sediment intervals. A typical sequence has the following features: The coarse-sediment interval has an almost flat base and top where it overlies the fine-sediment interval and flat-topped delta-front deposits (Fig. 6A and B), and tends to thin toward the transition to delta-front facies. The overlying fine-sediment interval is also of constant thickness, and extends from the delta-plain environment to the delta-front environment (Fig. 6A and C). The fine-sediment interval is then overlain by delta-front deposit in the inclined delta-front region (Fig. 6C). The delta-front deposit has a flat top and exhibits a short sequence of delta progradation. This deposit is then overlain by the next coarse-sediment interval (Fig. 6C). There are relatively few complete successions as described above, and the continuity of thinner fine-sediment intervals is poor (Fig. 6A). Some such intervals are traceable only in the delta-plain environment, and others have limited continuity only in the delta-front deposits. In some sequences, delta-front deposits are not recognizable.

DISCUSSION

Accumulation process for coarse- and fine-sediment intervals

The vertical and lateral facies changes stated above suggest that the delta-plain environment was periodically submerged as a result of small lake-level rises (Fig. 7). The coarse-sediment interval is expected to have begun to accumulate following a delta progradation phase (Fig. 7A and B). The lateral facies change of the coarse-sediment intervals into delta-front deposits with little progradation implies that sediment accumulation occurred with rising lake-level, the rate of which was synchronized with the sedimentation rate (Fig. 7B). The overlying fine-sediment interval is inferred to have been deposited when the delta-plain environment was completely submerged due to further lake-level rise at a rate exceeding the sedimentation rate (Fig. 7C). Lateral equivalent shoreline sediments of the fine-sediment intervals have not been discovered, and might be truncated by subsequent fluvial processes. The lake-level rise amplitude is evaluated as being up to 9 m based on the presence of wave-generated sedimentary structures in the upper 5 m of the thick delta-front deposits and the maximum thickness of a couplet of the coarse- and fine-sediment intervals (4 m). The presence of overlying flat-topped delta front deposits is indicative of subsequent deposition during a period of stable lake-level following lake-level fall (Fig. 7D). The amplitude of the fall is difficult to evaluate, however it is thought to be smaller than the previous lake-level rise because most of the previously deposited sediments are preserved. The coarse-sediment interval formation of the following set may have been initiated in conjunction with subsequent lake-level rise.

The duration of each fluctuation is expected to be less than 100 years based on the delta stacking pattern itself which was formed in a longer time period than each cycle, and other area examples indicating rapid lake-level rise in dammed lakes. In the dammed lakes of the temperate climate

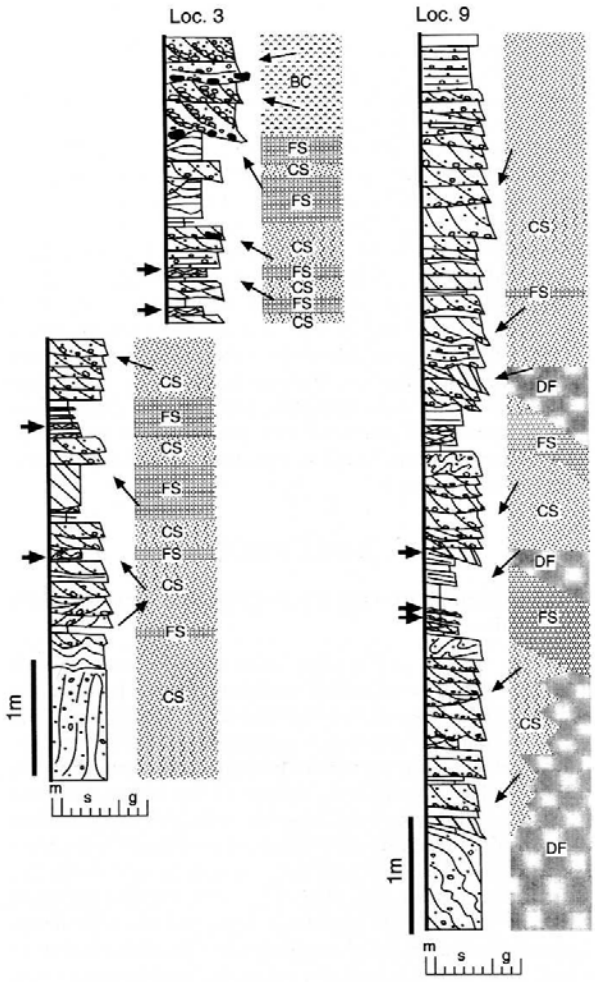


Fig. 5: Columnar sections from Loc. 3 and 9. Long and short arrows indicate palaeoflow directions (up = north) and wave-ripple laminated sand beds, respectively. CS: Coarse-sediment interval, FS: Fine-sediment interval, DF: Delta-front deposit, m: mud, s: sand, g: gravel.

condition, several tens of meters lake-level rise after plug formation occur during several tens of years in some cases. It is exemplified by a New Zealand caldera lake (Lake Taupo) dammed by volcanic eruption and having area similar to the Kathmandu Valley, where ca. 130 m of lake-level rise during about 20 years are estimated (Riggs et al. 2001). In such type of lakes, sediment accumulation occurs only under sufficient sediment supply to form aggrading or backstepping delta and lake floor deposits without distinct progradation (e.g. Fig. 6 in Manville 2001). From the similarity of stacking pattern of the strata, about 10–20 m of delta aggradation in limited area in both the Thimi and Gokarna formations is thought to be formed in a short time period, probably time scale similar to the New Zealand case.

Several incomplete successions were recorded in the measured sections (Fig. 5 and 6); some sets have very thin fine-sediment intervals that are recognized only in the delta-front portion, and some do not include prograding delta-front deposits. This may be attributable to erosion due to large lake-level falls, preventing sediment preservation, and lower sedimentation rates due to the migration of the river mouth where delta progradation occurs.

Cause of lake-level fluctuation

Sakai T. et al. (2000) suggested that basin outlet plugging was important in the formation of the lake in Kathmandu Valley. Once the plug is formed, the lake behaves like a hydrologically closed lake (cf. Talbot and Allen 1992), such as the Dead Sea and Salt Lake. Until the lake-level reaches the plug level, which determines the upper limit of the lake-level rise, lake-level fluctuation in the plugged basin may be controlled by tectonics, climate change affecting evaporation and rain fall, infiltration (Talbot and Allen 1992) and water input due to other lake bursts from the surrounding basins. In the case of the Gokarna and Thimi formations, tectonic effects may be less important because the terrace surfaces are characterized by almost flat topography in the entire study area, and there is no fault and fold that deform strata in the area. Infiltration, an important factor in basins such as those with carbonate sediment basements or other high-permeability basements, also seems to have a negligible influence on the lake-level change, as evidence by the thick silt beds that constitute the major part of the basin fill sediments (Katel et al. 1996).

We were unable to confidently identify the cause of short-term small-amplitude lake-level changes, however climate changes seem to be the important control factor. Yoshida and Igarashi (1984) reconstructed the lower Gokarna phase climate conditions by means of palaeopalynological analysis. Based on this study, they recognized the presence of tropical evergreen lower mountain forests (900–1,800 m elevation) suggesting a mild and moist climate for this period. This condition is similar to or slightly cooler than the modern Kathmandu Valley climate condition. The Thimi phase climate has not been reconstructed. However, lake area spreading in the Tarim Basin of the Tibetan Plateau was recognized around 26 kyr (Fig. 2; Yan et al. 1997) implying possibility of temporal increase in southwestern monsoon activity affecting even to the north of the Himalayan Mountains during the Thimi phase.

Modern Kathmandu Valley is situated near the transition between warm temperate and subtropical climate conditions. The annual climatic cycle is characterized by a wet season that continues from June to early September, and a dry season. The increment of water supply during the wet season introduced by 300–400 mm rainfall per month has the potential to cause a lake-level rise of a few meters if the basin outlet were plugged, sufficient to inundate a delta-plain environment. In the dammed lake stated above, 5–9 m of lake-level rise in a year, which is sufficient to delta-plain inundation, has been estimated (Riggs et al. 2001). We now

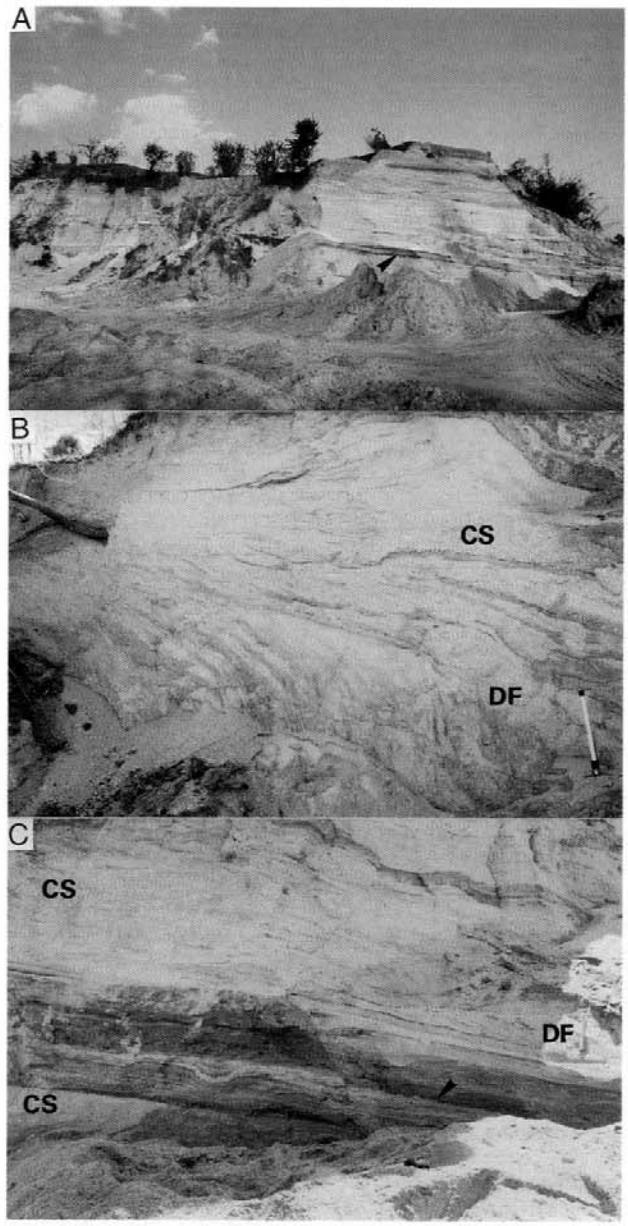


Fig. 6: Outcrop photographs of aggrading delta deposits at Loc. 9 and 10. (A) Outcrop view of Loc. 10. Arrowed interval represents a fine-sediment interval traceable from delta-plain to delta-front deposits. Other thin fine-sediment intervals with poor continuity (thin brown layers) are also recognized at this site. The outcrop is 15 m high. (B) Delta-front deposits and an overlying coarse-sediment interval in the Gokarna Formation at Loc. 9. Alternating fine sand and silt beds near the top of the photograph correspond to those in Fig. 6C. The scale is 60 cm long. (C) A fine-sediment interval (thick brown part), overlying fluvial channel-fill deposits of coarse-sediment interval and overlain by delta-front deposits. These deposits are then overlain by other coarse-sediment interval. The brown part in the upper part of the photograph is other fine-sediment interval. The outcrop is 2 m high. Close-up photograph around the arrow is shown in Fig. 4B. BC: Braided channel-fill deposit of alluvial-fan origin, CS: Coarse-sediment interval, FS: Fine-sediment interval, DF: Delta-front deposit.

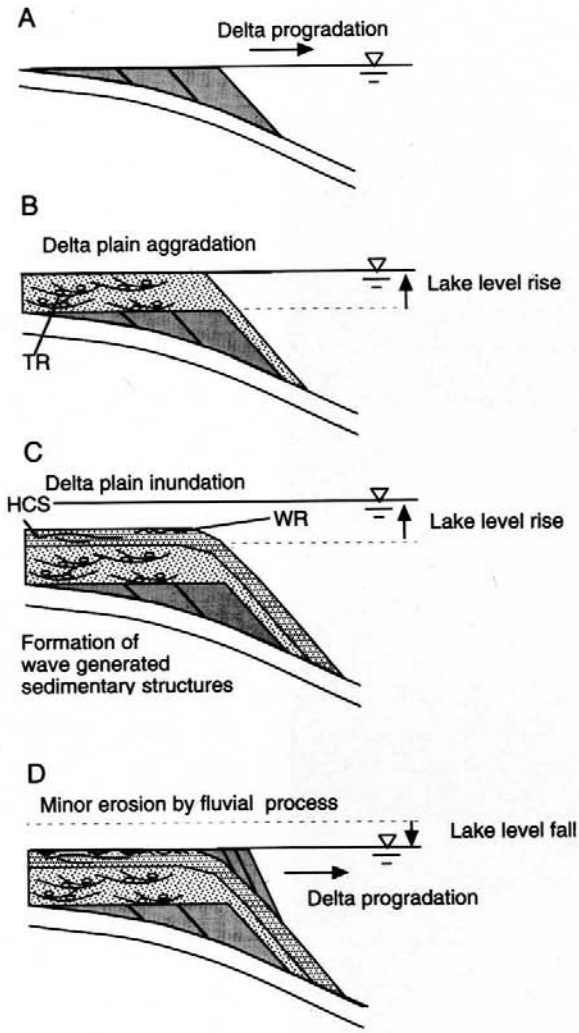


Fig. 7: Model of delta accumulation based on the study of lower parts of the Thimi and Gokarna formations. HCS: Hummocky cross-stratification, WR: Wave-ripple lamination, TR: Trough cross-stratification

believe that the short-term small-amplitude lake-level fluctuations occurred due to seasonal changes, based on climate reconstruction, which reveals a sufficient level of moisture, together with possibility of high rate of lake-level rise. Further chronological studies and pollen analysis will provide detailed information regarding the climatic condition during the deposition of these formations.

CONCLUDING REMARKS

Small-amplitude lake-level fluctuations have been recognized from the aggrading delta-plain deposits in the marginal areas of the lower parts of the Thimi and Gokarna formations. A complete set of coarse- and fine-sediment intervals with prograding delta-front deposits is interpreted as having formed as a result of lake-level rise and fall superimposed on a long-term lake-level rise trend. A concrete explanation for the small lake-level fluctuations is yet to be proposed, however climatic conditions such as seasonal wet and dry cycles, may be important factors for the lake-level change.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank reviewers, Dr. K. Nakayama of Shimane University, Japan, and Dr. P. Gautam of Tribhuvan University who gave us constructive comments for the paper, and Drs. H. Sakai of Kyushu University, Japan, and K. Arita of Hokkaido University, Japan, for the discussion and their support to our field work in Kathmandu. This study is financially supported by Grand-in-aid from the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology, Japan (Project No. 11691112). We would like to dedicate this paper to Drs. K. Nakayama of Shimane University and T. Matsuda of Kumamoto University, Japan, who were active Himalayan geologists and untimely passed away while this paper was under preparation.

REFERENCES

Akiba, T., 1980, Classification of the fluvial terraces in central Nepal. Jour. Hokkaido. Univ. Edu. Sect. IIB, 30, pp. 179–188 (in Japanese with English abstract).

Cheel, R. J. and Leckie, 1992, Hummocky cross stratification. Sediment. Rev., v. 1, pp. 103–122.

Dam, G. and Surlyk, K., 1993, Cyclic sedimentation in a large wave- and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetuab - Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., v. 18, pp. 419–488.

Dongol, G. M. S., 1985, Geology of the Kathmandu fluvial lacustrine sediments in the light of new vertebrate fossil occurrences. Jour. Nepal. Geol. Soc., v. 3, pp. 43–57.

Dott, R. H. Jr. and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull., v. 93(8), pp. 663–680.

Gajurel, A. P., 1998, Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépots du bassin de Kathmandou. Master thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 30 p.

Gautam, P., Hosoi, A., Sakai, T., and Arita, K., 2001, Magnetostratigraphic evidence for the occurrence of pre-Brunhes (>780 kyr) sediments in the northwestern part of the Kathmandu Valley, Nepal. Jour. Nepal. Geol. Soc., v. 25 (Sp. Issue), pp. 99–109.

Greenwood, B. and Sherman, D. J., 1986, Hummocky cross stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. Sedimentology, v. 33(1), pp. 33–45.

Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., and Walker, R. G., 1975, Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course 9, 161 p.

Katel, T. P., Upreti, B. N., and Pokharel, G. S., 1996, Engineering properties of fine grained soils of Kathmandu Valley, Nepal. Jour. Nepal. Geol. Soc., v. 13, pp. 121–138.

Manville, V., 2001, Sedimentology and history of Lake Reporoa: an ephemeral supra-ignimbrite lake, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., v. 30, pp. 109–140.

Martel, A. T. and Gibling, M. R., 1991, Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., v. 13, pp. 223–243.

Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flow. In: Stanely D. J. and Swift D. J. P. (eds.), Marine sediment transport and environmental management. Wiley, New York, pp. 197–218.

Moribayashi, S. and Maruo, Y., 1980, Basement topography of the Kathmandu Valley, Nepal: am application of gravitational method to the survey of a tectonic basin in the Himalayas. Jour. Japan. Soc. Eng. Geol.,v. 21, pp. 30–37.

Natori, H., Takizawa, F., Motojima, K., and Nagata, S., 1980, Natural gas in the Kathmandu Valley. Chisitsu News, v. 312, pp. 24–35 (in Japanese).

Rai, S. M., Le Fort, P., and Upreti, B. N., 1997, Geology structure and metamorphism in Kathmandu and Gosainkund regions, central Nepal. Abstract. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 16, pp. 20–22.

Riggs, N. R., Ort, M. H., White, J. D. L., Wilson, C. J. N., Houghton, B. F., and Clarkson, R., 2001, Post-1.8-ka marginal sedimentation in Lake Taupo, New Zealand,: effects of wave energy and sediment supply in a rapidly rising lake. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., v. 30, pp. 151–178.

Sakai, H., Fujii, R., Kuwahara, Y., and Noe, H., 2000, Climatic changes and tectonic events recorded in the Paleo-Kathmandu Lake sediments. Jour. Geogr., v. 109, pp. 759–769 (in Japanese with English abstract).

Sakai, T., Ooi, N., Takagawa, T., Gajurel, A., and Tabata, H., 2000, Reconstruction of depositional environment and paleoclimate change from the Quaternary basin fill succession of the Kathmandu Valley, Nepal. International Workshop on Himalayan Uplift and Climate change. Program and Abstract, pp. 27–31.

Stöcklin, J. and Bhattarai, K. D., 1980, Geological map of Kathmandu area and Central Mahabharat range (1: 250,000). Dept. Mines. Geol., HMG Nepal and UNDP, New York.

Talbot, M. R. and Allen, P. A., 1992, Lakes. In: Reading, H. G. (ed.), Sedimentary Environment: processes, facies and stratigraphy, 3rd ed, pp. 83–124.

Walker, R. G., 1984, Facies models: 2nd edn. Geosci. Can. Reprint. Ser. 1, 150 p.

Walker, R. G. and James, N. P., 1992, Facies model; response to sea level change. Geol. Assoc. Canada, 180 p.

Yamanaka, H., 1982, Classification of geomorphic surfaces in the Kathmandu Valley and its concerning problems. Reprint. Congress. Assoc. Japanese Geogr., 21, pp. 58–59.

Yan, S., Mu, G., Xu, Y., Zhao, Z., and Endo, K., 1997, Environmental evolution of the Lop Nur Region in the Tarim Basin since early Pleistocene. Quat. Res. (Daiyonki Kenkyu), v. 36(4), pp. 275–248.

Yonechi, F., 1973, A preliminary report on the geomorphology of Kathmandu Valley. Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Ser. (Geography), v. 23, pp. 153–161.

Yoshida, M. and Gautam, P., 1988, Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene lacustrine deposits in the Kathmandu Valley, central Nepal. Proc. Indian. Nat. Sci. Acad., v. 54A, pp. 410–417.

Yoshida, M. and Igarashi, Y., 1984, Neogene to Quaternary lacustrine sediments in the Kathmandu Valley, Nepal. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 4, pp. 73–100.

第四紀研究（The Quaternary Research）45（2）p. 99—112 April 2006

Discovery of Sediments Indicating Rapid Lake-level Fall in the Late Pleistocene Gokarna Formation, Kathmandu Valley, Nepal : Implication for Lake Terrace Formation

Tetsuya Sakai*[1, a], Tomohiro Takagawa*[2], Ananta P. Gajurel*[3], Hideo Tabata*[4], Nobuo Ooi*[5] and Bishal N. Upreti*[3]

Sediments indicating a rapid fall in lake level have been discovered in the late Pleistocene Gokarna Formation, Kathmandu Valley, Nepal. The indicators are observed along a widely traceable erosional surface in this formation, and is characterized by (1) gently inclined (*ca.* 10°) tabular cross-stratified sand beds of delta front deposits consisting of coarser material and showing gradual decrease in elevation of its top to the progradation direction, (2) an antidune cross-laminated sand bed that interfingers with the delta front deposit, and (3) an approximately 5 m-deep erosional depression filled with convolute laminated sand beds and recognized at a location distal to that where deposits (1) and (2) were found.

The early phase of rapid lake level fall caused minor erosion of the delta plain deposits by fluvial processes, introducing a higher rate of progradation of the delta front and resulting in the accumulation of deposit (1). The delta emerged as dry land due to further lowering of the lake level. The antidune cross-laminated sand bed shows evidence of having accumulated from a high-velocity stream that may have formed as the lake water drained from the delta front during the lowering of lake level. When the lake level fell below the level of the topographic high created by delta accumulation prior to the fall, incised valleys may have formed and part of them may have been filled with sediment at that time.

The rapid fall in lake level is interpreted to have been the result of lake-wall failure, which would have occurred at the gorge outlet as the only discharge path for the basin. The initial rise of lake level causing accumulation of terrace sediments may have been due to the formation of a plug at this outlet, attributable to mass movement along the gorge.

Keywords : antidune, delta, Gokarna Formation, Kathmandu Valley, lake

I. Introduction

The purpose of this study is to describe the depositional facies of the lacustrine terrace sediments (Gokarna and Thimi formations) distributed to the north of Kathmandu City, Nepal, to characterize deposits indicating a rapid fall in lake level in the Gokarna Formation (Fig. 1), and to discuss potential causes of lake level change, and terrace formation. The Kath-

Received June 3, 2005. Accepted January 14, 2006.

*1 Department of Geoscience, Shimane University. 1060 Nishi-kawatsu-cho, Matsue, 690-8504, Japan.
*2 Department of Geology and Mineralogy, Graduate School of Science, Kyoto University. Kitashirakawa-Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto, 606-8502, Japan.
*3 Deparment of Geology, Tri-chandra Campus, Tribhuvan University. Ghantaghar, Kathmandu, Nepal.
*4 Gifu Academy of Forest Science and Culture. 88 Sodai, Mino, 501-3714, Japan.
*5 ONP Laboratory. 21-30 Tai-cho, Neyagawa, 572-0021, Japan.
*a Corresponding author : sake@riko.shimane-u.ac.jp

mandu Valley is one of several tectonic intermontane basins developed in the lesser Himalayan Belt (Yoshida and Igarashi, 1984 ; Katel *et al.*, 1996 ; Sakai, H. *et al.*, 2000). This basin is filled with fluvio-lacustrine sediments that have formed several depositional terraces accumulated during the Pleistocene (*e.g.* Natori *et al.*, 1980 ; Katel *et al.*, 1996 ; Gajurel *et al.*, 1998 ; Sakai, T. *et al.*, 2000). Topographic studies have discriminated three terraces in the southern region, and another three terraces in the central and northern regions of the basin (*e.g.* Akiba, 1980 ; Yamanaka, 1982 ; Yoshida and Igarashi, 1984). To explain their spatial distribution, Yoshida and Igarashi (1984) proposed a model for the formation of the Kathmandu Valley terraces based mainly on ^{14}C age data from the northern and central terrace sediments (*e.g.* Yonechi, 1973 ; Yoshida and Igarashi, 1984). They explained that the southern terraces were formed in conjunction with the migration of the lake toward the north, caused by uplift of the southern part of the basin, probably associated with Mahabharat Range, which punctuates the southern margin of the basin. The age data from the northern and central terrace sediments indicated they were formed during the last glacial period, and the terraces tend to be young toward the basin center. Their formation has been interpreted as being due to lake area reduction toward the basin center (Yoshida and Igarashi, 1984). This model, however, cannot explain the buildup of each terrace, which has been recognized as being of depositional origin ; the terraces are composed of piles of delta deposits (cf. Sakai, T. *et al.*, 2000, 2002), which are suggestive of the terrace formation associated with lake level rise. Dill *et al.* (2001) inferred the cause of dry up of the lake as linear southern mountain erosion of the Kathmandu Valley associated with the progradation of frontal thrust tectonic structures and subsequent breakthrough of Bagmati River at the gorge to the south of Kathmandu after *ca.* 18 ka. But they did not show concrete evidence of such event recorded in both on the topography and in the sediments. They also did not explain terrace formation processes in their model.

The lack of a detailed description of the terrace sediments of the basin precludes concrete discussion on terrace formation and basin fill history. Therefore, the description we provide here will contribute not only to the understanding of the terrace formation processes in the Kathmandu Valley, but also provide a good example of sedimentation processes in the marginal areas of lakes in intermontane basins.

II. Geologic and topographic setting

The Kathmandu Valley is located in the central part of Nepal, and is almost hemi-spherical,

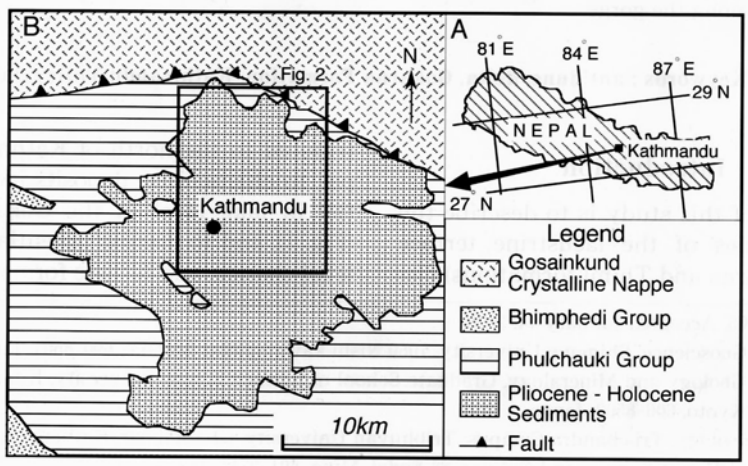


Fig. 1 Location map (A) and simplified geologic map for Kathmandu Valley (B) Modified from Rai *et al.* (1997).

with a maximum width of about 30 km (Fig. 1). This basin is surrounded by mountains and the only discharge path is to the south of the basin, cutting through the Mahabharat Range (Bagmati River). The basement geology, forming these mountains, consists of sedimentary rocks of the Paleozoic Phulchauki Group and Precambrian gneiss distributed in the north of the basin which are referred to as Kathmandu Complex (Stöcklin and Bhattarai, 1980 ; Rai *et al.*, 1997) (Fig. 1-B).

The basin is filled with unconsolidated siliciclastic sediments ; the succession is more than 600 m thick (Moribayashi and Maruo, 1980 ; Katel *et al.*, 1996), and is of fluvio-lacustrine origin (Natori *et al.*, 1980 ; Yoshida and Igarashi, 1984), which is defined as Kathmandu Basin Group by Sakai (2001). There are several lithostratigraphical studies in Kathmandu Valley (Yoshida and Igarashi, 1984 ; Dongol, 1985 ; Dongol and Brookfield, 1994 ; Sakai, 2001). Here we basically follow the classification by Yoshida and Igarashi (1984) for the northern region of the basin, who studied the stratigraphy of this area in detail. Older lake sediments, defined as the Tarebir, Lukundor and Itaiti formations in the Sakai (2001)'s classification, deposited during the Pliocene through to the Pleistocene (Yoshida and Gautam, 1988), are exposed in the southern part of the basin. This sequence is

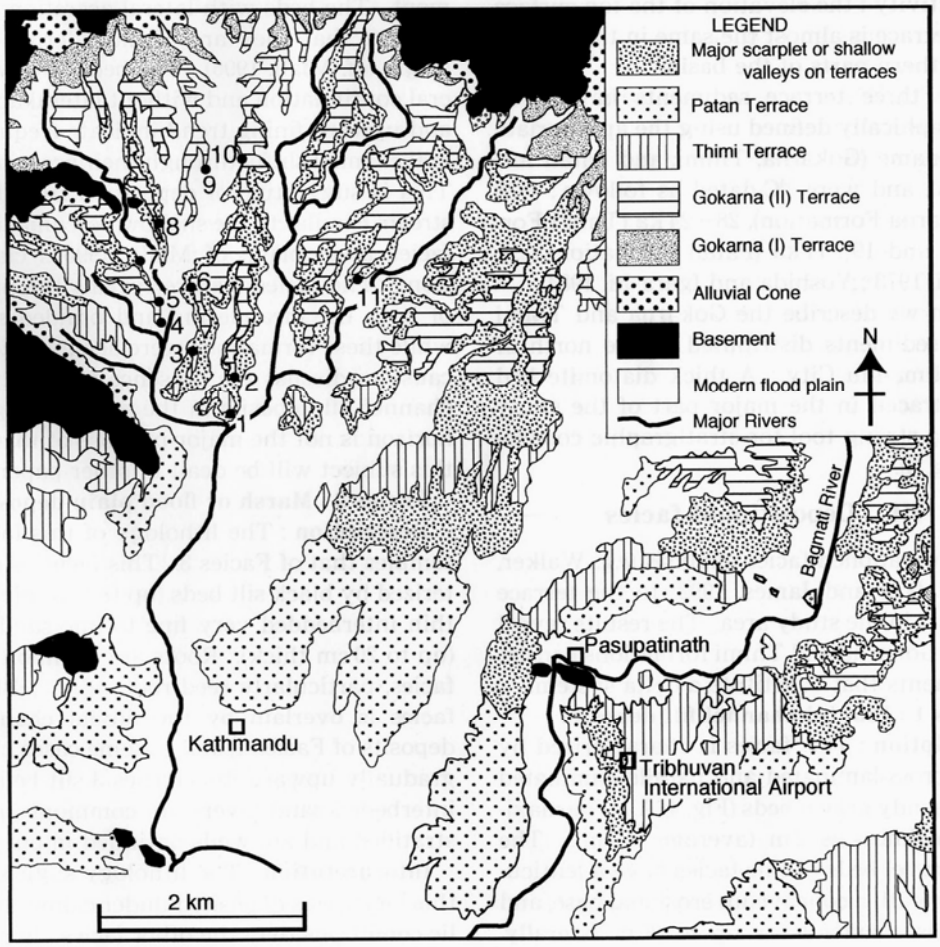


Fig. 2 Topographic classification map for the area indicated in Fig. 1, based on Yonechi (1973) and Yoshida and Igarashi (1984)
1-11 are sites where the columnar sections shown in Figs. 3, 5 and 6 were measured.

overlain by terrace sediments in an area confined to the southern region. These terraces have been defined as Pyangaon (1,480−1,520 m), Chapagaon (1,440−1,460 m) and Boregaon (1,410−1,430 m) (Yoshida and Igarashi, 1984). In the central and northern part of the basin, other depositional terraces, Gokarna (1,350−1,390 m), Thimi (1,330−1,340 m) and Patan (1,300−1,320 m) have been discriminated (Akiba, 1980 ; Yoshida and Igarashi, 1984) (Fig. 2). Our field observations have revealed that there is small cliff that separates the Gokarna Terrace into two minor terraces ; the newly defined Gokarna I Terrace (1,380−1,390 m) and Gokarna II Terrace (1,350−1,370 m). These terraces do not appear to have been directly affected by tectonic activity ; the elevation of the top surface of the terrace is almost the same in the central and northern parts of the basin.

These three terrace sediments have been stratigraphically defined using the appropriate terrace name (Gokarna, Thimi, and Patan formations), and were ^{14}C-dated as follows : −28 ka (Gokarna Formation), 28−24 ka (Thimi Formation) and 19−11 ka (Patan Formation) (*e.g.* Yonechi, 1973 ; Yoshida and Igarashi, 1984).

Herein we describe the Gokarna and Thimi terrace sediments distributed to the north of the Kathmandu City. A thick diatomite bed can be traced in the major part of the study area as a strong tool for stratigraphic correlation (Fig. 3).

III. Depositional facies

Here, we applied facies analysis (*e.g.* Walker, 1984 ; Walker and James, 1992) to the terrace sediments in the study area. The results reveal that the Gokarna and Thimi formations consist of sediments that constitute a delta system.

Facies 1 : Fluvial channel fill deposits

Description : This facies is characterized by trough cross-laminated and parallel-laminated sand or sandy gravel beds (Fig. 4-A). The maximum thickness is 2 m (average 0.7 m). The sandy gravel beds of this facies have a lenticular shape with a concave-up erosional base, and some lenses extend for up to 30 m laterally. There is also large-scale gently inclined cross stratification showing lateral accretions of the beds with fining-upward trend in some beds. The beds truncate the underlying silt beds (Facies 2) in this case. The beds with well lateral continuation and without lateral accretion pattern do not exhibit distinct upward-fining trend (Fig. 4-A). This facies overlies, and is commonly overlain by silt beds of marsh or flood plain and interdistributary bay origin (Facies 2 and 3). In the marginal region of the terrace, this facies conformably covers Facies 4 sand beds of delta front origin.

Interpretation : The sedimentary structures and coarser materials show that this facies is formed in a strong unidirectional flow environment. The deposits underlying this facies (delta front deposit) suggest that this is a fluvial channel developed on the delta plain environment. The beds with lateral accretion pattern suggest that they are of meandering stream origin (cf. Miall, 1996). The beds with well lateral continuation and without lateral accretion and upward fining trend indicate frequent lateral channel shifts through their accumulation. This is suggestive of deposition from braided stream (similar to the shallow perennial braided facies assemblage of Miall (1996)'s classification). The facies feature reveals the presence of both the meandering and braided streams while these formations were accumulated. Because to discuss the presence of two types of channel fill deposits in the same stratigraphic horizon is not the major purpose of this study, this subject will be dealt in other paper.

Facies 2 : Marsh or flood plain deposits

Description : The lithology of this facies resembles that of Facies 3. This facies is characterized by black silt beds (up to 2 m thick) with thin interbedded very fine to fine sand layers (up to 20 cm thick). Roots are common in this facies, particularly reed roots (Fig. 4-B). This facies is overlain by the fluvial channel fill deposits of Facies 1, and in some cases changes gradually upward into Facies 3 silt beds. The interbeded sand layers are commonly parallel stratified and are well-continued in outcrops.

Interpretation : The lithology suggests that this facies was deposited under calmer hydraulic conditions than the other facies. In particular the presence of reed roots is a very good indicator of a marsh environment. The relationship between this facies and the overlying

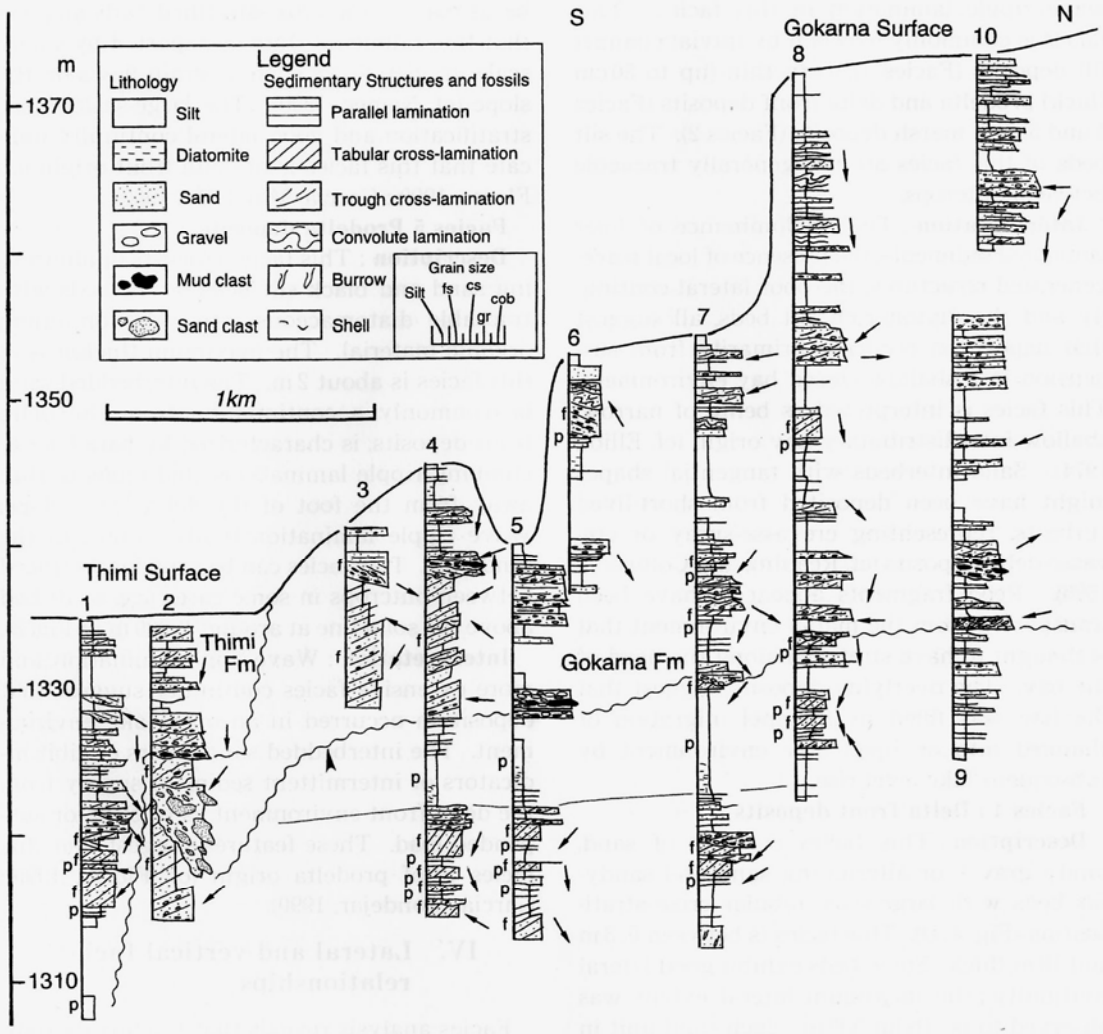


Fig. 3 Columnar cross sections of Thimi and Gokarna formations to the north of Kathmandu City (Locs. 1−10)

Small and large arrows indicate paleoflows (up=north) and a traceable erosional surface. Coarse intervals without "f" and silt beds without "p" represent Facies 1 and 2 or 3, respectively. f : delta front deposits, p : prodelta deposits.

Facies 3 suggests that the marsh was distributed along the head of interdistributary bays. The sand layers are interpreted to have been transported by low-energy streams during flood events (probably by small scale sheet flood (cf. Rust and Nanson, 1989)).

Facies 3 : Interdistributary bay deposits

Description : This facies consists of black, laminated or massive silt beds with interbedded sand layers. The silt is slightly finer than that of Facies 2. The maximum thickness of this facies is about 3 m, with an average thickness of 0.5 m. Some silt beds are very rich in diatom and organic materials (Fig. 4-C) such as reed stem and root fragments. The interbedded sands are up to 30 cm thick, and are characterized mainly by parallel and ripple cross-laminations. Some coarse to very coarse sand interbeds have tabular cross-lamination and taper out into silt beds. There is also local

wave ripple lamination in this facies. This facies is commonly overlain by fluvial channel fill deposits (Facies 1), very thin (up to 50 cm thick) prodelta and delta front deposits (Facies 4 and 5) and marsh deposits (Facies 2). The silt beds of this facies are not generally traceable between outcrops.

Interpretation : The predominance of finer laminated sediments, the presence of local wave-generated structures, the poor lateral continuity and the diatom-rich silt beds, all suggest that deposition occurred primarily from suspension in a shallow closed bay environment. This facies is interpreted as being of narrow, shallow interdistributary bay origin (cf. Elliot, 1974). Sand interbeds with tangential shapes might have been deposited from short-lived currents, representing crevasse-spray or crevasse-delta deposits (cf. Reading and Collinson, 1996). Reed fragments appear to have been transported from the marsh environment that is thought to have stretched along the head of the bay. The overlying deposits suggest that the bay was filled by channel migration or changed into an open lake environment by subsequent lake-level rise.

Facies 4 : Delta front deposits

Description : This facies consists of sand, sandy gravel, or alternating sand and sandy-silt beds with large-scale tabular cross-stratification (Fig. 4-D). This facies is between 0.3 m and 10 m thick. Some beds exhibit good lateral continuity ; the maximum lateral extent was observed to be about 300 m. Each sand unit in the tabular cross-stratified beds is up to 50 cm thick (average 5 cm), and each shows massive, inverse or normal grading and parallel lamination. Wave ripple lamination and hummocky cross-stratification are also recognized in this facies sand beds thicker than 5 m. In the case that facies thickness is less than 5 m, coarser grains tend to be distributed in the basal part of the cross-stratification. Several fine to very fine sand beds extend into the underlying prodelta silt beds. This facies is overlain by fluvial channel fill deposits (Facies 1).

Interpretation : The wave-generated sedimentary structures indicate subaqueous deposition. The massive, inverse or normal grading of the sand beds and the coarser grains in the basal part of the cross-stratified beds suggest that the sediments were transported by small-scale gravity flows such as grain flows on the slope (cf. Nemec, 1990). The large-scale cross-stratification and good lateral continuity indicate that this facies is of delta front origin (cf. Flores, 1990 ; Garcia-Mondejar, 1990).

Facies 5 Prodelta deposits

Description : This facies consists of alternating sand and black silt beds or silt beds with traceable diatomaceous interbeds containing organic material. The maximum thickness of this facies is about 2 m. The interbedded sand is commonly a continuation from the delta front deposits, is characterized by parallel and climbing ripple laminations, and tends to thin away from the foot of the delta front slope. Wave ripple lamination is also found in the sand beds. This facies can be confidently traced between outcrops in some cases (*e.g.* a silt bed above the solid line at around 1,320 m in Fig. 3).

Interpretation : Wave ripple lamination, and more extensive facies continuity suggest that deposition occurred in an open lake environment. The interbedded sand layers exhibit indicators of intermittent sediment supply from the delta front environment as traction or suspended load. These features suggest that this facies is of prodelta origin (cf. Flores, 1990 ; Garcia-Mondejar, 1990).

IV. Lateral and vertical facies relationships

Facies analysis reveals that the terrace sediments constitute a lacustrine delta system. Facies 1−3 are components of delta plain deposits (cf. Elliot, 1974 ; Bhattacharya and Walker, 1992 ; Plint and Browne, 1994 ; Reading and Collinson, 1996). Cross sections (Fig. 3) taken subparallel to the paleo shore-normal direction (from paleoflow observations), reveal different facies stacking patterns in the southern and northern part of the study area (Fig. 3). The terrace sediments in the southern part, typically found below the erosion surface between 1,320−1,330 m at Loc. 2 (Fig. 3), are comprised of thick delta front deposits that grade into several complete delta successions to the north (Locs. 4, 5, 7 and 8). Further north, only delta plain deposits (Facies 1−3) are distributed (Loc. 9). Similar

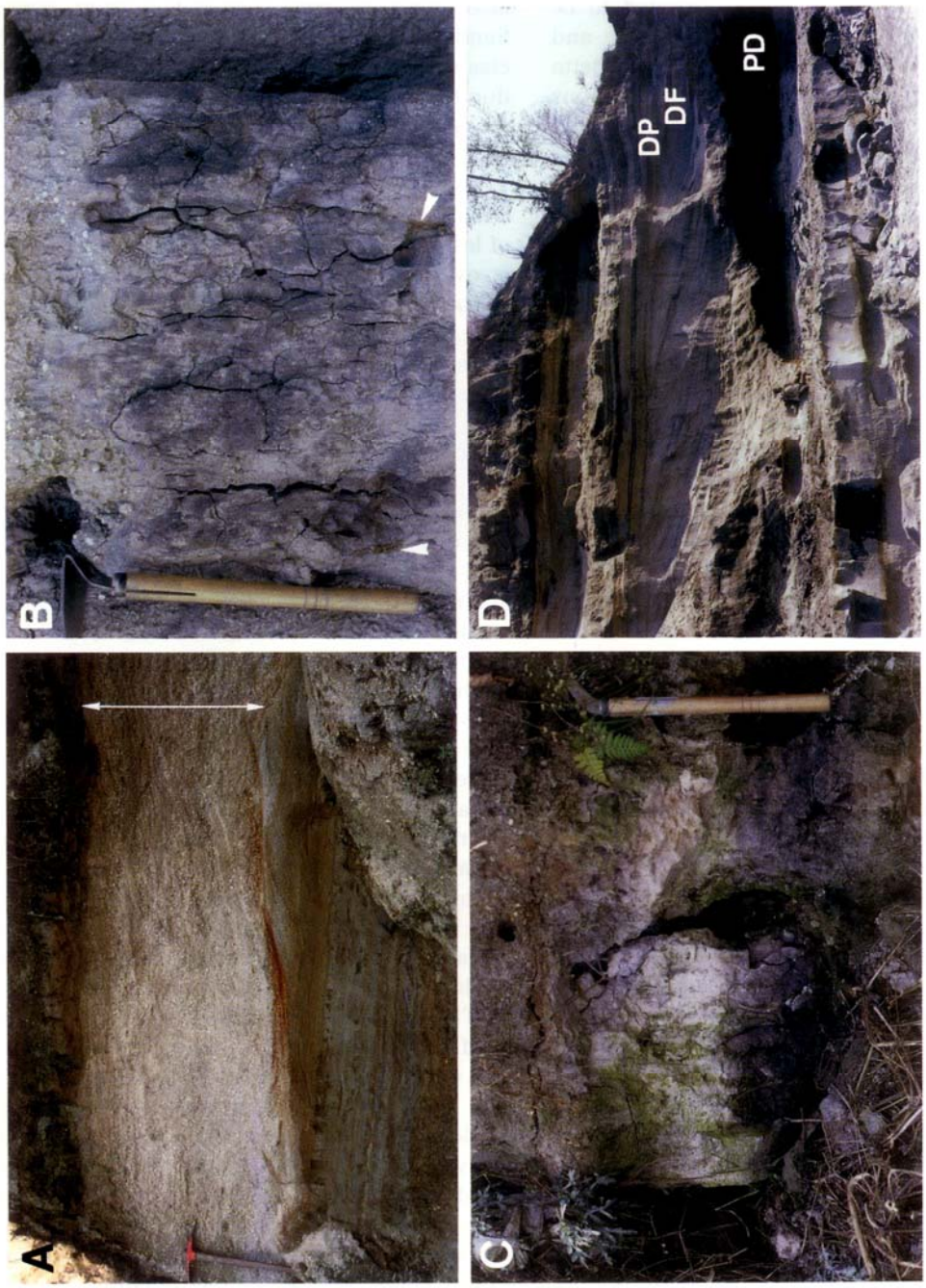


Fig. 4 Outcrop photographs of typical facies of Gokarna and Thimi formations

(A) An example of fluvial channel fill deposit (arrowed interval). The scale is 50 cm long. (B) Silt bed of marsh origin, containing reed roots (white arrows). The scale is 30 cm long. (C) Close-up of interdistributary bay deposit containing diatomite and plant fragment-rich, black silt beds. The scale is 30 cm long. (D) Typical delta succession in Gokarna Formation. The outcrop is *ca.* 15 m high. DP : delta plain deposit, DF : delta front deposit, PD : prodelta deposit.

facies changes are also recognized in the sediments above the erosion surface (Fig. 3).

The stacked delta successions found, particularly in Locs. 4 and 5, are interpreted to be accumulated by repeated lake-level rise and stabilization. The flat top of the each delta front deposits in the piled delta successions indicates that the delta progradation occurred when the lake level was stabilized. During the lake-level rise, the sediment accumulation is interpreted as having been occurred on the delta plain in the northern part of the study area. Sakai *et al.* (2001) also reported sediment aggradation on the delta plain with minor sediment progradation during a lake-level rise from the Gokarna Formation around Kapan Area, north of Pasupatinath. Sediment accumulation on the delta plain without distinct progradation during the lake or sea level rise has been also reported from another areas (*e.g.* Tertiary Coalmont Formation, North Park Basin, Colorado (Flores, 1990) ; Albian Lunada Formation, northern Spain (Garcia-Mondejar, 1990)). The lateral variation in the number and thickness of delta successions can be attributed to the lateral shift of delta lobes. The thicker delta front deposits at Locs. 2 and 3 are interpreted to have been formed as a result of progradation of the delta front beyond the underlying delta margin. In the basinward end of the Gokarna Formation, small incised valleys are commonly found (Fig. 3). The characteristics of the valley fill succession are described in the following chapter.

The sediments at Loc. 1 and in the upper part of Loc. 2 appear to belong to the Thimi Formation. The presence of delta plain deposits distal to the thick delta front deposits suggests that these sediments were associated with another lake-level rise that would have occurred after the deposition of the Gokarna Formation.

V. Characteristics of beds indicating rapid lake-level fall

The traceable erosion surface recognized at around 1,330 m is interpreted as recording a lake-level fall event during the deposition of the Gokarna Formation. The erosion surface incises the delta front deposits in the marginal region of the Gokarna Terrace (Loc. 2 of Fig. 3 and Fig. 5). The incised valley is filled with trough cross-stratified sandy gravel beds of fluvial channel origin, with overlying tabular cross-laminated sand beds of delta front origin. Sand beds with abundant boulder-sized sand clasts, which appear to have been entrained due to slope failure of the incised valley wall, are also interbedded in the valley fill deposits (Fig. 5).

The surface becomes nearly flat toward the north between Locs. 5 and 9, with undulations of less than 1 m relief. In this area, this surface is overlain by pebble or cobble gravel beds containing abundant boulder-sized mud clasts (Fig. 3).

The presence of the valley fill fluvial deposits indicates that almost all of the topographic high formed by delta accumulation temporally emerged as a subaerial terrace. Surface features and overlying sediments between Locs. 5–9 also suggest a drop in water level. The deposition of overlying delta front deposits is associated with subsequent lake-level rise.

The composition and features of a delta succession and its lateral facies change at Loc. 11 (open-arrowed interval in Fig. 6), located near the head of the incised valley, suggest that this lake-level fall occurred in a relatively short time interval. The delta front and its distal correlates have the following features : (1) The delta front deposit consists of very coarse sand to granule, which is coarser than that of other delta front deposits in this area, and have slightly gentler tabular cross-stratification (*ca.* 10°) than in other intervals (Fig. 7-A). The elevation of the top of the delta front deposit tends to decrease to the progradation direction. (2) The delta front deposit interfingers with a sand bed that exhibits antidune cross-lamination where delta progradation ceased (Fig. 7-B). The antidune cross-laminated sand overlies prodelta sand and silt beds and tends to thin away from the foot of the delta front. Both the antidune sand bed and the delta front sand beds are truncated by another erosional depression, which is filled with fluvial channel sandy gravel and abandoned channel fill silt beds (Fig. 7-B). (3) An erosional depression, about 5 m deep, appears in the south of the antidune site. The erosional depression is filled

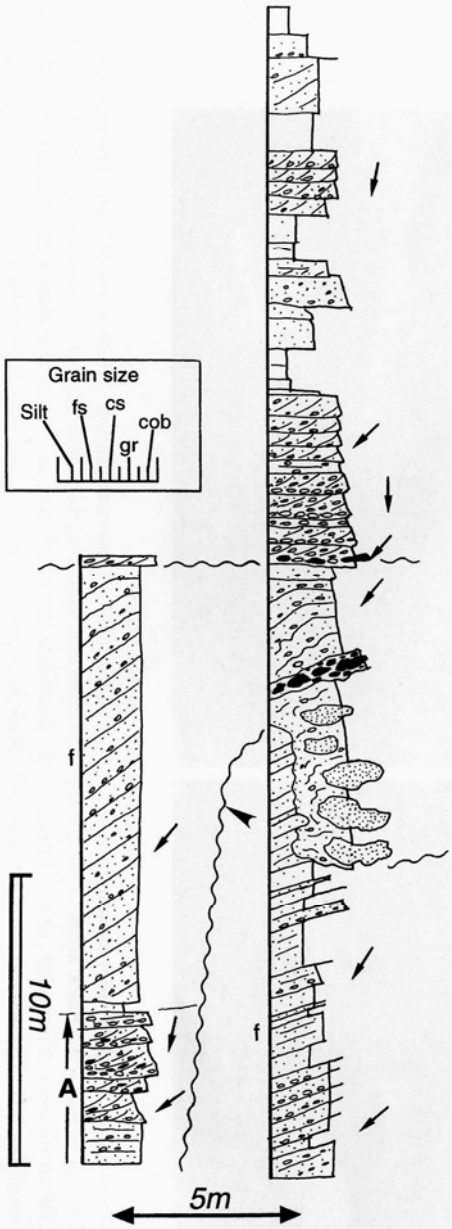


Fig. 5 Columnar cross sections for Loc. 2
The erosion surface forms a small incised valley at this site. Fluvial channel fill deposits characterized by trough cross-laminated sand beds are recognized inside the valley (shown in "A"). Other abbreviations, see Fig. 3.

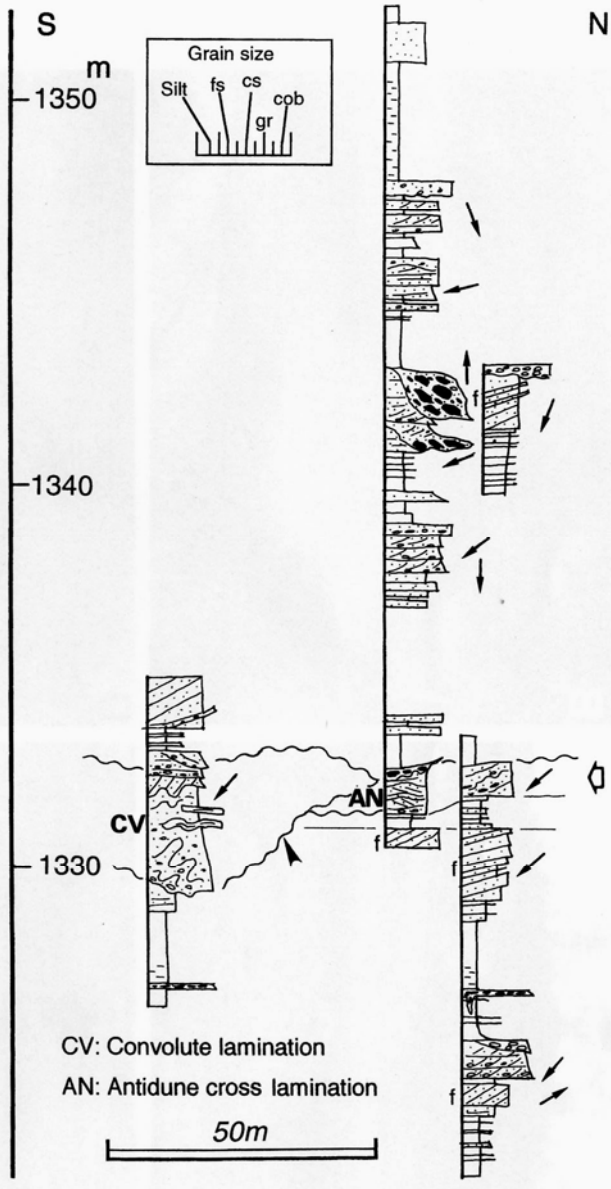


Fig. 6 Columnar cross sections for Loc. 11
An erosion surface, indicated by the large arrow, corresponds with that shown in Fig. 3. See text for detailed description of open-arrowed interval in which there is evidence of rapid lake-level fall. Symbols and other abbreviations, see Fig. 3.

with convolute laminated sand beds (Fig. 7-C) that contain elliptical boulder-sized sand clasts, the maximum long axis of which is about 3 m. The 5 m-thick bed continues at least 50 m without thickness change. Undeformed tabular cross-stratified beds are partially interbedded

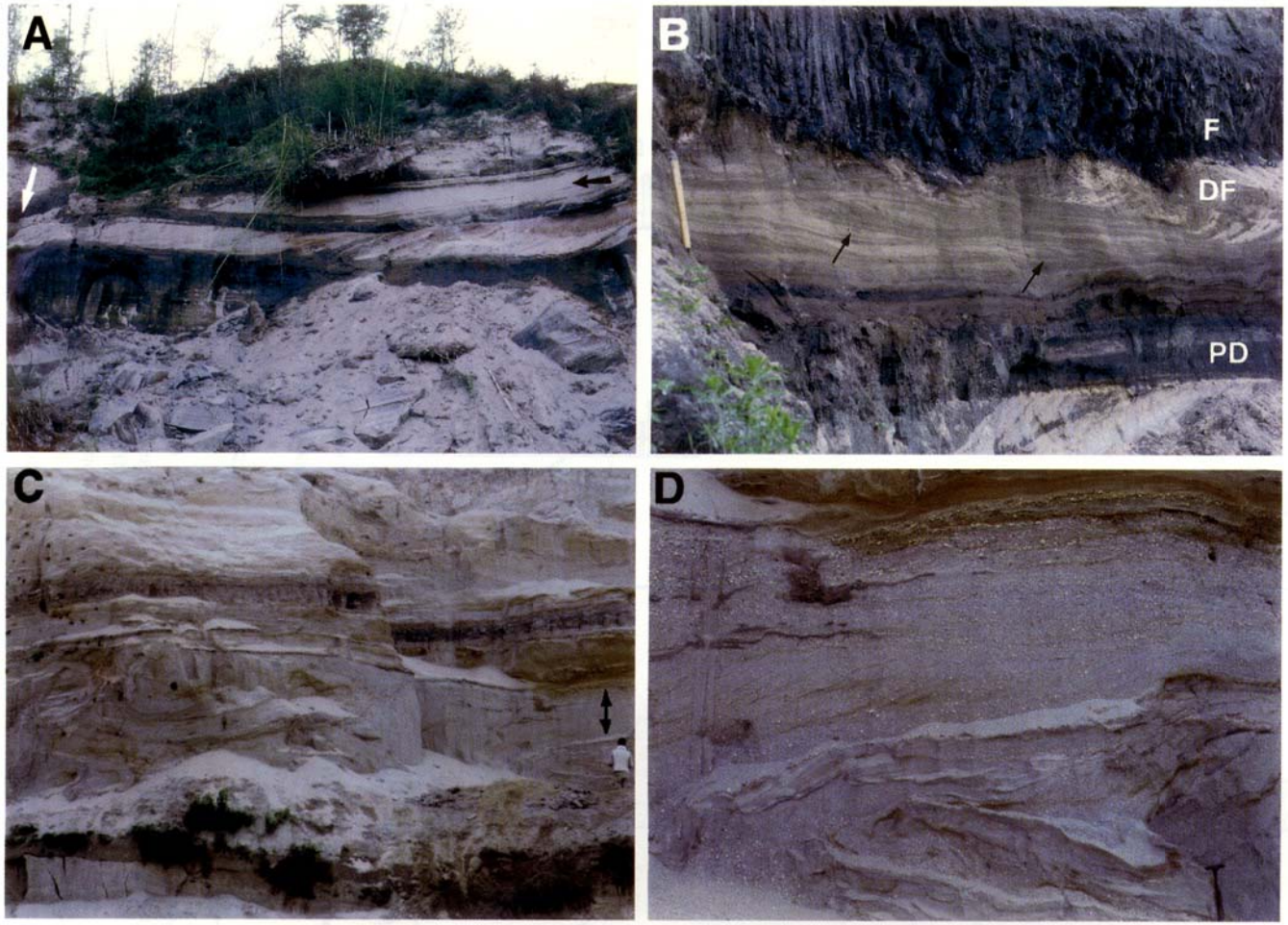


Fig. 7 Outcrop photographs for Loc. 11

(A) Outcrop at Loc. 11. Black arrow shows the delta front deposit, having gently inclined tabular cross-stratification. White arrow indicates the position of photograph in Fig. 7-B. (B) Close-up of Fig. 7-A. Black arrows indicate antidune cross-lamination. Cross-laminated part represents a delta front deposit. F : fluvial channel fill deposit, DF : delta front deposit, PD : prodelta deposit. (C) Convolute laminated sand beds. Arrow indicates undeformed interval in the convolute laminated division of Fig. 7-D. The outcrop is *ca.* 10 m high. (D) Close-up of point in Fig. 7-C. The scale is 30 cm long.

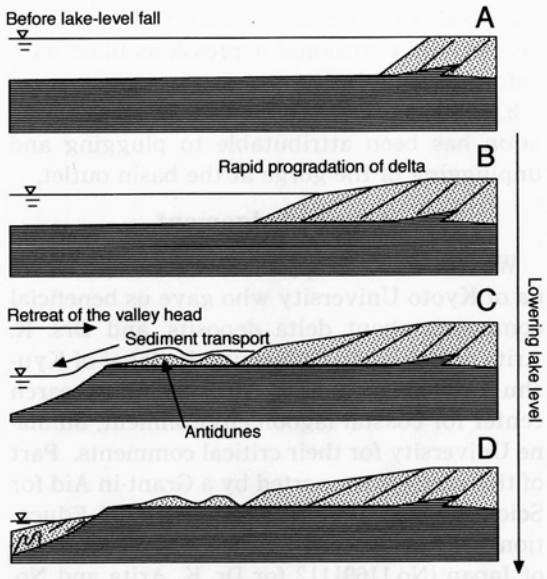


Fig. 8 Model of sedimentation associated with the rapid lake level fall
See text for details.

with the convolute laminated sand beds (Fig. 7-D), indicating that this interval was originally a delta (referred to as delta-like deposit) filling the depression, which might not have been formed by normal fluvial processes.

The delta front deposit, consisting of coarser materials and representing a gradual decrease in the height of the delta, exhibits features suggestive of enhanced fluvial erosion processes that can be associated with a gradual drop in water level (Fig. 8-B). The gentler inclination of the cross-stratified beds may have resulted from a faster progradation rate. According to flume experiments, the shape of cross-stratification changes from angular to tangential type with lowering the base level and the inclination of stratification tends to decrease (Jopling, 1965).

Antidunes are commonly formed in water that is shallow enough to produce in-phase waves between the bed and the water surface at high stream energies, or upper flow regime condition (*e.g.* Simons *et al.*, 1965 ; Kennedy, 1969 ; Cheel, 1990). These types of deposits have been reported to have been formed in environments such as wash-over fans (Barwis and Hayes, 1985) and gravel bars in a braided river (*e.g.* Suzuki, 2000), where strong currents are generated during storms or floods. The interfingering relationship between the antidune cross-laminated sand and the delta front deposits indicates that a stream with sufficiently high velocity to form antidunes was caused at the time when delta progradation ceased (Fig. 8-C). This fast flow condition may have as the last of the lake water drained from the topographic high of the delta, forming an erosional depression.

The phase in which the erosional depression was filled is still uncertain, however, we believe that it was filled during the final stages of draining because of absence of fluvial facies on the base of the depression at this site. Strata formed during this period are unlikely to have been preserved. As the base of the depression is almost flat, convolute laminated beds, originally a delta-like deposit, that would have accumulated from a sediment-rich flow that concentrated in the depression after the lake level fell below the topographic high, might be preserved (Fig. 8-D).

VI. Cause of lake-level fluctuation and terrace formation

The long-term rise of lake level suggested by the piled delta successions and the rapid fall in lake level recorded by the terrace sediments are interpreted as having been the result of plug formation and destruction in the gorge at the basin outlet. The Bagmati River, which cuts across the Mahabharat Range, forms a gorge as the only discharge path for the basin. Due to the lack of evidence in the terrace for a gradual fall in lake level at the terrace top, such as a gradual decrease in the height of the delta front deposits, the most likely interpretation is that the Gokarna Terrace was formed as a result of plug destruction and rapid lake level fall. If this is the case, then the elevation of the three terraces (Gokarna, Thimi and Patan) would have been determined by the height of the plug in the gorge, which would have constrained the upper limit of lake-level rise. As such, the Gokarna Formation can be assumed to have formed as a result of the greatest lake-level rise event (highest plug level), followed by the Thimi phase and the Patan phase with

lowest plug level through the late Pleistocene. If a higher plug had formed during the Patan phase, further accumulation of the delta deposits would have buried the Gokarna Terrace. There is also the possibility that this process of lake level rise and rapid fall may have occurred numerous times before the deposition of the Gokarna Formation, meaning that there may be older terrace sediments below the Gokarna Formation that are not yet to be identified. Further studies are needed to reconstruct in detail the basin fill history of the Kathmandu Valley, which will provide fundamental information for deciphering the paleoclimatic change and uplift of the Himalayan Mountains.

Unfortunately we can not know the specific mechanisms of such catastrophic lake level fall in this basin because the sediments which might have plugged the basin seems to be completely removed now. Near the basin exit gorge, thick poorly sorted massive gravel beds, which are interpreted to be of large scale gravity flow deposits, are frequently recognized. We now believe that such large mass movements contributed to make the plug of the basin. Because the basin exit gorge is narrow (in some locations, width less than 200 m), large mass movements from the adjacent steep slopes easily plugs the gorge to the higher level. Probably larger volume of lake water spill-over triggered by flooding or earthquakes must be a possible cause of the out-burst. Basin tilting could not be attributable because each terrace surface, an indicator of the lake level just before the lake water was drained, have the almost same level in the major part of the basin.

VII. Conclusions

1. The Gokarna Formation consists of delta deposits, and its characteristics differ between the northern and southern regions of the study area. Typical delta successions characterize the southern area, and delta plain deposits occupy the majority of the northern sediments. The accumulation of delta deposits records a lake-level rise.

2. Evidence of a rapid lake level fall was discovered in deposits along a traceable erosional surface, characterized by gentle tabular cross-stratification, antidune cross-laminated sand beds that interfinger with the delta front deposits, and erosional depressions filled with deformed sand beds.

3. The cause of the major lake level fluctuation has been attributable to plugging and unplugging of the gorge at the basin outlet.

Acknowledgement

We would like to appreciate Prof. Fujio Masuda of Kyoto University who gave us beneficial comments about delta deposits, and Drs. K. Arita of Hokkaido University, H. Sakai of Kyushu University and K. Yamada of Research center for coastal lagoon environment, Shimane University for their critical comments. Part of this study is supported by a Grant-in Aid for Scientific Research from Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan (No.11691112 for Dr. K. Arita and No. 14740298 for T.S.).

References

Akiba, T. (1980) Classification of the fluvial terraces in central Nepal. Journal of Hokkaido University of Education, Section IIB, 30, 179–188. (J+E)

Barwis, J.H. and Hayes, M.O. (1985) Antidunes on modern and ancient washover fans. Journal of Sedimentary Petrology, 55, 907–916.

Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. Walker, R.G. and James, N. (eds.) Facies models : response to sea level changes : 157–178, Geological Association of Canada.

Cheel, R.J. (1990) Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime condition. Sedimentology, 37, 517–529.

Dill, H.G., Kharel, B.D., Singh, V.K., Piya, B., Busch, K. and Geyh, C. (2001) Sedimentology and paleogeographic evolution of the intermontane Kathmandu basin, Nepal, during the Pliocene and Quaternary. Implications for formation of deposits of economic interest. Journal of Asian Earth Sciences, 19, 777–804.

Dongol, G.M.S. (1985) Geology of the Kathmandu fluvial lacustrine sediments in the light of new vertebrate fossil occurrences. Journal of Nepal Geological Society, 3, 43–57.

Dongol, G.M.S. and Brookfield, M.E. (1994) The Quaternary Kathmandu Basin, Nepal. Gierlowski-Kordesch, E. and Kelts, K. (eds.) Global geological record of lake Basins, volume 1 : 349–350, World and Regional Geology, 4, Cambridge University Press.

Elliot, T. (1974) Interdistributary bay sequences and their genesis. Sedimentology, 21, 611–622.

Flores, R.M. (1990) Transverse and longitudinal Gil-

bert-type deltas, Tertiary Coalmont Formation, North Park Basin, Colorado, USA. Colella, A. and Prior, D.B. (eds.) Coarse-Grained Deltas : 223-233, International Association of Sedimentologists Special Publication, 10, IAS.

Gajurel, A.P., Huyghe, P., France-Lanord, C., Mugnier, J.L., Upreti, B.N. and Le Fort, P. (1998) Seismites in the Kathmandu basin, Nepal. Journal of Nepal Geological Society, 18, 125-134.

Garcia-Mondejar, J. (1990) Sequence analysis of a marine Gilbert-type delta, La Miel, Albian Lunada Formation of northern Spain. Colella, A. and Prior, D.B. (eds.) Coarse-Grained Deltas : 255-269, International Association of Sedimentologists Special Publication, 10, IAS.

Jopling, A.V. (1965) Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. Journal of Sedimentary Petrology, 35, 777-791.

Katel, T.P., Upreti, B.N. and Pokharel, G.S. (1996) Engineering properties of fine grained soils of Kathmandu Valley, Nepal. Journal of Nepal Geological Society, 13, 121-138.

Kennedy, J.F. (1969) The formation of sediment ripples, dunes, and antidunes. Annual Review of Fluid Mechanics, 1, 147-168.

Miall, A.D. (1996) The geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. 582 p, Springer.

Moribayashi, S. and Maruo, Y. (1980) Basement topography of the Kathmandu Valley, Nepal : an application of gravitational method to the survey of a tectonic basin in the Himalayas. Journal of the Japan Society of Engineering Geologist, 21, 30-37.

Natori, H., Takizawa, F., Motojima, K. and Nagata, S. (1980) Natural gas in the Kathmandu Valley. Chishitsu News, 312, 24-35. (J)

Nemec, W. (1990) Aspects on sediment movement on steep slope. Colella, A. and Prior, D.B. (eds.) Coarse-Grained Deltas : 29-73, International Association of Sedimentologists Special Publication, 10, IAS.

Plint, A.G. and Browne, G.H. (1994) Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting : the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. Journal of Sedimentary Research, B64, 341-364.

Rai, S.M., Le Fort, P. and Upreti, B.N. (1997) Geology structure and metamorphism in Kathmandu and Gosainkund regions, central Nepal. Abstract. Journal of Nepal Geological Society, 16, 20-22.

Reading, H.G. and Collinson, J.D. (1996) Clastic coast. Reading, H.G. (ed.) Sediment environments : process, facies and stratigraphy : 154-231, Blackwell.

Rust, B.R. and Nanson, G.C. (1989) Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. Sedimentology, 36, 291-306.

Sakai, H. (2001) Stratigraphic division and sedimentary facies of the Kathmandu Basin Group, central Nepal. Journal of Nepal Geological Society, 25, 19-32.

Sakai, H., Fujii, R., Kuwahara, Y. and Noe, H. (2000) Climatic changes and tectonic events recorded in the Paleo-Kathmandu Lake sediments. Journal of Geography (Chigaku Zasshi), 109, 759-769. (J+E)

Sakai, T., Gajurel, A.P., Ooi, N., Tabata, H., Takagawa, T. and Upreti, B.N. (2002) Formation of the higher terraces in the Kathmandu Valley, Nepal. Earth Monthly, 24, 352-358. (J)

Sakai, T., Gajurel, A.P., Tabata, H. and Upreti, B.N. (2001) Small amplitude lake level fluctuations recorded in aggrading deltaic deposits of the lower parts of the Upper Pleistocene Thimi and Gokarna formations, Kathmandu Valley, Nepal. Journal of the Nepal Geological Society, 25, 43-51.

Sakai, T., Ooi, N., Takagawa, T., Gajurel, A. and Tabata, H. (2000) Reconstruction of depositional environment and paleoclimate change from the Quaternary basin fill succession of the Kathmandu Valley, Nepal. International Workshop on Himalayan Uplift and Climate Change. Program and Abstract, 27-31.

Simons, D.B., Richardson, E.V. and Nording, C.F. (1965) Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. Middleton, G.V. (ed.) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation : 34-52, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 12, SEPM.

Stöcklin, J. and Bhattarai, K.D. (1980) Geological map of Kathmandu area and Central Mahabharat range (1 : 250,000). 64 p, Department of Mines and Geology, His Majesty's Government of Nepal.

Suzuki, K. (2000) Analysis of the modern alternating bar deposits in gravelly Yasu river, Japan. The Association of the Geological Collaboration in Japan, Monograph, 48, 67 p. (J+E)

Walker, R.G. (1984) Facies models (2nd edition). 150 p, Geoscience Canada Reprint Series, 1, Geological Association of Canada.

Walker, R.G. and James, N.P. (1992) Facies models : response to sea level change. 180p, Geological Association of Canada.

Yamanaka, H. (1982) Classification of geomorphic surfaces in the Kathmandu Valley and its concerning problems. Congress of Association of Japanese Geographer Reprint, 21, 58-59.

Yonechi, F. (1973) A preliminary report on the geomorphology of Kathmandu Valley. Science Report of Tohoku University, 7th Ser. (Geogr.), 23, 153-161.

Yoshida, M. and Gautam, P. (1988) Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene lacustrine deposits in the Kathmandu Valley, central Nepal. Proceedings of Indian National Science Academy, 54A, 410-417.

Yoshida, M. and Igarashi, Y. (1984) Neogene to Quaternary lacustrine sediments in the Kathmandu Valley, Nepal. Journal of Nepal Geological Society, 4, 73-100.

(J) in Japanese, (J+E) in Japanese with English abstract.

WORKSHOP ON

HIMALAYAN UPLIFT AND PALEOCLIMATIC CHANGES IN CENTRAL NEPAL

ABSTRACT

Jointly Organized by

Integrated Studies on Himalayan Uplift and Climate Change Project, Japan

Paleo-Kathmandu Lake Project, Japan

Central Department of Geology
Tribhuvan University, Kirtipur

Department of Geology, Tri-Chandra Campus
Tribhuvan University

And

Nepal Geological Society

November 10, 2000, Kathmandu

EVIDENCE OF A CLIMATE CHANGE IN KATHMANDU BASIN FROM OXYGEN ISOTOPE RECORDS

A. P. Gajurel[1], P. Huyghe[2], C. France-Lanord[3], J. L. Mugnier[2] and B. N. Upreti[1]

[1]*Department of Geology, Tribhuvan University, Nepal*

[2]*Université de Grenoble et CNRS, Laboratoire de Géodynamique des Châines Alpines, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex-France*

3 CRPG-CNRS, Nancy Vandoeuvre cedex, France

Kathmandu basin is a transported intermontane basin from the major Himalayan décollement. The present centripetal drainage pattern shows that the sediments were derived from the flanking metasedimentary rocks on the eastern, southern and western and gneisses on northern side of the Kathmandu Valley. The basin deposits have recorded sedimentation, climatic and tectonic histories during Plio-Pleistocene epoch. Several climatic oscillations have documented from the pollen analysis of the fluvio-lacustrine sediments of the basin (Yoshida and Igarashi, 1984).

The present study analyses paleo-climatic change in the Kathmandu basin. Oxygen isotopes were measured in newly formed clay minerals of saprolite sampled from the flanking hill of northern part of the basin, in riverwaters and rainwaters (Galy, unpublished) collected within the Kathmandu Valley and in boigenic carbonate of gasteropod fossil shells taken from the basin fill deposits. The samples collected during the monsoon of 1997 show a homogeneous value of $\delta^{18}O$ between –9 and –12 ‰ (rain water accumulated in successive precipitation). The oxygen isotopic composition of the riverwarers sampled during out of monsoon time in Kathmandu varies from -7 to –9.4 ‰. The measurement of $\delta^{18}O$ in saprolite ranges from 16.27 to 16.89 ‰. The oxygen isotopic compositions of the gasteropod fossils collected from the basin fill deposit in southern part of Kathmandu vary between 28.13 and 29.11 ‰. From X-ray diffractogram of clay mineral and the stable oxygen isotope studies, it is concluded that a climate change was found those recorded on the corresponding sediments in the southern part of the basin, which was in arid climatic condition in a lake prevailing a strong evaporation.

Reference

Yoshida, M and Igarashi, Y., 1984 - Neogene to Quaternary Lacustrine sediments in Kathmandu vally, Nepal. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 4(Spec. Issue), pp. 73-100

Steck, A., Epard, J.-L., Vannay, J.-C., Hunziker, J., Matthieu, G., Morard, A., Robyr, M., 1998. Geological transect across the Tso Morari and Spiti areas: the nappe structures of the Tethys Himalaya. Eclogae Geol. Helv. 91, 103–121.

Soft-deformation structures in the Kathmandu basin

A.P. GAJUREL[a], B.N. UPRETI[a],
P. HUYGHE[b], J.L. MUGNIER[b]
[a]Departement of Geology, Tribhuvan University,
Kathmandu, Nepal
[b]CNRS and Grenoble University, France

The Kathmandu valley is a large intermontane basin carried above the Major Himalayan Decollement. Fluvio-lacustrine sediments of the Kathmandu basin consist of thin alternation of weakly consolidated and cohesionless silty and sandy layers having a rather good sorting. These conditions make them suitable for hydroplastic deformation, liquefaction and/or fluidisation, and soft-sediment structures are observed in several places.

At Koteswor (Patan formation), a typical deformed horizon can be separated from top to bottom into a homogenised zone (15–20 cm), a ball-and-pillow zone (11–35 cm), and a basal zone (up to 55 cm in thickness). A marker layer in the basal zone attests to the simultaneity of compression and extension deformation structures, a combination of structures that excludes slope failure origin for the soft-sediment deformation.

At Thimi (Thimi formation), at least eight syn-sedimentary soft-deformation structures (mainly ball and pillow features or sand dykes) are distributed along a 22 m section carbon-dated in two stratigraphic layers at 43 000 and 45 000 yr. The sedimentation rate is therefore estimated at 6 mm/yr and the mean recurrence interval is about 450 yr. The lateral variations of a single structure are clearly related to the original lateral variation of the thickness and lithology of the layers. The great horizontal extend of the structures (more than 250 m^2) excludes slope failure origin for these deformations, that are probably related to ground shaking during earthquake. Several large sand or gravel dykes have also been observed in the south part of the Kathmandu basin (Fig. 1). Hibsch et al. (1997) showed that soft-sediment deformation structures formed in a lacustrine environment, with a thickness varying between 50 and 90 cm, developed in seismic intensity zones greater than IX. It is therefore inferred that the intensity of the paleoseismicity would be larger than the intensity of the 1833 or 1934 historical seismicity that affected the Kathmandu Basin.

References

Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, U., Sébrier, M., 1997. Holocene tectonics and liquefaction/soft sediment deformation in Equador: a paleoseismic history record in lacustrine sediments. J. Geodyn. 24, 259–280.

Deep process of the collisional deformation in the northern margin of the Qihai–Tibetan plateau, revelation from investigation of the deep seismic profiles

GAO RUI, LI PENGWU, LI QIUSHENG,
SHI DANIAN, GUAN YE
Lithosphere Research Center, Institute of Geology,
Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037,
People's Republic of China

This paper will report the investigation achievements from three deep seismic reflection profiles (west Kunlun–Tarim; Altyn–Tarim; Qilian–Alxa: see Fig. 1) across the basin-and-range conjecture along the northern margin of Qinghai–Tibetan plateau; the purpose is to study lithosphere structure and to explore the deep process of deformation caused by collision.

Convergent collision and deep subduction of the continental lithosphere may be in progress along northern margin of Qinghai–Tibetan plateau. The deep process of due collision is different from that of oblique collision. West Kunlun and Qilian Mountains are all located in the position of collision deformation, where the lithosphere of Tarim–Alxa block subducts southward beneath the Qinghai–Tibetan plateau. Because West Kunlun is near from Indian plate, Tarim lithosphere with southward subduction of traveling a short distance collided with Indian lithosphere (?) of

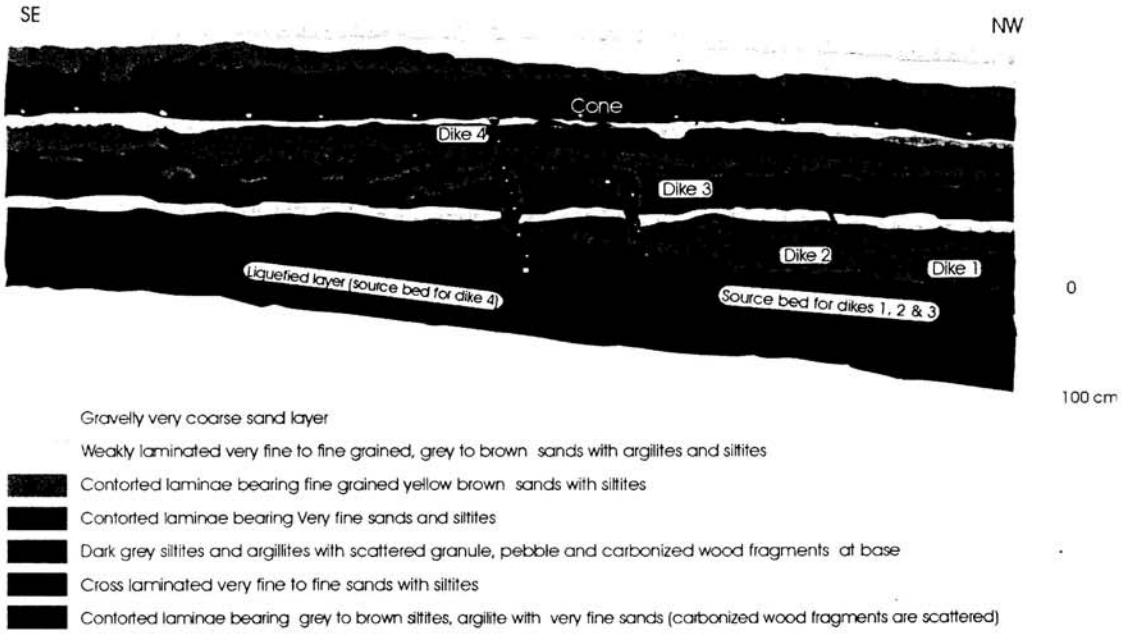


Fig. 1.

Oxygen isotope records in the gastropod shells from the Kathmandu Basin sediments, Nepal and their environmental significance

A.P GAJUREL[a,b], C. FRANCE-LANORD[c], D GURUNG[a], P.HUYGHE[b], J.L MUGNIER[b], H SAKAI[d], B.N. UPRETI[a]
[a]Department of Geology, Tribhuvan University, Tri-Chandra Campus, Kathmandu, Nepal
[b]Maison des Géosciences, Université de Grenoble et CNRS, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, BP 53, 38041-Grenoble Cedex, France
[c]CRPG-CNRS, Nancy Vandoeuvre cedex, France
[d]Department of Earth Science, Kyushu University, Ropponmatsu, Fukuoka, 810-8560, Japan

Oxygen and carbon stable isotopes of the fossil and modern gastropods, and modern river and lake waters were analysed from the Kathmandu Basin and other places of Nepal. Both C and O isotopic compositions of gastropod shells show wide variation ranging from 18 to 37‰ for oxygen and −13 to 3‰ for carbon. There is a rough positive correlation between oxygen and carbon isotope compositions. The isotopic analyses allow to distinguish between the following different populations of gastropods:

- Gastropods from modern rivers and lakes from outside Kathmandu Valley have the lowest $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values which are compatible with known C and O compositions of the river water.
- The $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ obtained from fossil (Gokarna Fm) and present-day gastropod shells from the Kathmandu Valley (artifical pond) have very close values (Fig. 1). $\delta^{18}O_{smow}$ values are higher than 30‰, which is not compatible with "normal" values of meteoric water or temperature. These high values therefore clearly indicate that water in equilibrium with the shells were significantly enriched in $\delta^{18}O$ by evaporation. Similarly $\delta^{13}C$ values around 0‰ are much higher than dissolved inorganic carbon (DIC) in modern rivers (−6 to −12‰, Galy and France-Lanord, 1999). This suggests that DIC in the parental water was re-equilibrated with atmospheric CO_2 implying limited renewal of the water.
- The $\delta^{18}O_{smow}$ values found for the shells from the Lukundol Fm (around 20–25‰) are lower than the Gokarna Fm (over 30‰). The $\delta^{13}C$ values are between −5 and −1‰ which are higher than the range of modern DIC of rivers. This suggests that the surrounding water was in a relatively closed system to allow CO_2 re-equilibration without significant evaporation. Alternatively, high $\delta^{13}C$ values may reflect high productivity in the lake water.

The above data indicate that during the deposition of the Lukundol Fm, the paleo-lake was comparatively a more open system comparable to the modern meteoric water bodies. On the contrary, the Gokarna Formation was deposited in a confined drainage system, where evaporation concentrated heavy oxygen isotopes in the water of the paleo-lake.

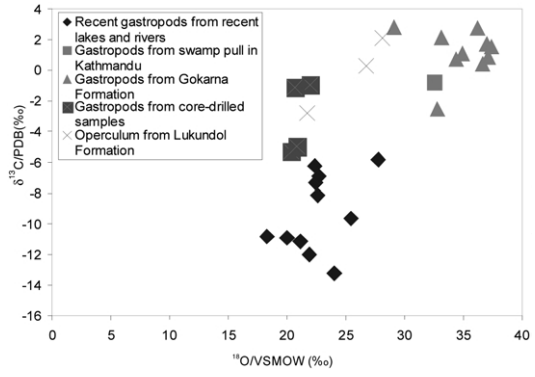


Fig. 1. Diagram showing the values of $\delta^{13}C$/PDB versus $\delta^{18}O$/SMOW measured from gastropod shells and operculum.

References

Galy, A. and France-Lanord, C., 1999. Processes of the Weathering in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. Chemical Geology 159, 31–60.

Late quaternary glaciation in Naradu glacier valley (h.p) in NW Himalaya: geological evidences

R.K. GANJOO, M.N. KOUL
P G Department of Geology, Department of Geography, University of Jammu, Jammu-180006

Dainelli (1922), the founder of later glacial-geologic research in the northwestern Himalaya, recognized a four-fold glacial succession in the mountain flanking the Kashmir basin. Exhaustive study of this area provided additional details, while retaining the basic four-fold subdivision (De Terra and Peterson, 1939). Although this remains the classic studies of Himalayan glaciations, yet the four-fold glacial succession delineated there is open to criticism (Rendell et al., 1989, Ganjoo, 1997) and should not be considered firmly established without serious re-evaluation in the light of present knowledge of Quaternary processes, sediments and chronology.

The present area of investigations is undertaken because in Himachal Himalaya, 17% of the total mountainous area is covered by glaciers, with an estimated number of 5218 glaciers. In Himachal Pradesh, the mountain area covered by glaciers and permanent ice are mainly located in Higher Himalaya (above 4500 m, msl0 in Pir Panjal, Great Himalaya, Dhaoladhar and Zanskar Ranges.

The Himachal Himalaya displays an excellent set up for the study of the effect of Pleistocene glaciation and also the relationship of glaciation and river terraces, though no systemaic work has been carried out on Pleistocene glaciation of Himachal Pradesh, yet there are some significant observations that suggest that glaciers had descended almost down to plains, below 3000m (Pascoe, 1964).

The Quarternary system, from an agological point of view, was marked by neotectonic activity, extreme instability and a rapid succession of glacial and interglacial periods repeated several times. It has been truly a period of morphogenesis, diversity of rapid erosion and deposition.

Quaternary in the Tethys Himalayan Zone of Kinnaur is represented by (1) glacial to fluvioglacial deposits (2) Fluvial deposits (3) Lacustrine deposits (4) unconsolidated to semiconsolidated scree fan and talus. The deposits are distributed along the inner reaches major Himalayan rivers and as intermontane basinal hills and along the foot of the mountain are confined to present day glaciers to pre glacial zones and to distant downstream areas as erractics. Glacial debris are most commonly seen in kinnaur. Moraines comprise left lateral, right lateral and median types. Terminal moraines occur as debris wall. Many such morainic debris walls in present day valleys indicate the most advanced position of the glaciers. In such case of retreating glaciers, many heaps of moraines litter the valley marking successive retreats. Glacciofluvial deposits are generally unsorted and have a mixed assemblage of sub-rounded and sub-angular boulders, pebbles and cobbles admixed with sand. Besides, lacustrine deposits formed either by the damming of glacier front or by ice-rafting are also observed. These lakes are essentially formed during the course of retreat of glacier.

In absence of any radiometric dates, it may be premature to assign age to these events. However, it is evident from field observations that transverse and compound valley glaciers occupied the western Himalaya during the Quaternary.

References

Dainelli, G., 1922. Studi sul glacial: Spedizione Italiana de Fillippi nell' Himalaia, Caracarum e Turchestan Cinese (1913–14), ser II, v. 3, p. 658.

Symposium on Seismology, Earthquake Hazard Assessment and Risk Management

held in conjunction with the Fourth General Assembly of the Asian Seismological Commission

24 - 26 November 2002
Kathmandu, Nepal

Organiser

National Society for Earthquake Technology - Nepal (NSET)

Co-Organiser

Asian Disaster Preparedness Center (ADPC)

Sponsors

HMG/Ministry of Science and Technology, Nepal (MOST)

International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior

International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)

Asian Seismological Commission (ASC)

B. P. Koirala India-Nepal Foundation

PALEOSEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE KATHMANDU VALLEY, NEPAL: SOFT SEDIMENT DEFORMATION AND LIQUEFACTION STRUCTURES

Gajurel A. P. [1,2], *Huyghe P.* [2], *Sukhija B. S.* [3], *Mugnier J. L.* [2], *Reddy D. V.* [3], *and Upreti B. N.*[1]

Abstract

Presently Himalayan thrust system gets shortened at about 20 mm/yr and accumulates large amount of strain. Great Himalayan earthquakes have affected the Kathmandu valley during the historical time but have only partially released the strain out of the total accumulated strain. It is imperative to make a realistic seismic hazard assessment in the Himalayan region, through reconstruction of the seismic history and evaluating the recurrence period of the Great Himalayan Earthquakes.

Field investigation since 1997 resulted in the discovery of 13 sites of seismite features that are related to a large number of seismic events. The observed features are situated in the oldest Lukundol Formation to youngest river deposits. The aim of this work is to establish paleoseismic records and possible recurrence interval.

At Gothatar, along the Bagmati River section a recent historical earthquake (posterior to the development of the Jorpati Village) is evidenced by dyke and soft-deformation structures. These sand dykes are intruded into overlying 1 m thick silty clay layer and are oriented N 140° to 150°. The vertical extension of the dykes is less than 40 cm and the thickness of the highly disturbed sand and silt layer is 42 cm. From a comparison of thickness of Quito area seismite, these features could be related to an intensity of shaking greater than IX.

At Koteswor (Patan Formation), a typical deformed horizon can be separated from top to bottom, into: a homogenised zone (15 to 20 cm), a ball-and-pillow zone (11-35 cm), and a basal zone (up to 55 cm in thickness). Paleocurrent direction is toward N225 from N45, whereas the details of the folded structures show pillow elongation from N45 to N160 and simultaneously thrusting towards N160 direction. The discrepancy between the paleocurrent direction and the soft-deformation structure clearly excludes a sedimentary origin.

In Thimi Formation about 100 m west of the above Gothatar site, deformation features and sand dykes are observed in a cliff. Orientations of the dykes indicate approximate north-south direction (N10 to N50). At Thimi, at least eight synsedimentary soft-deformation structures (mainly ball-and-pillow features or sand dykes trending N125) are distributed along a 32 m thick section. The carbon-dated in two stratigraphic layers showed the ages of 43,180 ± 1160 yr and 45,140 ± 1310 yr BP that give a sedimentation rate estimation greater than 3 mm/yr and a mean recurrence interval smaller than 900 years. The maximum thickness of a single seismite structure is 55 cm and dies out laterally when the condition is not favourable. These lateral variations are clearly related to the lateral variations of the thickness and granulometry of the layers. The great horizontal extend of the structures (more than 500 m²) excludes slope failure origin for these deformations, that are probably related to ground shaking during earthquake.

Other prominent liquefaction features are observed in two cliffs of the Gokarna Formation at Duwakot. The sand dykes appear at two levels separated by 3-4 m of undisturbed sand beds. However, both the dykes are trending approximately NW-SE. At Baniyatar, in the Gokarna Formation, the dykes are associated with normal faults and are orientated N 75 to N105. Another set of prominent sand dykes is also found in the older Lukundol Formation close to the basin boundary. These sand dykes intrude into overlying black sandy clay layer and originate from its thick white sand reservoir. They display an E-W trending direction.

As all the above described dyke features are located in a wide spectrum of geologic formations and their orientations are quite different, it is inferred that they are related to different paleoseismic events and may be to different seismogenic sources. Moreover, the seismites of the Kathmandu basin are quite useful features that allow a better understanding of the geometry of the seismite structures. But due to increase of the uncertainties of the dating with increasing age, estimation of the recurrence is quite difficult in such an area.

[1] Department of Geology, Tribhuvan University, Tri-Chandra Campus, Kathmandu, Nepal (email: bnupreti@wlink.com.np, apgajurel@yahoo.com)

[2] Université Joseph Fourier et CNRS, Grenoble, France

[3] National Geophysical Research Institute, Hyderabad 500 007, India

Annexe 9

COMPOSITIONS ISOTOPIQUES (CARBONE ET OXYGENE) DE GASTEROPODES ET BIVALVES DES SIWALIKS : IMPLICATIONS PALEO-ENVIRONNEMENTALES SUR LE SYSTEME HIMALAYEN DEPUIS LE MIOCENE

Ananta P. Gajurel [1, 3], Christian France-Lanord [2], Pascale Huyghe [3]

(1) Dept. of Geology, Tribhuvan University, Kathmandu- Nepal

(2) CRPG, BP 20, 54501 Vandoeuvre les Nancy - France

(3) LGCA, UMR 5025, Maison des Géosciences, BP 53, Grenoble - France

Nous présentons les résultats d'analyses isotopiques sur des coquilles fossiles des Siwaliks du Népal qui couvrent les 10 derniers Ma et sur des échantillons actuels prélevés dans des rivières et des lacs himalayens, et dans la plaine du Gange. Les fossiles de mollusques analysés dans cette étude ont été prélevés dans les niveaux argileux et gréseux de coupes des Siwaliks bien datées par magnétostratigraphie (Suraï Khola et Tinau Khola à l'ouest du Népal, et Bakiya Khola à l'est du Népal).

Les compositions isotopiques en C et O dans les coquilles de mollusques actuels montrent de grandes variations : $\delta^{13}C$ = -13,4 à 1,2 ‰ et $\delta^{18}O$ = -12,3 à 2,7 ‰PDB. Les compositions isotopiques de l'oxygène des carbonates biogéniques se trouvent pour la plupart dans le domaine proche de l'équilibre avec les eaux météoriques ou de rivières locales pour des températures comprises entre 10 et 30°C. Quelques échantillons présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ très élevées autour de 0‰ impliquant un environnement confiné soumis à forte évaporation.

Des analyses à haute résolution ont été effectuées sur des coquilles actuelles pour évaluer l'importance des variations saisonnières dans le signal. Elles démontrent que celui-ci est fortement contrôlé par la composition isotopique de l'eau provenant du bassin versant.

Les données font apparaître une augmentation brutale de $\delta^{13}C$ avec des valeurs comprises entre -12 et -6‰ avant 5 Ma puis entre -4 et +2‰ depuis 4 Ma. Cette augmentation correspond au changement de composition isotopique de carbone des rivières induit par l'expansion des plantes C_4 à cette période. Cette expansion est par ailleurs bien documentée par les carbonates pédogéniques ou les dents de mammifères dans les Siwaliks (e.g. Quade et al. 1995, GSA Bull. 107)

Parallèlement, les données isotopiques d'oxygène sont très variables entre -16 et -2 ‰PDB. La limite supérieure est présente à toutes époques et suggèrent des milieux de dépôt relativement confinés permettant l'évaporation de l'eau. La limite inférieure varie avec le temps. Avant 5 Ma, un tiers des échantillons sont entre -11 et -15 ‰ alors qu'entre 5 et 1 Ma, seul 1 échantillon sur 24 a une valeur de $\delta^{18}O$ de -12‰. De même, un seul échantillon actuel a une valeur de -12,3‰ alors que les autre sont tous compris entre -3 et -10‰. Ces données impliquent donc qu'avant 5 Ma, les eaux de rivières de la plaine du Gange pouvaient atteindre des $\delta^{18}O$ significativement plus bas ou que les

températures étaient beaucoup plus élevées que durant la période Pliocène à actuel. L'écart est cependant tel qu'il est incompatible avec une variation de température. Les eaux du Gange actuel varient entre -6 et -10‰ et il faudrait une gamme de 3 à 5‰ inférieure pour expliquer les valeurs enregistrées au Miocène. Ceci implique soit des conditions climatiques plus froides sur la partie himalayenne du bassin soit un réseau de drainage plus élevé que l'actuel.

Annexe 10

Location of river and pond water samples in Himalaya and Ganga plain.

Sample #	Location (Lat., Long)
North Himalaya	
LO 63	29° 00’ 39”
	83° 59’ 31”
LO 25	29° 01’ 08”
	83° 59’ 53”
Jomw 1	28° 49’ 14”
	83° 51’ 51”
NH 133	29° 00’ 58”
	84° 00’ 00”
LO 49	29° 00’ 58”
	84° 00’ 00”
LO 15	29° 00’ 03”
	85° 59’ 27”
LO 23	29° 00’ 26”
	83° 59’ 45”
LO 96	28° 59’ 28”
	83° 58’ 58”
NAG 21	28° 50’ 10”
	83° 47’ 04”
Jomw 3	28° 47’ 38”
	83° 44’ 33”
Jomw 4	28° 47’ 38”
	83° 44’ 33”
99kg22	28° 47’ 38”
	83° 44’ 31”
Jomgw-7	28° 46’ 26”
	83° 43’ 02”
Jomw 5	28° 46’ 38”
	83° 42’ 52”
NH 147	28° 46’ 37”
	83° 43’ 01”
LO 99	28° 46’ 22”
	83° 43’ 02”
LO 103	28° 45’ 00”
	83° 41’ 28”
LO 101	28° 43’ 11”
	83° 41’ 13”
NAG 30	28° 43’ 07”
	83° 40’ 03”
99kg23	28° 42’ 57”
	83° 39’ 53”
NAG 32	28° 42’ 32”
	83° 38’ 53”
99kg24	28° 42’ 31”
	83° 38’ 52”
MO 500	28° 41’ 32”
	83° 37’ 12”
Jomw 6	28° 41’ 09”
	83° 36’ 42”
99kg26	28° 41’ 07”
	83° 36’ 45”
Lesser Himalaya	
	27° 43’ 18”
Gokarna	85° 23’ 04”
17^{J}	27° 44’ 17”

	85° 23’ 21”
	27° 44’ 07”
19 J	85° 18’ 34”
	27° 41’ 06”
22 J	85° 21’ 27”
	27° 41’ 11”
18 J	85° 20’ 51”
	27° 40’ 25”
23 J	85° 23’ 38”
	27° 41’ 52”
LO 402	85° 18’ 16”
	27° 41’ 52”
20 J	85° 18’ 16”
	27° 41’ 21”
LO 400	85° 19’ 08”
	27° 41’ 21”
LO 401	85° 19’ 08”
	27° 39’ 44”
21 J	85° 18’ 30”
	27° 29’ 31”
16 J	85° 17’ 45”
	28° 01’ 05’
NAG 3	84° 00’ 13”
	28° 03’ 00’
MO 311	83° 47’ 00”
	28° 12’ 14”
MO 524	83° 57’ 44”
	28° 12’ 13”
APL 1	83° 57’.45”
	28° 12’.37”
PHL 1	83° 57’.30”
Foothills	
	27° 48’ 53”
99kg49	83° 32’ 10”
	27° 46’ 08”
NH 3	82° 50’ 27”
	27° 47’ 40”
Btw-2	83° 32’ 11”
	27° 46’ 01”
99kg51	83° 31’ 14”
	27° 47’ 30”
MO 327	82° 50’ 00”
	27° 48’ 08”
94-03	82° 50’ 49”
	27° 19’ 32”
BakaiKR-3	85° 12’ 45”
	27° 44’ 24”
94-18	82° 50’ 28”
	27° 40’ 00”
MO 321	83° 00’ 00”
	27° 44’ 24”
94-02	82° 50’ 28”
	27° 44’ 24”
MO 325	82° 50’ 28”
	27° 45’ 33”
94-01	82° 50’ 53”
94-17	Kachali Khola
94-13	Gadel Khola
94-14	Basunti Khola
MO 317	27° 42’ 15”

	83° 27’ 49”
Main Himalayan rivers	
	27° 40’ 05”
LO 308	84° 26’ 18”
	27° 40’ 05”
NAG 49	84° 26’ 18”
	27° 40’ 05”
MO 330	84° 26’ 18”
	27° 40’ 05”
NH 1	84° 26’ 18”
	26° 48’ 46”
8^{R}	82° 12’ 09”
	26° 48’ 46”
8^{R}	82° 12’ 09”
	26° 48’ 46”
BR 354	82° 12’ 09”
	26° 16’ 08”
Kosi-1	86° 54’ 00”
	26° 16’ 08”
Kosi-2	86° 54’ 00”
	26° 44’ 12”
BR 363	83° 20’ 43”
	26° 21’ 36”
BR 334	84° 44’ 43”
	25° 49’ 10”
BR 342	84° 35’ 05”
	25° 41’ 17”
18^{R}	85° 11’ 18”
	25° 41’ 17”
18^{R}	85° 11’ 18”
	25° 41’ 17”
BR 311	85° 11’ 18”
	85° 11’ 18”
BR 115	25° 41’ 17”
	25° 32’ 24”
BR 327	86° 43’ 16”
	25° 25’ 07”
BR 101	87° 13’ 40”
Plain river	
	25° 34’ 38”
BR 134	82° 59’ 48”
	25° 30’ 21”
BR 375	83° 08’ 21”
	25° 34’ 38”
BR 135	82° 59’ 48”
	25° 34’ 38”
14^{R}	82° 59’ 48”
Main Ganga River	
	25° 25’ 59”
BR 350	81° 52’ 59”
	25° 25’ 59”
11^{R}	81° 52’ 59”
	25° 25’ 59”
11^{R}	81° 52’ 59”
	25° 17’ 50”
BR 388	83° 00’ 24”
	25° 18’ 04”
BR 141	83° 00’ 32”
	25° 37’ 34”
13^{R}	85° 08’ 55”

	25° 37’ 34”
13 [R]	85° 08’ 55”
	25° 37’ 34”
BR 126	85° 08’ 55”
	25° 37’ 34”
17 [R]	85° 08’ 57”
	25° 37’ 34”
16 [R]	85° 08’ 54”
	25° 37’ 34”
17 [R]	85° 08’ 57”
	25° 37’ 34”
17 [R]	85° 08’ 57”
	25° 37’ 26”
BR 309	85° 09’ 03”
	25° 19’ 52”
BR 112	87° 36’ 33”
	25° 03’ 40”
BR 318	87° 50’ 25”
	24° 21’ 25”
BGP 65	88° 40’ 00”
	24° 21’ 25”
BGP 4	88° 40’ 00”
	24° 02’ 08”
BR 410	89° 02’ 22”
	24° 02’ 08”
BR 213	89° 02’ 22”
Water from ponds	
	28° 49’ 14”
Jomw 1b	83° 51’ 51”
	28° 49’ 02”
Jomw 2	83° 50’ 51”
	27° 46’ 58”
Bug-1	85° 21’ 31”
	27° 40’ 11”
MKR-1a	85° 17’ 53”
	27° 50’ 31”
Btw-3	83° 32’ 43”
	27° 47’ 37”
RangsingKR	82° 48’ 00”
	27° 00’ 42”
MaghaK	85° 57’ 53”
	27° 14’ 58”
BakaiKR-1	85° 9’ 28”
	26° 42’ 17”
BR 370	83° 19’ 53”
	26° 21’ 38”
BR 341	84° 44’ 45”

Annexe 11.

Location of modern shell samples collected from rivers and ponds.

Sample #	Location (Lat., Long)
North Himalaya	
Jomg 3	28° 47’ 03’’
	83° 44’ 33’’
Jomg 4	28° 47’ 03’’
	83° 44’ 33’’
Jomg 7	28° 46’ 26’’
	83° 42’ 42’’
Jomg 5	28° 46’ 26’’
	83° 42’ 42’’
Jomg 6	28° 41’ 07’’
	83° 36’ 45’’
Phewa Lake	
Phewa-1	28° 12’ 47”
	83° 57’ 30”
Phewa-2	28° 12’ 47”
	83° 57’ 30”
Phewa-3	28° 12’ 47”
	83° 57’ 30”
Phl 1a	28° 12’ 38’
	83° 57’ 30’’
Phl 1b	28° 12’ 38’
	83° 57’ 30’’
APg 1a	28° 12’ 13’’
	83° 57’ 45’’
APg 1b	28° 12’ 13’’
	83° 57’ 45’’
Foothills	
Btw-2	27° 51’ 37”
	83° 31’ 21”
Btw-2	27° 51’ 37”
Melano	83° 31’ 21”
Btw-2 cor	27° 51’ 37”
	83° 31’ 21”
0027 a	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
0027 b	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
0027 c	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
0027 d	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
0027 e	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
Chit-1	27° 31’ 37”
	84° 24’ 09”
Chit-3	27° 31’ 37”
	84° 24’ 09”
Ga 126	27° 42’ 48”
	84° 26’ 09”
BakaiKR-2	27° 20’ 16”
	85° 11’ 55”
BakaiKR-3	27° 19’ 32”
	85° 12’ 45”
Main Himalayan rivers	
Ga 1j	27° 42’ 45”

	84° 26’ 12”
Ga 1	27° 42’ 45”
	84° 26’ 12”
Ga g	27° 42’ 45”
	84° 26’ 12”
Koshi-1	26° 18’ 00”
	86° 50’ 00”
Koshi-2	26° 16’ 08”
	86° 54’ 00”
Koshi-3	26° 16’ 08”
	86° 54’ 00”
BR 373a	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373b	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-0	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-0'	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-1	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-2	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-3	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-4	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-5	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-6	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-7	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-8	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-9	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 373-10	26° 16’ 2’’
	83° 30’ 6’’
BR 337a	26° 21’ 6’’
	84° 44’ 3’’
BR 337a	26° 21’ 6’’
apex	84° 44’ 3’’
BR 337b	26° 21’ 6’’
	84° 44’ 3’’
BR 337c	26° 21’ 6’’
	84° 44’ 3’’
BR 333a	25° 32’34’’
	86° 43’10’’
Plain river	
BR 367a	26° 44’ 2’’
	83° 20’ 3’’
BR 134b	25° 34’ 8’’
	82° 59’ 8’’
BR 134c	25° 34’ 8’’
	82° 59’ 8’’
BR 134d	25° 34’ 8’’
	82° 59’ 8’’
BR 134e	25° 34’ 8’’
	82° 59’ 8’’

BR 134f	25° 34’ 8’’
	82° 59’ 8’’
BR 134g	25° 34’ 8’’
	82° 59’ 8’’
BR 376a	25° 30’ 1’’
	83° 08’ 2’’
Main Ganga River	
BR 385a	25° 17’ 0’’
	83° 00’ 4’’
BR 143g	25° 19’ 8’’
	83° 01’ 0’’
BR 143b	25° 19’ 8’’
	83° 01’ 0’’
BR 143c	25° 19’ 8’’
	83° 01’ 0’’
BR 143d	25° 19’ 8’’
	83° 01’ 0’’
BR 305a	25° 37’ 6’’
	85° 09’ 3’’
BR 316a	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316b	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-1	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-2	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-3	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-4	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-5	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-6	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-7	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-8	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-9	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BR 316-10	25° 22’ 0’’
	85° 59’ 5’’
BGP 4e Bro	88° 40’ 00”
	24° 21’ 25”
BGP 4e	88° 40’ 00”
	24° 21’ 25”
Himalayan ponds	
Bug-1	27° 46’ 58”
	85° 21’ 31”
Bug-2	27° 46’ 58”
	85° 21’ 31”
Bug 2op	27° 46’ 58”
	85° 21’ 31”
MKR-1a	27° 40’ 11”
	85° 17’ 53”
MKR-1b	27° 40’ 11”
	85° 17’ 53”
MKR-1c	27° 40’ 11”
	85° 17’ 53”

Tau-1	27° 38’ 53”
	85° 17’ 02”
0027 f	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
0027 g	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
0027 h	28° 02’ 12”
	82° 15’ 20”
Chit-2	27° 31’ 37”
	84° 24’ 09”
Ganga plain ponds	
BakaiKR-1	27° 14’ 58”
	85° 09’ 28”
MaghaK	27° 00’ 42”
	85° 57’ 53”
BR 369a	26° 42’ 17’’
	83° 19’ 53’’
BR 369b	26° 42’ 17’’
	83° 19’ 53’’
BR 339a	26° 21’ 36’’
	84° 44’ 43’’
BR 339b	26° 21’ 36’’
	84° 44’ 43’’
BR 339c	26° 21’ 36’’
	84° 44’ 43’’

Annexe 12

Hydrogen and oxygen isotopic data of the meteoric waters collected between 2001 and 2002 at Subidhanagar in Kathmandu (27° 41’ 6”; 85° 20’ 59” and 1300 m).

Sample#	Date	Precipitation (mm)	δD (SMOW) ‰	$\delta^{18}O$ (SMOW) ‰
Subi-1	6/1/2001	3	32.8	
Subi-2	6/2/2001	46	10.7	
Subi-3	6/3/2001	10	6.9	
Subi-4	6/4/2001	25	-15.9	-3.6
Subi-5	6/5/2001	12	-24.5	
Subi-6	6/9/2001	5	29.4	
Subi-7	6/10/2001	28	34.2	
Subi-8	6/12/2001	11	-5.6	
Subi-9	6/13/2001	45	-25.1	
Subi-10	6/14/2001	62	-39.6	-6.9
Subi-11	6/15/2001	8	-67.6	
Subi-12	6/16/2001	1	-83.5	
Subi-13	6/17/2001	19	-85.4	
Subi-14	6/18/2001	41	-108.0	
Subi-15	6/19/2001	18	-101.2	
Subi-16	6/20/2001	41	-88.9	
Subi-17	6/21/2001	26	-90.2	
Subi-18	6/22/2001	1	-58.0	
Subi-19	6/23/2001	16	-50.3	
Subi-20	6/24/2001	9	-44.3	
Subi-21	6/25/2001	33	-43.6	
Subi-22	6/27/2001	10	-35.8	
Subi-23	6/28/2001	20	-40.8	
Subi-24	6/29/2001	42	-39.7	-6.2
Subi-25	6/30/2001	19	-45.1	
Subi-26	7/2/2001	1	-30.4	
Subi-27	7/3/2001	8	-17.8	
Subi-28	7/4/2001	28	-28.7	
Subi-29	7/6/2001	8	-39.0	
Subi-30	7/7/2001	18	-57.9	-8.9
Subi-31	7/8/2001	20	-55.0	
Subi-32	7/13/2001	23	-61.9	
Subi-33	7/14/2001	19	-67.2	
Subi-34	7/15/2001	95	-68.9	
Subi-35	7/16/2001	38	-79.9	
Subi-36	7/17/2001	1	-59.0	

Subi-37	7/18/2001	140	-79.0	
Subi-38	7/19/2001	75	-85.8	
Subi-39	7/20/2001	1	-79.5	
Subi-40	7/21/2001	40	-92.3	
Subi-41	7/22/2001	75	-87.8	
Subi-42	7/23/2001	9	-72.5	
Subi-43	7/24/2001	8	-51.1	
Subi-44	7/25/2001	35	-62.0	-9.0
Subi-45	7/26/2001	28	-70.0	
Subi-46	7/28/2001	45	-93.1	
Subi-47	7/29/2001	55	-97.5	
Subi-48	7/30/2001	50	-71.2	
Subi-49	7/31/2001	110	-63.6	
Subi-50	8/1/2001	1	-21.9	-3.3
Subi-51	8/2/2001	33	-13.1	
Subi-52	8/4/2001	18	-61.1	
Subi-53	8/6/2001	25	-60.6	
Subi-54	8/7/2001	1	-69.5	
Subi-55	8/8/2001	38	-98.0	
Subi-56	8/9/2001	80	-93.5	
Subi-57	8/10/2001	1	-84.0	
Subi-58	8/11/2001	63	-87.5	
Subi-59	8/12/2001	4	-71.9	
Subi-60	8/15/2001	50	-74.3	
Subi-62	8/17/2001	25	-76.8	
Subi-63	8/18/2001	70	-87.5	
Subi-64	8/21/2001	35		-11.2
Subi-66	8/23/2001	50	-104.4	
Subi-67	8/24/2001	25	-91.2	
Subi-68	8/25/2001	3	-72.5	
Subi-69	8/27/2001	125	-68.4	
Subi-70	8/28/2001	1	-64.4	-8.7
Subi-71	8/30/2001	9	-82.1	
Subi-72	8/31/2001	8	-69.0	
Subi-73	9/1/2001	36	-53.9	
Subi-74	9/2/2001	11	-41.4	
Subi-75	9/4/2001	11	-45.2	
Subi-76	9/5/2001	25	-83.8	
Subi-77	9/6/2001	1	-72.3	
Subi-78	9/7/2001	25	-80.8	

Subi-79	9/8/2001	1	-84.7	
Subi-80	9/10/2001	18	-86.6	
Subi-81	9/11/2001	100	-36.7	
Subi-82	9/12/2001	17	-64.8	
Subi-83	9/13/2001	48	-93.3	-12.6
Subi-84	9/15/2001	1	-52.4	
Subi-85	9/16/2001	5	-31.0	
Subi-86	9/24/2001	1	-17.3	
Subi-87	10/1/2001	4	-124.7	
Subi-88	10/2/2001	5	-132.0	
Subi-89	10/3/2001	10	-113.6	
Subi-90	10/4/2001	43	-123.3	-16.0
Subi-91	1/15/2002	25	4.9	-1.4
Subi-92	1/16/2002	31	-6.3	
Subi-93	1/18/2002	1	5.7	
Subi-94	1/20/2002	2	24.1	
Subi-95	1/24/2002	20	15.8	
Subi-96	1/27/2002	31	26.9	0.2
Subi-97	1/28/2002	10	21.3	
Subi-98	2/11/2002	36	-32.8	-6.5
Subi-99	2/25/2002	18	24.6	
Subi-100	3/2/2002	6	29.7	2.3
Subi-101	3/3/2002	6	26.9	
Subi-102	3/6/2002	65	32.0	
Subi-103	3/17/2002	75	7.3	-1.6
Subi-104	3/21/2002	54	5.1	
Subi-105	3/24/2002	20	24.3	
Subi-106	3/30/2002	1	52.0	
Subi-107	4/1/2002	9	20.2	1.0
Subi-108	4/2/2002	70	25.7	
Subi-109	4/3/2002	1	28.1	
Subi-110	4/8/2002	1	44.7	
Subi-111	4/9/2002	1	26.1	
Subi-112	4/11/2002	6	57.3	7.5
Subi-113	4/20/2002	1	9.7	
Subi-115	4/23/2002	41	27.8	2.0
Subi-122	5/6/2002	10	19.2	0.3

Annexe 13

C and O isotopic compositions of siwaliks mollusc samples.

	Sample #	Age (Ma)	$\delta^{13}C$ (PDB) ‰	$\delta^{18}O$ (PDB) ‰
1	SKF 14a	0.84	2.6	-8.8
1	SKF 13	1.6	0.1	-2.1
1	SKF 12	1.74	2.1	-5.6
1	SKF 11	2.84	-1.7	-3.2
1	SKF 10b	2.94	0.5	-4.5
1	SKF 10a	2.94	0.6	-6.7
1	SKF 9 b	3.53	-1.4	-8.7
1	SKF 9 a	3.53	1.2	-1.4
1	SKF 8 c	3.83	-3.7	-7.1
1	SKF 8 b	3.83	-1.8	-8.5
1	SKF 8 a	3.83	-0.7	-9.1
1	SKF 7	4.34	-4.5	-10.9
1	SKF 6 c	4.76	1.6	-6.8
1	SKF 6 b	4.76	2.1	-5.5
1	SKF 6 a	4.76	3.0	-5.6
1	SKF 5	4.91	-1.4	-9.3
1	SKF 4 d	4.98	-2.1	-4.1
1	SKF 4 c	4.98	-6.5	-9.2
1	SKF 4 b	4.98	-4.4	-1.8
1	SKF 4 a	4.98	-6.5	-8.6
1	SKF 134	5.11	-4.7	-6.9
1	SKF 3	6.52	-6.3	-2.8
1	SKF 2 bro	6.94	-5.3	-11.6
1	SKF 2	6.94	-8.9	-12.7
1	SKF 112 a	6.95	-6.1	-11.1
1	SKF 112 b	6.95	-8.5	-12.6
1	SKF 111 a	7.69	-7.2	-10.7
1	SKF 111 b	7.69	-8.3	-10.0
1	SKF 110	8.31	-8.8	-8.1
1	SKF 1	9.98	-9.2	-2.4
2	TKF 3a	5.75	-9.8	-8.0
2	TKF 3 b	5.75	-5.7	-6.3
2	TKF 2 a	9.25	-7.7	-4.0
2	TKF 2 b	9.25	-7.2	-5.2
2	TKF 8 g	10.1	-14.5	-9.1
2	TKF 8 b	10.1	-10.4	-11.5
3	DK 2	~10	-9.7	-13.1
3	DK 1	~10.3	-7.7	-14.8
4	BKF 5	4.0	-9.5	-7.6
4	BKF 4 a	6.95	-12 .9	-8.9
4	BKF 4 b	6.95	-11.8	-9.2
4	BKF 3 a	8.7	-8.3	-5.9
4	BKF 3 b	8.7	-8.2	-15.5

4	BKF 3 c	8.7	-7.6	0.6
4	BKF 2	9.25	-9.3	-4.1
4	BKF 1 a	9.95	-7.3	-3.0
4	BKF 1 b	9.95	-5.4	-3.4
4	BKF 1 c	9.95	-6.4	-4.3
5	G8	~5	-9.9	-7.6
5	G3	~8.5	-8. 9	-6.3
6	Kar 2005-24	5.6	-1.9	-5.5
6	Kar 2005-25	5.6	-4.9	-2.1
6	Kar 2005-22	5.9	-7.9	-14.5
6	Kar 2005-21a	6.35	-5.6	-13.1
6	Kar 2005-21b	6.35	-6.6	-13.5
6	Kar 2005-21c	6.35	-6.3	-14.9
6	Kar 2005-16	6.6	-8.0	-3.9
6	Kar 2005-6	7.1	-8.4	-11.2
6	Kar 2005-7	7.1	-7.8	-13.7
6	Kar 2005-8	7.1	-7.6	-13.2
6	Kar 2005-9a	7.1	-7.5	-12.5
6	Kar 2005-9b	7.1	-7.8	-11.4
6	Kar 2005-10	7.1	-7.3	-12.8
6	Kar 2005-11	7.1	-6.3	-16.4
6	Kar 2005-02a	7.4	-11.0	-10.5
6	Kar 2005-02b	7.4	-11.4	-7.4
6	Kar 2005-02c	7.4	-11.5	-9.4
6	Kar 2005-03	7.4	-11.6	-8.7
6	Kar 2005-04	7.4	-10.7	-7.8
6	Kar 2005-05	7.4	-11.7	-8.7
6	Kar 2005-12	7.6	-8.0	-8.5
6	Kar 2005-17	8.15	-6.4	-11.2
6	Kar 2005-18	8.15	-8.2	-13.2
6	Kar 2005-19a	8.15	-6.3	-10.4
6	Kar 2005-19b	8.15	-8.1	-3.1
6	Kar 2005-20	8.15	-7.0	-13.2
6	Kar 2005-25	8.65	-6.6	-6.4
6	Kar 2005-26	8.65	-7.7	-7.3
6	Kar 2005-27	8.65	-6.9	-11.9
6	Kar 2005-28	9.25	-6.3	-14.0
6	Kar 2005-29	10	-8.5	-7.7
6	Kar 2005-30	10	-9.4	-4.6

1 : Surai Khola section, this study ; 2 : Tinau Khola section, this study ; 3 : Dudhaura Khola section, this study; 4 : Bakiya Khola section, this study; 5 : Kosi River section; this studty: 6 : Karnali River section; this study

Abstract:

The work deals with paleo-environmental study of the Siwalik foreland basin (upper Miocene) and the intermountain Kathmandu basin (Plio-Pleistocene). O and C composition of modern mollusks and waters of Ganga Plain and intermountain basins were realized as a reference for paleo-environmental study.

The $\delta^{18}O$ of rivers varies from -18‰ in north of Himalaya to -4‰ in the plain. The $\delta^{18}O_{car}$ of modern shell show an equilibrium fractionation with the river waters (20 to 25°C). Both carbonate and river water values are different according to catchment basin extension. The $\delta^{13}C_{DIC}$ of rivers are higher than $\delta^{13}C_{car}$ due to organic carbon incorporation in shell.

In the Siwaliks, $\delta^{18}O_{car}$ varies from -16.4 to 0.6‰. For the Late Miocene, the $\delta^{18}O_{car}$ values are lower than Pliocene and modern values. Therefore, rivers running through the Siwalik plain should show different geometry. The $\delta^{13}C$ show a sharp increase up to 0‰ around 5 Ma, which seems to be linked to the contemporaneous evolution of C_4 plant.

The Kathmandu Basin (3-0 Ma) is a transported basin and characterized by fluvio-lacustrine sediments. The evolution of lake is controlled by tectonic, landslide and debris-flow.

The $\delta^{18}O_{car}$ older than 1 Ma vary from -11 to -4‰ and are compatible with river water (-10.1 to -7‰) as well as monsoon water (-18 to 2‰) in Kathmandu. In contrast $\delta^{18}O_{car}$ of Gokarna Formation (< 50 Ka) is extremely high (-2.4 to 8‰) and is compatible to dry period meteoric water (-6.5 to 7.5‰). Such values are generally associated with diatomite. Two processes could be interacted for diatomite time: reduction in summer precipitation and strong evaporation; both phenomena tend to make a strong concentration in ^{18}O.

Résumé:

Ce travail porte sur l'étude paléo-environnementale de bassins himalayens: le bassin d'avant pays (Miocène sup.) et le bassin transporté de Kathmandu (Plio-pléistocène). Nous nous sommes appuyés sur l'étude du C et de l'O des mollusques et des eaux de la plaine du Gange et des bassins intra-montagneux modernes.

Pour l'actuel, le $\delta^{18}O_w$ des rivières varie de -18 à -4‰. Le $\delta^{18}O_{car}$ montre que les carbonates sont proches de l'équilibre isotopique avec les eaux dans lesquels ils sont formés (20 à 25°C). Le $\delta^{13}C_{car}$ est appauvri par rapport au DIC des rivières, impliquant qu'une part de carbone organique est utilisée pour la synthèse des coquilles.

Dans les Siwaliks (16-1 Ma), le $\delta^{18}O_{car}$ varie de -16.4 à 0.6‰. Les valeurs anté-6 Ma sont très inférieures aux valeurs pliocènes et actuelles de la plaine du Gange. La plaine miocène sup. était donc drainée par des rivières de configuration différente des rivières modernes. Le $\delta^{13}C$ augmente vers 5 Ma jusqu'à environ 0‰, évolution qui semble en rapport avec l'explosion de la flore C_4.

Le bassin de Kathmandu (3-0 Ma) est caractérisé par une sédimentation fluvio-lacustre. La profondeur du lac montre des fluctuations importantes, contrôlées par la tectonique, les glissements et débris-flow. Pour les périodes post-50 Ka, la géochimie des isotopes de l'O des mollusques montre des périodes pour lesquelles les valeurs $\delta^{18}O_{car}$ sont très élevées (-2.4 à 8‰), compatibles avec les eaux de précipitation d'hiver à Kathmandu (-6.5 à 7.5‰). Ces valeurs sont généralement associées à des diatomées. Deux processus semblent se combiner durant ces épisodes: une diminution des précipitations d'été et une forte évaporation, qui augmentent le ^{18}O.