



Erosion et flux sédimentaires associés dans un bassin versant soumis à un régime de mousson : l'exemple de la Tista (Inde), du Sikkim au mégafan

Rachel Abrahami

► To cite this version:

Rachel Abrahami. Erosion et flux sédimentaires associés dans un bassin versant soumis à un régime de mousson : l'exemple de la Tista (Inde), du Sikkim au mégafan. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAU031 . tel-01567672

HAL Id: tel-01567672

<https://theses.hal.science/tel-01567672>

Submitted on 24 Jul 2017

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre, Univers, Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Rachel ABRAHAMI

Thèse dirigée par **Pascale HUYGHE** et **Peter VAN DER BEEK**
préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers Environnement**

Erosion et flux sédimentaires associés dans un bassin versant soumis à un régime de mousson : l'exemple de la Tista (Inde), du Sikkim au Mégafan

Thèse soutenue publiquement le **6 Mai 2015**
devant le jury composé de :

M. Sanjeev GUPTA

Imperial College London (Royaume-Uni), Rapporteur

M. Sébastien CARRETIER

Institut de Recherche pour le Développement, Rapporteur

Mme Isabelle COUTAND

Dalhousie University (Canada), Examinatrice

M. Peter DECELLES

The University of Arizona (USA), Examineur

M. Stéphane GUILLOT

Université de Grenoble, Examineur

Mme Pascale HUYGHE

Université de Grenoble, Directrice de thèse

M. Peter VAN DER BEEK

Université de Grenoble, Directeur de thèse

M. Tapan CHAKRABORTY

Indian Statistical Institute, Invité

*Université Joseph Fourier / Université Pierre Mendès France /
Université Stendhal / Université de Savoie / Grenoble INP*



*A l'origine de toute connaissance, nous rencontrons la curiosité! Elle est une condition
essentielle du progrès.*

Alexandra David-Neel

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier mes encadrants Pascale HUYGHE et Peter VAN DER BEEK qui m'ont permis d'effectuer cette thèse. Merci pour m'avoir fait confiance, de m'avoir permis de découvrir les paysages du Sikkim, et d'arpenter les congrès internationaux. J'ai eu la chance d'apprécier vos qualités autant scientifiques, qu'humaines ! Je remercie également l'ensemble de mon jury de thèse qui a accepté de lire mon manuscrit, d'assister à ma soutenance et pour leurs commentaires constructifs: Stéphane GUILLOT, Sanjeev GUPTA, Sébastien CARRETIER, Isabelle COUTAND et Peter DECELLES.

Merci également à Tapan CHAKRABORTY de nous avoir guidé vers ce projet scientifique et d'avoir accepté de participer à mon jury en tant qu'invité, et à Suchana TARAL pour l'organisation et le temps passé sur ce terrain.

J'ai également eu la chance de travailler avec de nombreuses personnes du laboratoire durant mes années de thèse. Tout d'abord Julien CARCAILLET, alias le tonton (flingueur). Merci pour m'avoir accompagné sur le terrain et pour m'avoir initié au monde des nucléides cosmogéniques. J'ai également eu l'occasion de travailler avec Matthias BERNET et Elizabeth HARDWICK dans le laboratoire trace de fission : merci ! C'était également un plaisir Matthias d'encadrer des étudiants sur le terrain avec toi. Merci également à Nathalie COTTE, Isabelle DOUSTE BACQUET, et Sophie BEAUPRETRE pour m'avoir avec tant de gentillesse et de patience expliquer le fonctionnement du GPS RTK, même par temps de neige ! Merci à Philippe GUEGUN d'avoir pris le temps de me guider à travers les méandres de la géophysique avec l'enregistrement du bruit de fond sismique (même si le résultat n'a pas été des plus concluants). Je n'oublie pas non plus Francis CŒUR et François SENEBIER pour le temps passer à broyer et trier mes nombreux échantillons. Merci au service informatique (je vous dois bien ça, surtout Kamil et Hafid), pour avoir répondu patiemment à mes multiples « tickets ». Merci aux personnes travaillant à l'administration pour avoir facilité mon quotidien, et notamment France BLANC, Jacques PELET, Jean-Marc NICOLE, Pascal VAUDEY, Magali GARDES, Karine DE PALO et Abderrahman SALHI.

En dehors du laboratoire, j'ai pu également collaborer avec Sally LOWICK à Bern qui nous a si gentilement reçu et avec qui nous avons pu obtenir de bons résultats OSL. Merci à Eduardo GARZANTI pour les analyses pétro à Milan, Sidonie REVILLON de Rennes pour les analyses isotopiques, l'équipe d'ASTER pour les analyses cosmo et le CRPG à Nancy pour les analyses des éléments majeurs et traces.

Pendant cette thèse, j'ai également eu la chance de partager mon bureau avec plusieurs personnes qui ont été une des clés de la réussite de ma thèse. Dans l'ordre chronologique : Jakub et Piero avec qui j'ai partagé mes premiers repas au resto U et mes premières bières à Grenoble, puis Mélanie dans la joie et la bonne humeur, Margaux, avec qui j'ai partagé crises de rire, codes numériques, sujet de thèse, stress de fin de thèse, pain au chocolat, thé au jasmin.. Bref, j'ai partagé beaucoup et entamé une belle amitié ! Et pour terminer avec le clan des chevelus.. Maor !

Isterre, c'est aussi c'est nombreux doctorants qui deviennent compagnons de rando, de fêtes, puis de weekends qui finalement scelle une amitié qui se profile longue et forte. Merci à Gabi, alias Marie-Bernette et Laura (ISTéroise par adoption) pour avoir été mes piliers dans cette vie grenobloise et pour tous les moments à venir. Merci à Cécile et non pas Kékile (désolé,

fallait que je le place quand même) pour ton merveilleux sourire et ta bonne humeur, tu t'es rapidement ajouté au pilier de comptoir et de ma ve grenobloise ! Merci Simon pour les pas de danse, les diapos blanches en conférence et les discussions enflammées. Merci à Swann pour être (ré) apparu, in extremis à la fin de ma thèse, et d'avoir insuffler un vrai renouveau dans notre quotidien rue Jacques Thibaud. Merci à Pierre et Jonathan pour être nos incroyables Gentils Organisateurs, et pour être respectivement mon plus fameux et drôle rédacteur de mail et notre meilleur partenaire de bricole et de pause à Isterre. Merci à Gwen, notre ancêtre isterrien toujours prêt à faire la fête et à arranger le poulailler (vraiment merci !). Merci à Zouki-Zouk pour être toujours le dernier à partir en soirée et d'avoir partager mes premiers pas en swing. Merci à Julie pour nous avoir permis d'égayer TOUS nos repas à la cafet' et cette fameuse danse du rideau (inoubliable celle-là) !

Dans les doctorants d'Isterre je voudrais également remercier Ismaël pour ces têtes passées à travers la porte qui ponctuaient mon quotidien, François pour tes canettes et ton aide sur Matlab, Romain LAFAY pour les bons moments, Marie pour entre autre, ce petit weekend à Vienne, Cyril pour ces nombreux cafés que tu as préparés, Audrey et Isandra.

Mais Isterre ce n'est pas que des doctorants ! Merci à Jérôme pour ta bonne humeur, pour les pauses et le soutien, Alexandra pour ta bonne humeur ! Bref, un grand merci à ISTERre et particulièrement à l'équipe TRB.

A côté d'Isterre, j'ai eu la chance d'avoir une vie bien remplie.

Tout d'abord merci à **mes colocs** de la place du Docteur Léon Martin : Pasquale et Christophe. Quelle introduction dans Grenoble ! On a commencé fort ! Quelques souvenirs en pagaille : les one man show de Christophe, les pates de Pasquale, vos aboiements mutuels, les vacances dans les Pouilles, les fêtes à la maison, les batailles de gâteau à la crème, etc. Vous avez été mon premier coup de foudre à Grenoble, et je n'aurai pas autant aimé cette ville sans vous ! Après le départ de Pasquale, Barth, le fameux plombier businessman nous a honoré de sa présence. Et c'est finalement Damichou-Dami Chao aventurier et kitesurfer averti qui a pris le relai avant mon départ. Avec mon dernier pied-à-terre grenoblois, un grand et spécial remerciement à mes colocs Solène, Annette et Swann ! Merci pour tous ces supers moments passés ensemble ! Ces petites attentions du quotidien, ces barbecues et soirées, ces repas, ses instants musiques, chaque moment partagé fût apprécié ! Merci également aux sous-locataires : Marie-Sophie et Boris !

On enchaîne maintenant avec des remerciements par groupe :

El mitico grupo de los italianos & co :

Laura, Aurore, Ema, Lucas, Fabrizio, Mati, Helo, Jakub, Piero, Nando, Angie. MINKIA !

Un voyage en minibus, un nouvel an à Rome, un nombre incalculable de soirée au « Tout va bien », deux mariages, bientôt un petit junior parmi nous, un passage en Toscane, des retrouvailles encore et toujours, une soirée à faire danser tout un bar, etc. Que dire d'autres : on continue ?

Aurore, tigresse iséroise au grand cœur, merci d'avoir toujours été là dès le petit matin avec nos petits déjs aux soirées les plus folles à animer le dance floor. Ema pour tes venues surprises, toujours présents au bon moment, Mati, el chileno dernier résistant pour ta présence, ton humour et tes petits mots à la fenêtre ! Fabri, pour la robe rouge ou bleue ! Lucas un vrai plaisir d'avoir pu te retrouver à Grenoble, Nado, Angie, Pierro : votre accueil en Italie, Helo, ton livre, tes histoires de carnet et tes jeux de cartes, Jakub : je sais très bien que Zmirzlina ne veut pas dire « bonjour » en tchèque.

Flo Bouchardéao : présence majeure bien que discontinue de ma vie grenobloise. Merci pour .. (Mets ici ce qui te vient à l'esprit).

Merci Bapt pour les gratins de ravioles, les galettes de lentille, mais surtout pour les discussions autour d'un verre, ta subtilité et pour avoir su transmettre ton amour de la Corrèze !

Gildas, Sammy, et Pierre, c'était un grand plaisir de vous connaître, même si un peu tardivement ! Heureusement on peut compter sur vous pour y aller fort et vite rattraper le train en marche !

Comment ne pas citer l'équipe du festival de court métrage Narkolepsy : Flo, Violaine (C), Zoa, Denis, Violaine (P), Claire, Chloë, Manu, Fab, André. Un bel événement qui j'espère durera encore longtemps !

Toujours à Grenoble, merci à Solenn et Alex pour leur accueil, les fêtes, le swing, et les soirées ciné.

Je tiens à remercier ma famille, mon père, ma mère, mon frère et ma sœur, pour tout ! Un pour tous, tous pour 5 ! Merci à la famille en Israël et dans la Drôme !

Un gros big up au babylone crew de gif-sr-Yvette avec qui je partage toujours tant ! Quelques noms en pagaille : Déborah, Alexiane, Alexis, Margaux, Claire, Nathalie, Justine, Adrien, Ryan, Aurélie, Fon, Steeve, Raphy, Ninie (et Léni), Manu et Adeline, Johann, Caroline, Nus, Medhi, Nino, Baptiste.. Merci aux potes de longue date Benjamin, Rol, Julien et Patou, toujours dans mon cœur malgré la distance. Merci à Léa et Yohann, toujours présents lors de mes pérégrinations parisiennes.

.. Et à tous ceux qui ne verront pas leur nom mais qui le mériteraient !

Table des matières

Contexte	11
La chaîne himalayenne, un laboratoire naturel	17
La tectonique et le climat, moteur de l'érosion	17
Les mégafans	19
Le mégafan de la Tista	21
Description du manuscrit	27
 Chapitre 1 : Cadre de l'étude	 29
I. Partie I : La chaîne Himalayenne	31
Introduction	31
I.1. Aspect topographique	32
I.2. Aspect climatique	32
I.3. Géologie de l'Himalaya	38
II. Partie 2 : Le bassin versant de la Tista	42
Introduction	42
II.1. La Tista	44
II.2. Le Sikkim	47
II.3. Le mégafan de la Tista	53
 Chapitre 2 : Méthodologie	 57
III. Partie 1 : Caractérisation et analyse de la géomorphologie	59
III.1. Caractéristiques géomorphologiques de la Tista au Sikkim	59
III.2. Le mégafan de la Tista	60
IV. Partie 2 : Datations des dépôts, des surfaces d'exposition dans le mégafan de la Tista et calcul des taux d'érosion au Sikkim	62
IV.1. Stratégie d'échantillonnage	62
IV.2. Datations par luminescence optique (IRSL)	64
IV.3. Les nucléides cosmogéniques	65
IV.4. La méthode des traces de fissions sur apatite	72
V. Partie 3 : Provenance et altération chimique des silicates	74
V.1. Etude pétrographique	74
V.2. Isotopie du Néodyme et du Strontium	75
V.3. Composition chimique en éléments majeurs et mineurs	76
 Chapitre 3 : Découplage entre les taux d'érosion long et court terme au Sikkim	 81
Résumé	83
VI. Decoupling of long-term exhumation and short-term erosion rates in the Sikkim Himalaya	85
Abstract	85
VI.1. Introduction	86
VI.2. Setting	89
VI.3. Sampling strategy and methodology	93
VI.4. Results	98
VI.5. Discussion	102
VI.6. Conclusions	111

Chapitre 4 : Scénario de formation et d'abandon du mégafan de la Tista (West Bengal, Inde) par des contraintes d'âges ^{10}Be et IRSL	115
Résumé	117
VII. Formation and abandonment of the Tista megafan (West Bengal, India): ^{10}Be cosmogenic and IRSL age constraints	119
Abstract	119
I. Introduction	120
II. Regional setting	122
III. Sampling strategy and methods	127
IV. Results	133
V. Discussion	148
VI. Conclusions	157
VII. Acknowledgements	159
 Chapitre 5 : Les archives sédimentaires du mégafan de la Tista : un enregistrement de l'évolution du réseau de drainage, de l'érosion et de l'altération en Himalaya oriental lors des 50 000 dernières années.	161
Résumé	163
VIII. A proximal record of drainage development, erosion and chemical weathering in the Sikkim Himalaya over the last 50 kyr from Tista megafan sediments.	165
VIII.1 Introduction	166
VIII.2 Setting	168
VIII.3 Methodology	173
VIII.4 Results	177
VIII.5 Discussion	182
VIII.6 Conclusion	194
VIII.7 Acknowledgements	196
 Synthèse et perspectives générales	199
I. Quantification de l'exhumation et de l'érosion moderne au Sikkim	201
II. Formation et incision du mégafan de la Tista	204
III. L'évolution du réseau de drainage, de l'érosion et de l'altération au Sikkim	207
IV. A l'échelle de la chaîne himalayenne et de la plaine alluviale du Gange et du Brahmapoutre	211
 References	217
Liste des figures	243
Liste des tables	249
Annexes	251
I. Annexe : Budget calculation of ^{10}Be fluxes, normalized concentrations and erosion rate	252
II. Annexe : IRSL dating of Tista megafan	253
II.1. Measurement protocols	254
II.2. Dose recovery tests	255
II.3. Fading of the IRSL signal	256
II.4. Results and discussion	256
III. Annexe : High-resolution petrographic and heavy-mineral analysis of Tista Megafan deposits	259
III.1. METHODS	259
III.2. RESULTS	260
IV. ANNEXE: Sr and Nd isotope compositions of the modern river sands from Sikkim and Tista megafan deposits	263

V. ANNEXE : Chemical compositions (Major- and trace-elements) of the Tista Megafan and modern river sands in Sikkim	264
VI. ANNEXE : Nd composition : Budget calculations	265

Contexte

Dans cette première partie nous évoquerons les motivations de cette étude et dans quel contexte scientifique elle a été menée.

Des millions d'années découverts en quelques millénaires et résumés en quelques lignes

Dès la fin du III^{ème} millénaire av. J-C, le mythe babylonien du *Lugal-e* livre un récit étiologique sur la formation des montagnes du Zagros. On trouve également dans cette œuvre une grande liste de pierres décrivant leur aspect, les nommant et leur attribuant une fonction pratique (médicale) ou symbolique (prestige et pouvoir ; Forest, 2009). Durant l'antiquité classique, les grands philosophes comme Hérodote, Aristote, Théophraste ou Pline s'intéressent aux alluvions, à l'origine des fossiles et à la distribution des terres et des mers. Leurs observations regroupées dans différentes œuvres comme « Météorologie », d'Aristote, « Peri lithon » de Théophraste ou « Histoire naturelle » de Pline, serviront de référence pendant près de 2000 ans. Pourtant, dès le début du XI^{ème} siècle, Shen Kua observa des fossiles marins dans les montagnes de Taihang en Chine et en déduisit que ces montagnes furent un jour situées au niveau de la mer.

L'étude des Sciences de la Terre s'est très rapidement heurtée en Europe au dogme de l'Eglise catholique. En effet, les observations géologiques, étant directement liées à l'évolution de la Terre, contredisaient la Genèse (*Sefer Bereshit*), premier livre de l'ancien Testament. Ainsi, il faudra attendre le XVII^{ème} siècle pour que la géologie se développe en tant que discipline à part entière, avec notamment Niels Stensen (1638-1686) qui formula les premiers grands principes de la stratigraphie (horizontalité, superposition et continuité des couches géologiques). L'écossais James Hutton (1726-1797) est considéré comme l'un des fondateurs de la géologie moderne et fut l'auteur de l'ouvrage *Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations* (1795) où il suggère un âge avancé de la Terre (quelques millions d'années) de par le temps nécessaire à la formation de chaînes de montagnes, depuis la sédimentation des roches sous-marines à leur surrection. A cette époque la géologie connaît un réel essor avec la multiplication des descriptions régionales et la représentation sous forme de cartes et coupes géologiques notamment dans la chaîne alpine, grâce aux observations de Horace-Bénédict de Saussure (« Voyages dans les Alpes », 1780).

Les expéditions scientifiques dans la chaîne himalayenne ont quant à elles commencé au début du XX^{ème} siècle. Augusto Gansser (1919-2012), géologue suisse, participa à une grande expédition en 1936. Il s'en détacha rapidement et explora seul le Tibet encore sous protectorat britannique. Comme aucun étranger n'y était admis, Augusto Gansser dut se vêtir en pèlerin bouddhiste pour y parvenir. Il publiera un compte rendu scientifique de cette mission en 1939 intitulé « Central Himalaya – Geological observations of the Swiss Expedition 1936 »

comprenant notamment en plus de dessins et photographies, une grande carte géologique du Tibet. Suite à ces nombreuses découvertes (dont le concept de zone de suture de l'Indus) et des publications sur la géologie en Himalaya, Augusto Gansser reçu le titre de « Baba-ye Himalaya » (père de l'Himalaya) par l'Université de Peshawar au Pakistan. D'autres expéditions comprenant des géologues se sont ensuite succédées dans la chaîne himalayenne, notamment l'expédition française au Makalu à la frontière tibéto-népalaise en 1954-1955. Les explorations menées ont ainsi permis d'accumuler des dessins, des cartes mais aussi des descriptions de la flore et des cultures par zones climatiques ou encore des recueils de données ethnographiques (par exemple par Marguerite Lobsiger-Dellenbach, « Recherches ethnologique au Népal », 1955 - Docteur en Lettres de l'Université de Grenoble).

Depuis, les études géologiques se sont multipliées à l'échelle du globe avec des outils d'analyse toujours plus performants recoupant les domaines de la géophysique, de la géochimie et de la biologie. L'imagerie profonde du sous-sol, la quantification des transferts de matière et d'énergie au sein de la Terre, la détermination d'âges de roches, l'identification et la quantification des interactions entre les différents réservoirs et enveloppes de la Terre, ou encore, les reconstructions paléoclimatiques ont permis à la communauté scientifique de préciser ses connaissances et de mieux appréhender les différents mécanismes liés à l'histoire de la Terre.

Contexte de l'étude

La compréhension de la construction et de l'évolution d'une chaîne de montagne est un bel exemple d'étude de cas nécessitant un champ de domaines scientifiques variés et complémentaires.

En effet, la topographie des chaînes de montagne résulte de l'interaction de deux types de processus dits « internes » et « externes » à la chaîne. Les processus « internes » sont définis par la tectonique et la déformation continentale qu'elle engendre. La tectonique va ainsi initier et développer des reliefs positifs (massifs montagneux) et négatifs (bassins) le long d'accidents tectoniques majeurs. Ce relief influencera la répartition des précipitations (Bookhagen et Burbank, 2006 ; Roe, 2005) et favorisera l'érosion par l'augmentation des pentes. Les processus « externes » à la chaîne sont liés au climat qui, par l'intensité des précipitations, les changements de température à grandes échelles, et son impact sur le réseau de drainage et la végétation, va influencer l'évolution de la topographie via les processus

d'érosion et de sédimentation (e.g. Bonnet and Crave, 2003; Bookhagen et al., 2005a; Dadson et al., 2003; Reiners et al., 2003).

Ces vingt dernières années, la communauté scientifique a documenté les rétroactions suscitées par la tectonique et le climat via l'érosion (*Figure 1*). En effet, les processus d'érosion et de transport des matériaux depuis les zones élevées vers les faibles altitudes, c'est-à-dire les bassins au pied des chaînes ou, comme pour l'Himalaya, les bassins plus distaux le long des plateformes et talus continentaux, provoquent une redistribution des masses à la surface de la croûte terrestre. Le rééquilibrage des masses se traduit par un rebond isostatique c'est-à-dire une remontée de la lithosphère continentale dans la région source (Whipple, 2009) et par un changement de l'état de contraintes et donc de la déformation. Ce mécanisme illustre les rétroactions de l'érosion sur la tectonique.

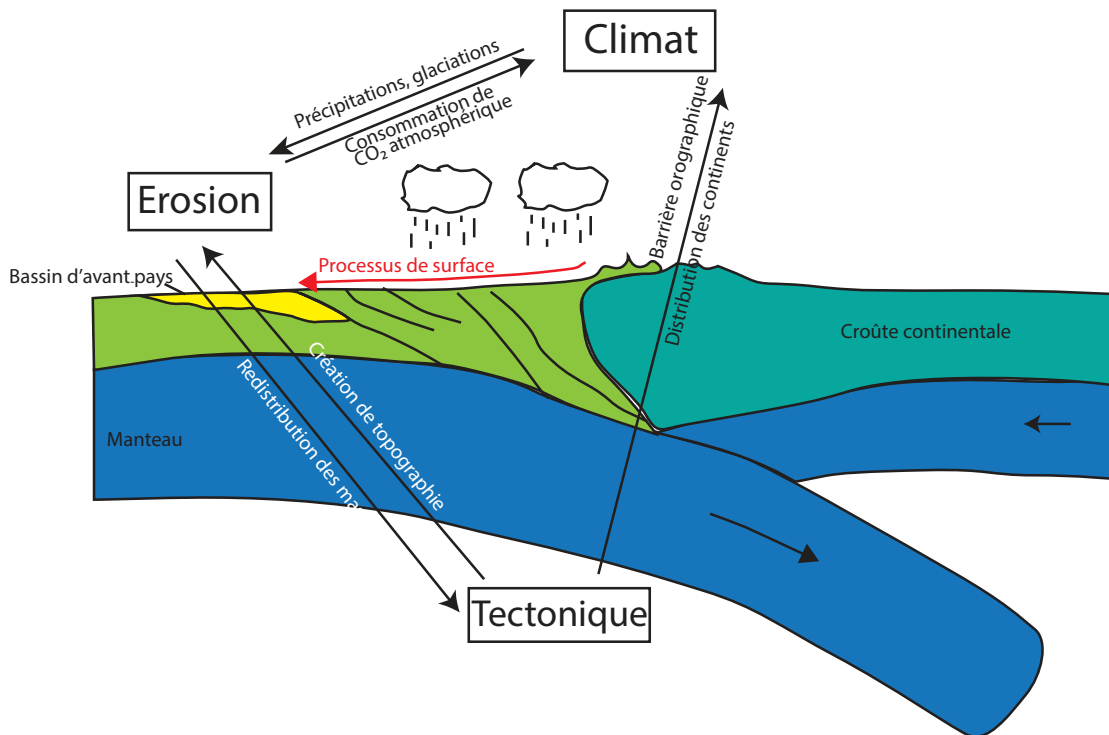


Figure 1 : Relations entre tectonique, climat et érosion. Modifié d'après Beaumont et al, 1999.

Par ailleurs, l'érosion et l'altération des roches influencent la concentration de CO₂ atmosphérique via deux réactions majeures : l'hydrolyse des silicates et la dissolution des carbonates. La dissolution et la précipitation des roches carbonatées ont un bilan nul à l'échelle géologique en terme de consommation de CO₂ atmosphérique. Cependant le temps de résidence moyen d'un calcaire à la surface de la Terre étant de l'ordre de 500 Ma, la

formation des carbonates est considérée comme une forme de stockage de Carbone atmosphérique à long terme.

L'hydrolyse des roches silicatées est par contre une réaction très efficace pour la séquestration du CO₂ atmosphérique. Le CO₂ atmosphérique est un des gaz à effet de serre importants régulant la température de l'atmosphère. Ainsi, l'augmentation de l'hydrolyse des silicates provoque un refroidissement du climat (Raymo et Ruddiman, 1992). Par ces mécanismes et réactions, les processus d'érosion et d'altération ont un impact sur le climat.

Les deux exemples de couplages cités ci-dessus rendent compte de la complexité des échanges et interactions entre les différentes enveloppes et réservoirs terrestres, atmosphériques et marins et donc des principaux facteurs les contrôlant : la tectonique et le climat via l'érosion (Molnar, 2009 ; Whipple, 2014). L'étude des processus de surface et leur quantification est donc primordiale pour pouvoir comprendre l'évolution temporelle de la topographie et les principaux facteurs la contrôlant.

Le matériel érodé dans la chaîne de montagne est ensuite transporté par les rivières et déposé dans des domaines de plus faible relief, généralement dans les bassins d'avants pays comme le bassin du Gange en Inde. Une partie du matériel érodé peut être transportée et déposée plus en aval, dans des bassins plus distaux comme les golfes du Bengale et de l'Indus. De nombreux outils ont été développés pour analyser en détail ces sédiments et pouvoir retracer les variations temporelles des flux sédimentaires et d'érosion à travers la zone source. Les études pétrographiques et isotopiques (Nd et Sr principalement) apportent par exemple des informations quantitatives sur la contribution relative des différentes régions géologiques sources (Garzanti et Vezzoli, 2003, Garzanti et al., 2004 ; Najman, 2005). L'étude du cortège argileux et de la composition en éléments majeurs et traces des sédiments, permet de quantifier leur degré d'altération (Huyghe et al., 2011 ; Lupker et al., 2013). Cependant, des études mettent en évidence la transformation du signal enregistré par les particules entre les zones sources et de dépôts notamment à cause du temps de transport du matériel (Goodbred et Kuehl, 1999 ; Castelltort et Van Den Driessche, 2003 ; Armitage et al., 2013 ; Clift et Giosan, 2014) et de l'altération chimique (Huyghe et al., 2011 ; Lupker et al., 2012b). Les enregistrements sédimentaires des bassins distaux ne reflètent donc pas fidèlement les conditions dans la zone source. En comparant la chronologie des enregistrements sédimentaires avec celle des indicateurs climatiques, tels que la salinité des eaux marines ou l'analyse des rapports isotopiques de l'oxygène dans les foraminifères planctoniques ou

benthiques, il est possible de déterminer l'influence plus ou moins forte des variabilités climatiques sur la zone étudiée (Kudrass et al. 2001). Ces sédiments représentent des archives fondamentales de l'histoire de leur région source. Leur étude est primordiale pour mieux appréhender l'évolution globale des processus de surface à l'échelle d'un bassin versant, depuis les sources de la rivière principale jusqu'au lieu de dépôt et de stockage des sédiments.

La chaîne himalayenne, un laboratoire naturel

La chaîne Himalayenne est soumise à des processus climatique et tectonique très actifs. En effet, le climat de la région est dominé par la mousson indienne, phénomène saisonnier qui s'exprime par de profondes modifications de direction des vents à l'origine de variabilité dans l'intensité et la répartition des précipitations. Par ailleurs, la chaîne himalayenne est soumise à une tectonique active caractérisée par un taux de convergence relativement constant depuis près de 12 Ma (de l'ordre de $15\text{-}20\text{ mm.an}^{-1}$ – Avouac et al., 2003; Mugnier et al 2004) et par un fort aléa sismique avec des séismes de magnitude supérieure à $M_w=8$. Les importantes archives sédimentaires stockées dans les bassins d'avant-pays et les deltas sous-marins à l'exutoire des principaux fleuves drainant l'Himalaya, permettent aux scientifiques de reconstruire les variations d'intensité des flux d'érosion et de sédimentation sur plus de dix millions d'années. La chaîne himalayenne est donc un chantier d'étude idéal, très apprécié et très débattu pour comprendre les interactions entre la tectonique, le climat et l'érosion, ainsi que leurs évolutions temporelles.

La tectonique et le climat, moteur de l'érosion

Des études tendent à démontrer que la mise en place de la mousson indienne à la transition Paleogène-Néogène et ses variations temporelles contrôlèrent une augmentation des taux d'érosion observée en Himalaya ces derniers millions d'années (Clift et al., 2008b; Thiede et al., 2005; 2004; Vance et al., 2003; Wobus et al., 2003). Sur une période de temps plus courte, à l'Holocène, d'autres études ont également observé une corrélation entre les flux d'érosion et les variations d'intensité de la mousson indienne (Bookhagen et al 2005b ; Clift et al 2008a ; Pratt-Sitaula et al., 2004). Par ailleurs, peu d'études se sont intéressées au rôle de l'érosion glaciaire en Himalaya. Contrairement aux autres chaînes de montagnes où l'extension glaciaire semble avoir un rôle significatif sur l'érosion (Herman et al., 2013), en Himalaya les taux d'érosion fluviaux et glaciaires semblent similaires (Burbank et al., 2003 ; Godard et al., 2012 ; Heimsath et McGlynn, 2008). Tous ces travaux montrent le rôle majeur du climat sur l'érosion en Himalaya à court et long-terme. Cependant, des études thermochronologiques

effectuées au Népal central indiquent que les variations spatiales de l'exhumation contrairement aux taux d'érosion modernes ne correspondent pas à la distribution spatiale des précipitations (Burbank et al., 2003 ; Gabet et al., 2008 ; Robert et al., 2009 ; Burbank et al., 2012). Deux études plus récentes en Himalaya central démontrent même que les variations spatiales des taux d'exhumation et de l'érosion moderne, sont similaires et correspondent à un contrôle tectonique (Godard et al., 2014 ; Scherler et al., 2014). Ces résultats contradictoires montrent que les potentiels contrôles sur l'exhumation et l'érosion de la chaîne himalayenne sont encore mal définis et peuvent varier latéralement. Une meilleure compréhension de ces contrôles passe par une quantification détaillée des variations spatiales et temporelles de l'érosion tout au long de la chaîne.

Le Népal central et le Bhoutan ont fait l'objet de nombreuses études thermochronologiques et cosmogéniques afin de documenter l'évolution topographique de l'Himalaya et de discuter ces principaux contrôles (Blythe et al., 2007 ; Robert et al. 2011 ; Coutand et al., 2014 ; Godard et al. 2014 ; Scherler et al., 2014). Le Sikkim, enclave montagneuse indienne située entre le Népal et le Bhoutan et drainée par la rivière Tista a fait l'objet de peu d'études de quantification de l'érosion ou de l'exhumation (Landry et al., 2014). Cette région est cependant très intéressante car elle se situe à la transition entre deux types de profils topographiques et de répartition des précipitations caractéristiques de la chaîne himalayenne (Bookhagen et Burbank, 2006, 2010). Ainsi les processus de surface, les taux d'érosion et leur(s) contrôle(s) potentiel(s) méritent d'être documentés et discutés au sein de la communauté scientifique.

De ces observations et comparaisons se dégagent différentes questions :

(1) Est-ce que les taux d'érosion dans la région du Sikkim présentent des variations spatiales et/ou temporelles ? Ces taux d'érosion sont-ils les mêmes que ceux enregistrés au Népal et au Bhoutan ou dans le reste de la chaîne ?

(2) Quels sont les principaux facteurs contrôlant ces variations et à quel(s) mécanisme(s) peuvent elles être liées ? Est-ce le climat via la répartition et l'intensité des précipitations ? Est-ce que les variations d'extension de la couverture glaciaire entre les phases glaciaires-interglaciaires jouent un rôle important sur l'érosion ? Est-ce que la tectonique, via la géométrie profonde des chevauchements, le jeu le long de ces principaux chevauchements ou

une activité du duplex du moyen pays, a un rôle principal dans les variations spatiales de l'érosion ?

Afin de répondre à ces questions nous avons quantifié les taux d'érosion à travers le Sikkim sur des sables modernes de rivières sur deux échelles de temps : géologique et millénaire grâce à l'utilisation respective de données thermochronologiques (traces de fission sur apatite) et des nucléides cosmogéniques (^{10}Be). Ces méthodes sont communément utilisées en Himalaya pour quantifier l'érosion et pourront donc être comparées aux données obtenues et documentées dans les autres secteurs de la chaîne.

Au Sikkim, les produits d'érosion sont transportés par la Tista et ses affluents. Cette rivière a construit un important megafan au front de la chaîne, qui s'étend jusqu'à la confluence de la Tista avec le Brahmapoutre. Ce mégafan possède une superficie de 16 500 km² dont la majeure partie se situe au Bangladesh.

Les mégafans

Les mégafans sont des dépôts fluviaux localisés en front de chaîne. Ils sont déposés par de larges rivières dont la partie en amont est fixée par le front de chaîne alors que la partie en aval est libre de migrer latéralement (Sinha et Friend, 1994). Les mégafans se démarquent des cônes alluviaux par leur taille, leur pente, leur processus de dépôt et la variabilité de leurs faciès sédimentaires (Figure 2; Stanistreet and McCarthy, 1993; Singh et al., 1993). Ces appareils sédimentaires présentent en effet des tailles considérables pouvant varier de 10 000 à 100 000 km² (DeCelles et Cavazza, 1999). Leurs surfaces ont des pentes très faibles, entre 0.1 et 0.01° en comparaison avec celles des cônes alluviaux oscillant entre 1 et 4°. Déposés par de larges rivières les mégafans possèdent différents faciès depuis l'apex aux parties les plus distales. Communément, la partie proximale du mégafan est constituée de matériel grossier alors que la partie terminale concentre du matériel fin de type silt ou argile (DeCelles et Cavazza, 1999).

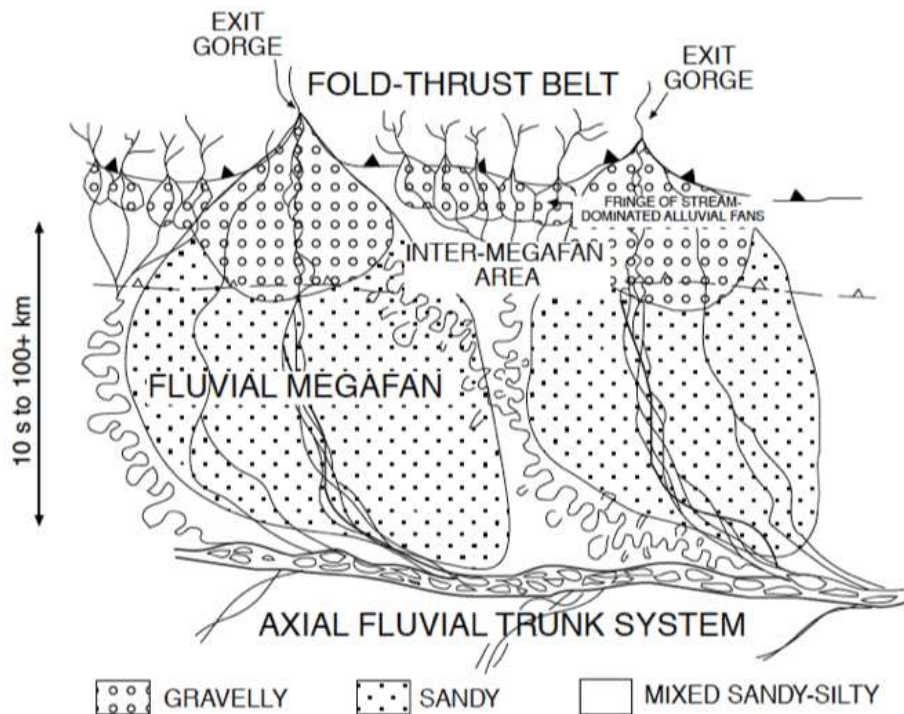


Figure 2 : Schéma simplifié d'un système de dépôt typique des bassins d'avant-pays basé sur les systèmes alluviaux des plaines de l'Himalaya et des Andes : d'après DeCelles et Cavazza (1998). Une alternance de mégafans et d'interfans se développe au front de la chaîne. Les dépôts proximaux sont caractérisés par un matériau grossier et les parties distales par des dépôts plus fins

Les mégafans ont été décrits au front de différentes chaînes, dans les Andes (Horton et DeCelles, 2001), à l'actuel (Sinha et al., 1993) comme dans le passé, au Canada et aux Etats-Unis (DeCelles et Cavazza, 1999), ou dans les Pyrénées (Stange et al., 2013 ; Mouchéné et al., en préparation). Leier et al. (2005) suggèrent que la répartition de ces mégafans correspondre à une bande latitudinale soumise au climat tropical et restreinte entre 15 et 35° dans les deux hémisphères. De même, l'occurrence des mégafans serait liée à la saisonnalité des débits des rivières. Suite à ces deux observations, ces auteurs concluent que la formation et le développement des mégafans sont contrôlés en premier lieu par le climat. Sur le flanc sud de l'Himalaya, la plupart des sédiments est transporté depuis la région source vers les bassins de dépôt durant la mousson d'été, confirmant le rôle important d'un régime climatique saisonnier dans ces systèmes (Goodbred, 2003 ; Wulf et al., 2010 ; Andermann et al., 2012). Certaines études ont ainsi démontré l'influence de la mousson et des variations de son intensité à l'échelle millénaire sur les taux d'érosion et la production de sédiment dans la chaîne (Pratt-Sitaula et al., 2004 ; Bookhagen et al., 2006) et sur leur transport jusqu'au bassin (Goodbred and Kuhel, 2000 ; Clift and Giosan, 2014 ; Densmore et al., 2015). Ces différentes

études démontrent la nécessité d'une forte saisonnalité dans le régime des précipitations pour pouvoir développer des mégafans en Himalaya.

Par ailleurs, des études menées par Gupta (1997) tendent à montrer que dans la plaine du Gange, le développement des mégafans modernes serait lié à la réorganisation du réseau de drainage due à la propagation et à l'accroissement topographique du Main Boundary Thrust (chevauchement dans la partie externe de la chaîne, Figure 3). Le rôle de l'activité tectonique sur les sédiments de la plaine du Gange est appuyé par l'étude de Pati et al. (2011) qui relie la propagation du piedmont à celle de chevauchements. Les facteurs contrôlant la formation des mégafans sont donc toujours débattus et doivent dépendre des caractéristiques climatiques et tectoniques du site spécifique.

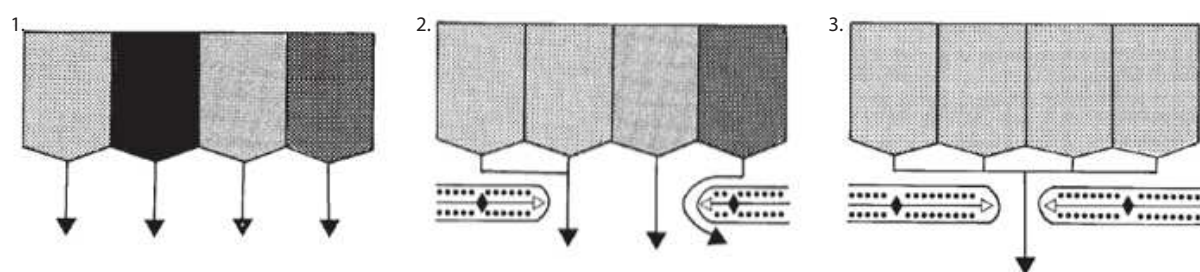


Figure 3 : Déviation du réseau de drainage des rivières par l'augmentation latérale de la topographie résultant du développement du Main Boundary Thrust (MBT) ; d'après Gupta., 1997.

Le mégafan de la Tista

Au regard des autres mégafans dans le monde, dont ceux de la plaine du Gange et du Brahmapoutre (Yamuna-Ganga, Sarda, Gandak, Kosi), la taille du mégafan de la Tista est disproportionnée relativement à celle de son bassin versant actuel, qui représente une superficie deux fois moins importante, de 8 000 km² (Figure 4). De plus, à la différence des mégafans himalayens, celui de la Tista n'a pas été construit suite à la réorganisation au front de la chaîne, du réseau de drainage de la rivière principale (Gupta, 1997).

Par ailleurs, l'apex du mégafan a été profondément incisé par la rivière, mettant à l'affleurement près de 50 m de dépôts majoritairement sableux. Cette dynamique d'incision est singulière et extrêmement locale car, 150 km plus à l'Ouest, la Kosi est toujours en aggradation (Chakraborty et al. 2010). De même, le caractère sableux des dépôts du mégafan au front de la chaîne interpelle puisque le lit actuel de la rivière est constitué de galets et d'îlots sableux et que la partie proximale des mégafans en général est décrite dans la littérature comme dominée par du matériel grossier (Decelles et Cavazza, 1999). Densmore et

al. (2015) ont récemment proposé que les « duns », bassins intra-montagneux, puissent contrôler en grande partie le type de matériel apporté dans la plaine. Cependant ce type de structure n'est pas présente en amont du mégafan de la Tista dans la région du Sikkim, et n'explique donc pas l'absence du matériel grossier à l'apex du mégafan

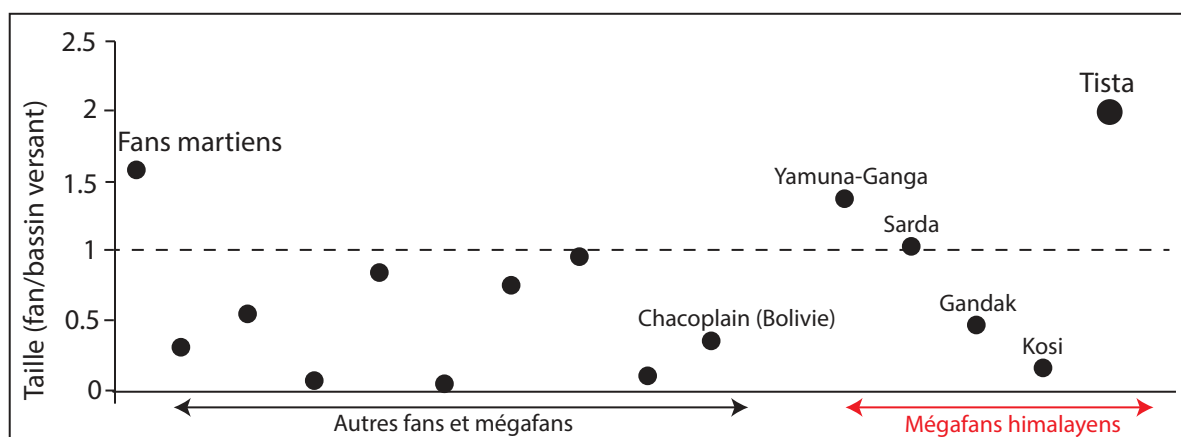


Figure 4 : Rapport des aires des fans et mégafans dans le monde et de leurs sources respectives. Pour les mégafans himalayens : d'après Sinha et Friend (1994) ; Chakraborty et al., 2010 et cette étude. Pour les autres fans, d'après Dade et Verdeyen (2007) et les sources contenus dans leur article.

Chakraborty et Gosh (2010) ont décrit le mégafan de la Tista comme possédant 3 lobes et en proposent une chronologie relative basée sur les recoupements du réseau de drainage et des profils d'altitudes. Cependant une chronologie absolue et précise est nécessaire pour documenter et analyser les mécanismes à l'origine de la formation et de l'incision du mégafan.

De ces simples observations géomorphologiques émanent des questions sur la singularité et le développement de ce mégafan :

- (1) Pourquoi le rapport taille du mégafan / taille du bassin versant est-il plus important pour le mégafan de la Tista que pour les autres mégafans dans la plaine du Gange et du Brahmapoutre ?
- (2) Pourquoi les dépôts de la partie proximale du fan sont-ils sableux alors que le lit actuel de la rivière est constitué principalement de galets ? Ou a été stocké le matériel grossier durant la formation du mégafan ?
- (3) Quelle est la chronologie de dépôt et d'incision du mégafan de la Tista ?

(4) Quel est ou quels sont les facteurs principaux les contrôlant ? Peut t'on discriminer entre les processus climatiques ou tectoniques ?

Afin de proposer une chronologie de formation et d'incision du mégafan, nous avons effectué des datations avec les méthodes respectivement de stimulation optique par lumière infra-rouge (IRSL) et des nucléides cosmogéniques (^{10}Be) dans les dépôts des parties proximales et distales du mégafan. Du fait d'une collaboration active avec l'Institut Indien des Statistiques (ISI) à Kolkata, nous avons concentré notre étude sur la partie indienne du mégafan de la Tista. La formation et l'incision par la Tista de terrasses préservées dans le Sikkim ont également été datées afin d'étudier les potentiels liens entre les bassins d'arrière et d'avant-pays (e.g., Pepin et al 2013). Afin de mieux contraindre la dynamique d'incision du fan, nous avons effectué des mesures topographiques grâce à un GPS cinématique au niveau de l'apex du mégafan.

Par ailleurs, la minéralogie et la composition chimique des sédiments dans les bassins d'avant-pays ou les deltas sous-marins dépendent de la géologie de leur région source mais aussi de l'érosion physique et de l'altération chimique auxquels ils ont été contraints (Galy et France-Lanord, 2001 ; Goodbred, 2003 ; Garzanti et al., 2004 ; Singh et al., 2008, Lupker et al. 2012 a et b). La comparaison entre ces enregistrements sédimentaires et des proxy paléoclimatiques ($\delta^{18}\text{O}$, salinité de l'eau de mer) permet ainsi de considérer les corrélations potentielles entre les variations d'intensité de mousson et celles de l'érosion et de l'altération.

Des études géochimiques et minéralogiques dans la plaine du Gange et de l'Indus suggèrent ainsi que les variations de provenance des sédiments sont liées à des changements d'intensité de la mousson d'été et à l'étendue de la couverture neigeuse (Rahaman et al., 2009). Cependant, dans les régions soumises à une tectonique active, les systèmes fluviaux peuvent être affectés par des réorganisations de leur réseau de drainage influençant également la provenance des sédiments. Il est donc nécessaire de caractériser la provenance des sédiments issus de la zone montagneuse étudiée.

L'analyse isotopique (Nd) de sédiments dans le Golfe du Bengale montre que l'intensité de la mousson d'été diminue durant les périodes glaciaires (Gourlan et al., 2010). De même, la composition chimique de ces sédiments indique une intensification de l'altération chimique depuis le dernier maximum glaciaire (Lupker et al., 2013). Cependant, ces enregistrements

sont relativement éloignés de la région source des sédiments. Le signal sédimentaire peut ainsi être modifié de manière significative à cause du stockage d'une partie des sédiments dans la plaine alluviale avant d'être transportée dans les bassins plus distaux (Goodbred et Kuehl, 1999 ; Clift et Giosan, 2014). Il a par exemple été démontré récemment que l'altération chimique des sédiments Holocène collectés dans le Golfe du Bengale a principalement lieu dans la plaine alluviale (Huyghe et al., 2011 ; Lupker et al., 2012b). Or des études suggèrent que du fait du temps de réponse non négligeable du système et du temps de transfert, les flux sédimentaires enregistrés dans ces bassins distaux ne reflètent pas la fréquence des pics d'apport sédimentaire contrôlés par le climat et ayant lieu au niveau du front de chaîne (Castelltort et Van Den Driessche, 2003 ; Armitage et al., 2013). Les sédiments des bassins d'avant-pays doivent répondre plus rapidement aux changements dans la zone source en terme d'apports sédimentaires. De plus, le signal de ces sédiments n'est pas affecté par le transport dans la plaine alluviale. De ce fait, les sédiments dans les bassins d'avant-pays doivent fournir un enregistrement à meilleure résolution et plus conforme aux changements de la zone source.

Les dépôts du mégafan de la Tista représentent ainsi une archive sédimentaire remarquable qui permet de discuter les variations temporelles l'intensité de l'érosion et de l'altération des sédiments au sein du Sikkim et de la production et de l'exportation de ces sédiments depuis la chaîne vers le bassin.

Par l'étude du mégafan, nous tenterons de répondre à ces questions :

- (1) Quelle est la provenance des sédiments stockés dans le mégafan de la Tista ? Est-ce que cette provenance évolue dans le temps ? Est-elle similaire à celle des sédiments modernes de la Tista ?
- (2) Si l'altération s'effectue majoritairement dans la plaine alluviale, peut-on quand même observer des variations temporelles de l'intensité de l'altération chimique dans la zone source grâce à l'enregistrement sédimentaire du mégafan ?
- (3) Peut-on corrélérer les variations de provenance et d'altération des sédiments du mégafan à des variations d'intensité de la mousson d'été et à des variations de l'extension glaciaire à l'Holocène ?

Afin de répondre à ces questions, nous avons mené une étude pétrographique et géochimique sur les dépôts du mégafan de la Tista avec des outils communément utilisés en Himalaya, afin de pouvoir comparer nos données avec celles d'autres régions de la chaîne.

Pour contraindre les sources des sédiments, nous avons comparé les sédiments du mégafan et les sédiments modernes provenant de rivières au Sikkim grâce à des analyses pétrographiques et isotopiques (Sr et Nd). La composition chimique, notamment les éléments majeurs et traces, a été utilisée pour estimer l'altération chimique au Sikkim dans le passé et à l'actuel.

Description du manuscrit

Afin de répondre aux problématiques énoncées ci-dessus, nous effectuerons, dans un premier chapitre une synthèse géomorphologique, climatique et tectonique de l'Himalaya (Partie I) et plus spécifiquement du bassin versant de la Tista (Partie II). Dans un deuxième chapitre j'expliquerai les stratégies scientifiques et d'échantillonnage que nous avons menées afin de répondre aux problématiques de cette étude, ainsi que les principes de méthodologies utilisées. Les chapitres 3, 4 et 5 sont présentés sous forme d'articles publiés ou qui seront soumis à publication à l'issue de cette thèse et sont donc rédigés en anglais. Pour faciliter la lecture de ce manuscrit, j'ai inclus les figures et tables des articles dans le texte et regroupé l'ensemble des References.

Le **chapitre 3** synthétise les variations spatiales et temporelles des taux d'érosion dans le Sikkim et leurs potentiels contrôles tectoniques et climatiques, grâce à l'utilisation de données thermochronologiques basse température (traces de fission sur apatite) et des nucléides cosmogéniques (^{10}Be). Cet article a été publié en Janvier 2016 dans le journal « *Earth and Planetary Science Letters* ».

Le **chapitre 4** présente un scénario de formation, de développement et d'incision du mégafan de la Tista basé sur des données IRSI et des âges d'exposition ^{10}Be . Les mécanismes potentiels à l'origine de la formation et de l'incision du mégafan sont également discutés sur la base de ces âges.

Le **chapitre 5** se concentre sur les archives sédimentaires du mégafan. La provenance et l'altération des sédiments sont contraintes grâce à des études pétrographiques, géochimiques et isotopiques sur les sédiments du mégafan et ceux des rivières actuelles au Sikkim. Nous discuterons et proposerons dans cette partie un scénario pouvant expliquer l'incision du mégafan de la Tista.

Dans une dernière partie, je synthétiserai les principales conclusions de cette étude et je proposerai quelques perspectives pour tester nos hypothèses et scénarios et ainsi améliorer nos connaissances sur les facteurs à l'origine des processus de surface affectant la topographie au Sikkim et les mécanismes provoquant l'incision du mégafan.

Chapitre 1 : Cadre de l'étude

Afin de comprendre les mécanismes à l'origine de l'évolution topographique du Sikkim et de la formation et de l'incision du mégafan de la Tista, il est important de connaître les principaux facteurs pouvant les influencer.

Dans une première partie, nous nous intéresserons au cadre géomorphologique, climatique, géologique et tectonique de la chaîne himalayenne. Dans la deuxième partie de ce chapitre, nous mettrons en évidence les particularités de la zone d'étude, le bassin versant de la Tista.

Table des matieres

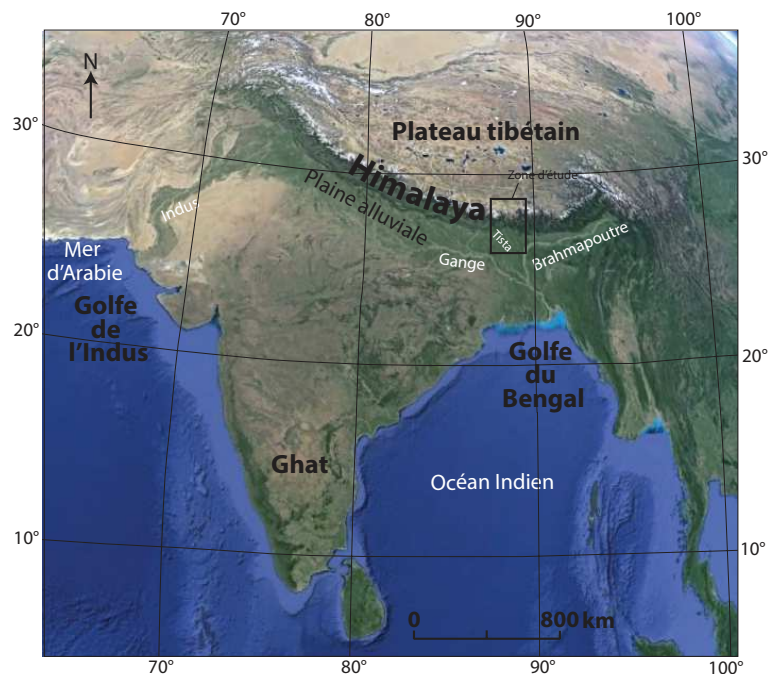
I. Partie I : La chaîne Himalayenne	31
Introduction	31
I.1. Aspect topographique.....	32
I.2. Aspect climatique.....	32
II.1. La Zone de Convergence Inter Tropicale	33
II.2. Fonctionnement de la mousson.....	34
II.3. Répartition des précipitations modernes.....	35
II.4. Variabilité temporelle de la mousson indienne.....	36
I.3. Géologie de l'Himalaya	38
II. Partie 2 : Le bassin versant de la Tista	42
Introduction	42
II.1. La Tista	44
II.1.1. Caractéristiques hydrologiques.....	44
II.1.2. Géomorphologie	47
II.2. Le Sikkim.....	47
II.2.1. Topographie	48
II.2.2. Climat.....	48
II.2.3. Géologie.....	50
II.2.4. Tectonique active au Sikkim.....	52
II.3. Le mégafan de la Tista	53
II.3.1. Caractéristiques du mégafan de la Tista	53
II.3.1. Développement du mégafan	54

I. Partie I : La chaîne Himalayenne

Introduction

La chaîne himalayenne d'une largeur de 160 à 320 km s'étend sur environ 2400 km d'Est en Ouest (

Figure 5). C'est la chaîne montagneuse la plus élevée au monde regroupant ainsi les plus hauts sommets mondiaux tels que le mont Everest (8848 m), le K2 ou mont Godwin Austen (8610 m) et le Kangchenjunga (8586 m). L'Himalaya est actuellement drainée par trois réseaux hydrographiques majeurs transportant les produits de l'érosion de la chaîne. A l'extrême Ouest, l'Indus prend sa source sur le plateau du Tibet et se jette dans la Mer d'Arabie en formant un important cône sous-marin. Le Gange et le Brahmapoutre drainent respectivement le centre et l'Est de la chaîne avant de confluer et de se jeter, environ 200 km en aval de leur confluence dans le Golfe du Bengale, formant le plus grand cône sous-marin connu sur Terre. Ces deux réservoirs sous-marins forment ainsi des archives sédimentaires majeures, utilisées pour retracer l'évolution de chaîne. L'Est du plateau tibétain est drainé respectivement du Nord vers le Sud par le Yangtze, le Mekong et le Salween. Les enregistrements sédimentaires provenant des bassins de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre ne reflètent donc pas l'évolution



de l'ensemble de Tibet, mais collecte la totalité des sédiments issus de l'Himalaya.

Figure 5 : Image satellite du sous-continent indien et de l'Asie centrale. La chaîne himalayenne est constituée de l'ensemble des reliefs de la ceinture nord indienne. Elle est drainée par 3 grands fleuves : L'Indus, le Gange et le Brahmapoutre qui se jettent respectivement dans la Mer d'Arabie et le Golfe du Bengale.

I.1. Aspect topographique

L'Himalaya peut être défini par des grands ensembles topographiques caractéristiques tout au long de sa chaîne, mais présente également des variations latérales significatives.

Les plaines du Gange et du Brahmapoutre possèdent une altitude de 100 à 200 m et présentent un relief¹ très plat en dehors du massif. du Shillong situé dans la plaine du Brahmapoutre à l'Est de notre zone. Ce massif forme un plateau de près de 40 000 km² de direction Est-Ouest et d'altitude de 600 à 1800 m. Dans le « Moyen-Pays », au front de la chaîne et sur une largeur Nord-Sud d'approximativement 80 km, l'altitude et le relief augmentent. L'altitude moyenne de cette zone est de l'ordre de 2000 m (Bookhagen et Burbank, 2006). Toujours vers le Nord, sur une bande de 50 km, le relief, l'altitude et les pentes augmentent très fortement. C'est dans cette zone qui atteint une altitude majeure d'environ 5000 m que sont localisés les hauts sommets himalayens. Enfin, le plateau du Tibet d'altitude moyenne très élevée (4500 à 5000 m) correspond à une zone de faible relief et s'étend sur plus de 1000 km du Nord au Sud.

Plusieurs auteurs ont mis en évidence des variations latérales de la topographie le long de la chaîne himalayenne (voir Figure 7). Au Népal central, un saut topographique est observé entre les deux zones décrites ci-dessus dans la zone montagneuse. Contrairement, au Bhoutan, aucun saut topographique n'est observé, les pentes sont plus régulières du Sud vers le Nord (Ducan et al., 2003 ; Bookhagen et Burbank, 2006). La région du Sikkim se trouve à la transition entre ces deux types de topographie.

I.2. Aspect climatique

Le continent indien est soumis au système de mousson. Ce terme se réfère à un renversement saisonnier de la circulation atmosphérique de surface dans les régions tropicales et subtropicales menant à de fortes précipitations continentales durant l'été boréal (dans l'hémisphère Nord). Ce phénomène est un facteur capital pour l'agriculture, les transports, les infrastructures ou plus généralement pour l'Homme dans les régions concernées. Le système

¹ . Le terme relief est utilisé dans cette étude dans sa définition anglo-saxonne, et fait ainsi référence à une variation de topographie.

de mousson appartient à un phénomène météorologique plus large : la zone de convergence intertropicale (ZCIT).

II.1. La Zone de Convergence Inter Tropicale

La ZCIT correspond à une zone de basse pression présente en permanence dans la région de l'équateur, on parle d'équateur météorologique. Cet équateur météorologique n'est pas une bande stable mais se déplace en fonction des périodes de l'année par rapport aux zones géographiques (Webster and Chou, 1980 ; Gadgil et al. 2003). Ainsi, la ZCIT possède, principalement à cause du relief et de la grande surface continentale, une forte fluctuation au-dessus des zones africaine et indienne (Figure 6). Cette zone peut ainsi se déplacer de plus de 1000 kilomètres entre l'été et l'hiver. En zone océanique pacifique et atlantique, elle reste relativement stable.

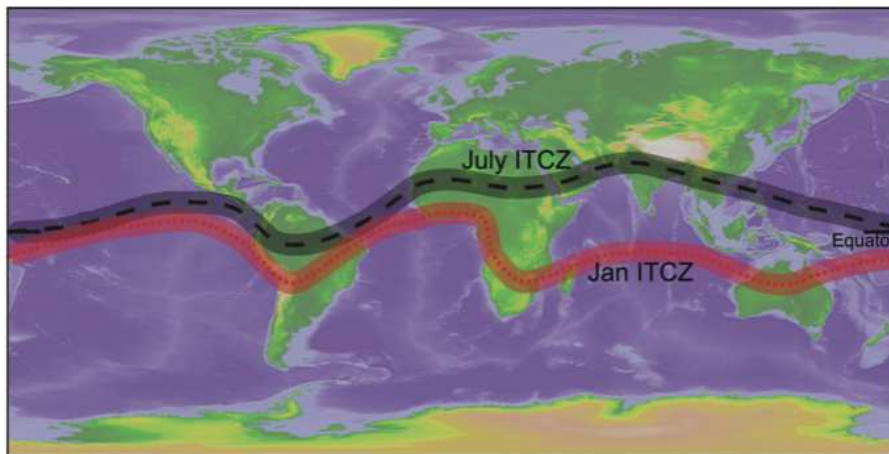


Figure 6 : Position moderne et saisonnière (Janvier et Juillet) de la Zone de Convergence Inter Tropicale d'après Allen et Armstrong (2012) et Kalnay et al. (1996).

Dans l'hémisphère Sud, durant l'été, le maximum d'ensoleillement se situe sur le tropique du Capricorne, mais la ZCIT reste proche de l'équateur, sauf dans l'Ouest de l'océan Indien. A partir du mois de Mai, dans l'hémisphère Nord, l'inclinaison de la Terre par rapport au Soleil rend l'ensoleillement très important sur le tropique du Cancer. Les étendues continentales de l'Est de l'Afrique (Somalie) et de l'Asie Centrale (Pakistan) se réchauffent fortement car l'inertie thermique des continents est plus faible que celle des océans. La chaleur reçue par le sol se transmet aux masses d'air qui se réchauffent, se dilatent, voient leur densité diminuer et s'élèvent. Ce soulèvement crée une dépression au niveau de la latitude 30° Nord, qui aspire les masses d'air. La ZCIT n'est alors plus centrée sur l'équateur.

II.2. Fonctionnement de la mousson

Le climat de mousson est la conséquence des forts contrastes thermiques qui se créent entre l'océan et le continent et qui modifient le régime des vents (Figure 7 a. et b.). La mousson désigne ainsi une inversion saisonnière des vents qui affecte l'océan Indien et l'Inde. En été, les océans se réchauffent moins rapidement que les continents. Une cellule de haute pression centrée sur l'océan et une cellule de basse pression centrée sur le continent se forment. Cette différence de pression génère des vents qui, dans le cas de la mousson indienne, soufflent depuis l'océan indien vers le nord du sous-continent indien (direction Sud-Ouest au Nord-Est ; Figure 7 c.). Ces masses d'air se réchauffent en survolant le continent et s'élèvent pour franchir les reliefs du Sud-Ouest de l'Inde, la chaîne montagneuse des Ghats.

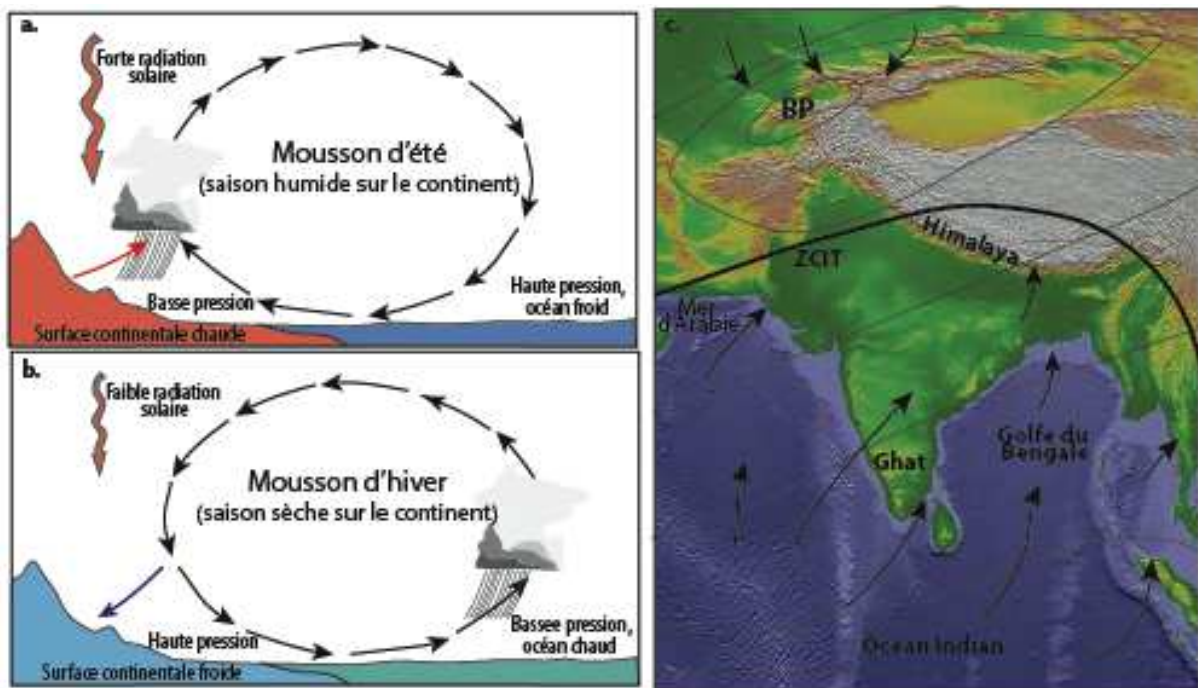


Figure 7 : a. et b. Concept thermique à l'origine de la mousson d'après Halley (1686). Les flèches représentent la circulation atmosphérique résultant en cellules de haute et basse pression alternativement sur le continent et l'océan. c. Exemple de circulation de vents lors de la mousson d'été. Le trait en gras représente la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale) ; Les traits fins correspondent à des isobares ; BP= Basse pression ; Les flèches indiquent la direction des vents principaux.

En s'élevant, l'air se refroidit et des nuages se forment, entraînant une libération massive de chaleur latente qui réchauffe encore d'avantage l'air. L'élévation de cet air chaud provoque la condensation de la vapeur d'eau et les précipitations sont alors importantes dans le Sud-Ouest de l'Inde. Lors de la traversée de l'Inde, l'air s'assèche, mais se recharge en humidité lors de son passage sur le golfe du Bengale (Boos et Kuang, 2010 ; Molnar et al., 2010). En remontant vers le Nord, les masses d'air subissent une ascendance importante au contact de

l'Himalaya et des précipitations intenses s'installent sur la plaine du Gange (Barros et al. 2000 ; Bookhagen et al., 2005 a). En hiver, le continent se refroidit plus vite que l'océan. Les hautes pressions s'installent sur le continent, les basses pressions sur l'océan. Le sens du vent s'inverse allant du Nord-Est vers le Sud-Ouest, c'est la saison sèche sur le continent.

II.3. Répartition des précipitations modernes

Sur le continent indien, la mousson se traduit en mousson d'hiver appelée saison « sèche » et en mousson d'été, dite saison « humide ». La mousson d'été s'étend de Juin à Septembre et regroupe 60 à 90% des précipitations annuelles tant dans la chaîne (Bookhagen et Burbank, 2010) que dans la plaine (Rao, 1979).

Bookhagen et Burbank (2006, 2010) ont réalisé une étude de la distribution spatiale des précipitations tout au long de l'orogène himalayen grâce à l'enregistrement satellitaire de la quantité de précipitations sur une période de 10 ans, de 1998 à 2007 (Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM, Figure 8).

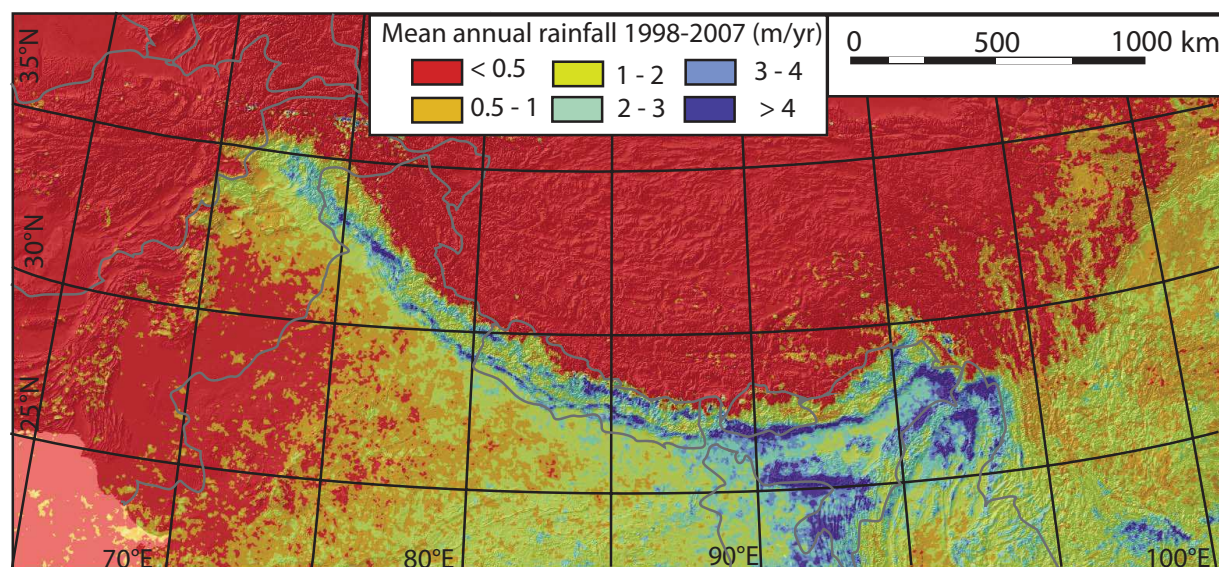


Figure 8 : A. Moyenne des précipitations annuelles le long de l'Himalaya enregistrées de 1998 à 2007 par la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM 2B31), d'après Bookhagen et Burbank (2010).

Leurs résultats montrent que la répartition des précipitations le long de l'Himalaya varie d'Est en Ouest. Une bande précipitations proche du front de la chaîne s'étend de manière continue le long de l'orogène et semble être induite par le saut topographique frontal évoqué dans la le paragraphe précédent. L'Himalaya centrale et occidentale est caractérisée par une deuxième bande de précipitations à l'intérieur de la chaîne. Le massif du Shillong est lui aussi caractérisé par une quantité de précipitations importante.

Ces mêmes auteurs ont ainsi relié la répartition spatiale des précipitations avec la topographie. En effet, en Himalaya central les deux bandes de fortes précipitations correspondent aux deux sauts topographiques majeurs. En Himalaya oriental, l'unique bande de fortes précipitations coïncide avec l'unique saut topographique présent au front de la chaîne. La transition entre ces deux profils topographiques et de précipitations se fait au niveau du Sikkim (Figure 9).

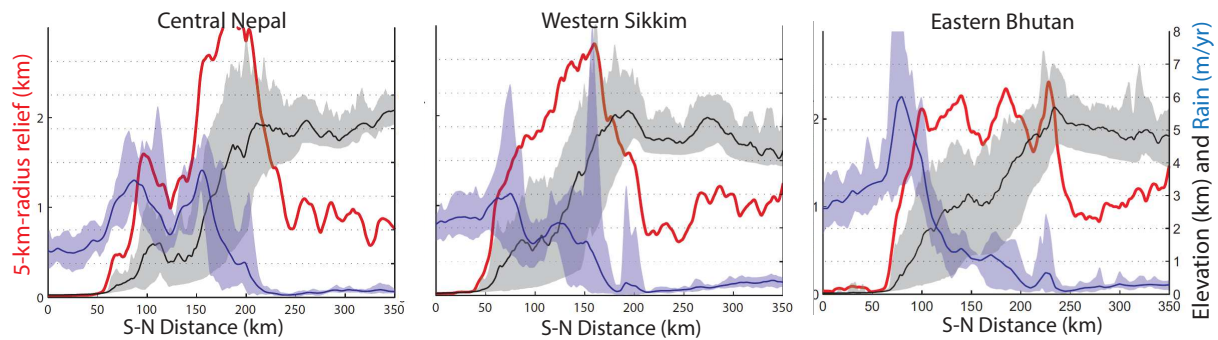


Figure 9 : Relief (en rouge), topographie (en noir) et précipitations (en bleu) moyennes annuelles enregistrées de 1998 à 2005 (TRMM) du Népal central (à gauche), du Sikkim occidental (au centre) et du Bhoutan occidental (à droite) d'après Bookaghen et Burbank (2006, clip 13, 16 et 17).

II.4. Variabilité temporelle de la mousson indienne

Les variations temporelles de l'intensité de la mousson sont influencées par de nombreux phénomènes sur plusieurs échelles de temps (Colin et al., 1999). A long terme, la répartition des continents et des mers et les variations des paramètres de l'orbite terrestre jouent un rôle majeur sur les changements d'intensité de la mousson. Les paramètres de l'orbite terrestre sont l'excentricité (la variation de la distance Terre-Soleil), l'obliquité (l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre), et la précession des équinoxes (changement de direction de l'axe de rotation de la Terre). Ces paramètres présentent des cyclicités respectives de 100 ka, 41 ka et 23 ka et régulent l'insolation, c'est-à-dire la distribution latitudinale et saisonnière des radiations solaires incidentes (Berger, 1978). Le phénomène de mousson est également sensible à l'évolution de l'orographie, à la présence et la fonte des calottes de glaces et aux concentrations en gaz à effet de serre atmosphériques. A plus courte échelle de temps, les émissions atmosphériques anthropiques et l'usage des sols jouent comme forçages climatiques.

Un nombre important d'études a permis de retracer l'évolution passée de la mousson indienne à partir d'enregistrements paléoclimatiques continentaux et marins. Les enregistrements continentaux fournissent des informations régionales ou locales sur la végétation, la

température et le cycle hydrologique, grâce à de nombreux indicateurs tels que le paléomagnétisme, la palynologie, l'étude des paléosols ou des dépôts lacustres. Les enregistrements marins apportent des informations par exemple sur la reconstruction du volume des glaces continentales basée sur l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ dans les organismes benthiques, et sur l'évolution des températures océaniques de surface ($\delta^{18}\text{O}$ sur les foraminifères, Figure 10).

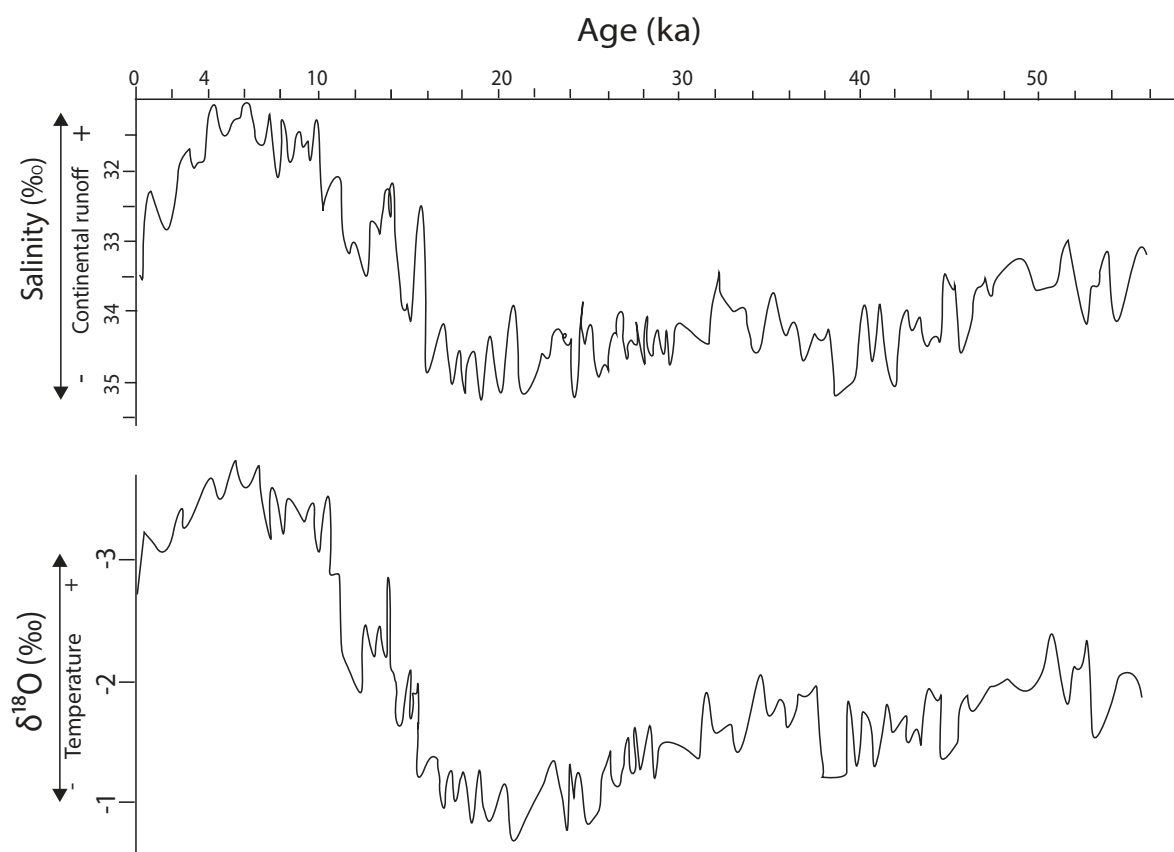


Figure 10 : Variations de la salinité et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ issues du Nord du golfe du Bengale ; d'après Kudrass et al., 2001.

Dans cette partie, nous décrivons les variations de l'intensité de la mousson sur la période de temps pertinente à notre étude, c'est à dire les derniers 50 000 ans. Cette période est constituée de plusieurs phases décrites alternativement comme « chaudes » ou « froides », ainsi que deux événements climatiques majeurs et globaux : le dernier maximum glaciaire il y a environ 20 000 ans, et l'Optimum Climatique de l'Holocène autour de 6 000 ans.

Le stade isotopique de l'Oxygène 3 (Marine Isotope Stages, MIS), de 60 000 à 25 000 ans est caractérisé par une forte insolation entraînant de forts contrastes thermiques entre terre et mer, favorisant ainsi les épisodes de fortes précipitations saisonnières. Bush (2004) suggère qu'à la fin du stade MIS 3, l'augmentation et la migration de l'humidité vers la chaîne himalayenne ont induit de fortes précipitations qui se sont traduites en précipitations neigeuses à haute

altitude. Ces conditions auraient permis le développement précoce des glaciers himalayens comparé au signal global du dernier cycle glaciaire (Owen et al., 2002 ; Owen, 2009).

Puis, l'insolation réduite durant tout le dernier maximum glaciaire aurait entraîné une diminution des précipitations sur le continent (Prell et Kutzbach, 1987) menant à un ruissellement plus faible (Cullen, 1981 ; Duplessy, 1982 ; Kudrass et al., 2001) et un apport sédimentaire plus réduit dans le Golfe du Bengale (Weber et al., 1997 ; Goodbred, 2003). Des épisodes de fortes précipitations de mousson d'été ont également été documentées de 11 000 à 10 500 ans, de 10 000 à 9500 ans et de 6 000 à 8000 ans, cette dernière période correspondant à l'optimum climatique Holocène global (Prell et Kutzbach, 1987 ; Clemens et al., 1991, Gasse et al., 1996, Overpeck et al., 1996 ; Schulz et al., 1998, Enzel et al., 1999).

Cependant, la datation de moraines du massif du Kangchenjunga au Népal, permettent de mieux contraindre les dernières avancées glaciaires de la région étudiée (Tsukamoto et al., 2002). Trois avancées maximales des glaciers ont ainsi été relevées à 5 000–6 000, 8 000–10 000 et 20 000–21 000 ans. Ces données suggèrent que le dernier maximum glaciaire (LMG) dans la zone d'étude est synchrone avec le LMG global dans l'hémisphère Nord contrairement à d'autres zones himalayennes. Les deux autres périodes d'expansion glaciaire peuvent être reliées à une augmentation de l'humidité et des précipitations accumulées comme neige en haute altitude lors de fortes moussons.

I.3. Géologie de l'Himalaya

L'orogène himalayen est le résultat de la collision continentale entre les plaques eurasienne et indienne provoquant la fermeture de l'océan téthysien vers 50-55 Ma (Rowley, 1996; DeCelles et al. 2004; Najman et al., 2012).

Cette chaîne de montagne est structurée par une série de failles à pendage Nord affectant la croûte supérieure et séparant différentes unités litho-tectoniques (Hodges, 2000 ; Le Fort, 1975, Figure 11). Du Nord vers le Sud, ces failles sont communément appelé en anglais, le « South Tibetan Detachment » (STD), le « Main Central Thrust » (MCT), le « Main boundary Thrust » (MBT) ainsi que le « Main Frontal Thrust » (MFT). Des études structurales et géophysiques proposent que ces failles majeures se combinent en profondeur en un décollement crustal principal nommé le « Main Himalayan Thrust » (MHT) le long duquel la plaque indienne est charriée sous le Tibet (Avouac, 2003 ; Nabelek et al, 2009 ; Schulte-Pelkum et al, 2005 ; Zhao et al, 1993). Des études ont mis en évidence les variations latérales de structure du MHT le long de la chaîne (Berger et al., 2004 ; Robert et al ; 2011 ;

Coutand et al., 2014). Le MHT semble être constitué d'une géométrie en rampe-plat-rampe, avec des variations latérales dans la localisation, la profondeur et le pendage des deux rampes (Avouac, 2003 ; Jouanne et al., 2004 ; Schulte-Pelkum et al., 2005).

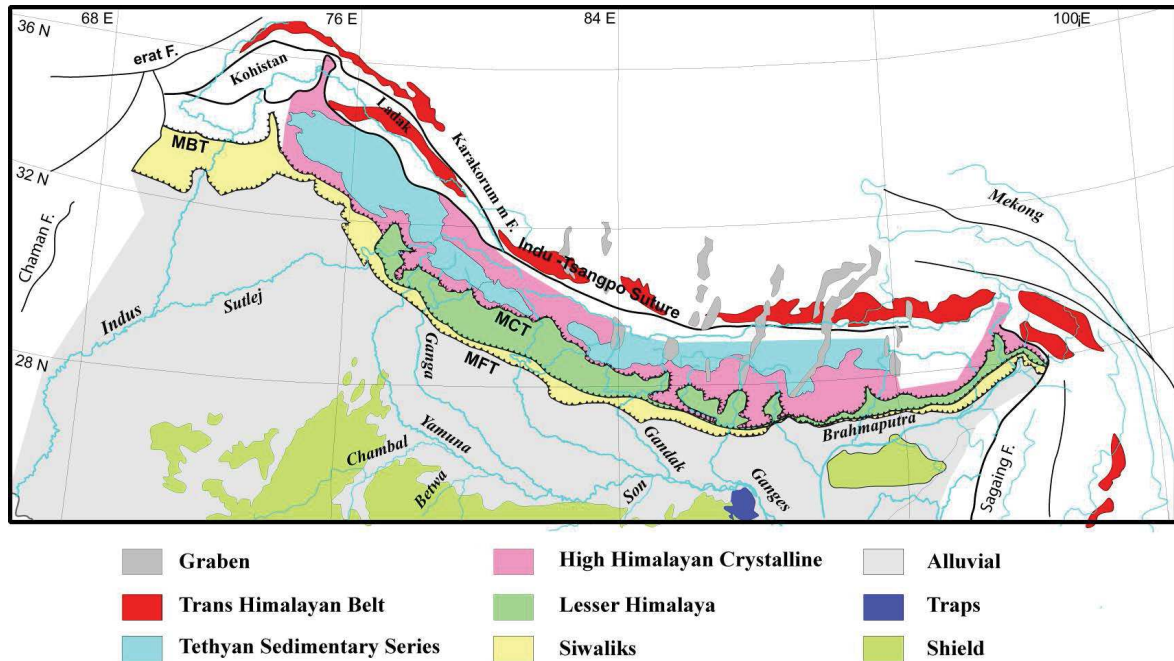


Figure 11 : Géologie générale et simplifiée de la chaîne himalayenne ; d'après Galy (1999) et Robert (2008)

L'unité litho-tectonique la plus au Nord est constituée par les séries sédimentaires téthysiennes (« Tethyan Sedimentary series », TSS). Présentes dans la partie sud du plateau tibétain et délimitée au Nord par la suture Yarlung-Tsangpo séparant l'Inde de l'Asie, et au Sud par le « South Tibetan Detachment », les lithologies et stratigraphies des séries téthysiennes varient le long de l'orogène. Elles sont composées de roches silico-clastiques et carbonatées d'âge Protérozoïque à Eocène intercalées avec des roches volcaniques d'âge Paléozoïque et Mésozoïque (Garzanti et al 1986 ; Gaetini et Garzanti, 1991).

Le STD, actif jusque dans la première partie du Miocène (Burchfiel et al 1992 ; Kellet et al 2013), sépare les séries téthysiennes de l'unité appelée Haute Himalayenne (« Greater Himalayan Sequence », GHS ou « High Himalayan Crystalline Rocks » ; HHC). Cette unité est composée de roches à haut degré métamorphique, dérivées de la croûte indienne. Dans cette même unité et pour la plupart concentrés au nord, des leucogranites d'âge Miocène ont été décrits le long de la chaîne (Gansser, 1964 ; LeFort, 1975 ; Guillot et al 1993, Parrish and Hodges, 1996).

La « Main Central Thrust Zone » (MCTZ) délimite l'unité Haute Himalayenne (GHS) au Sud. Elle est définie comme une zone de cisaillement ductile d'une largeur variant de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres (Le Fort, 1975).

Le compartiment inférieur du MCT est constitué des séries du Moyen Pays ou du bas Himalayen (« Lesser Himalayan Sequence », LHS). Cette unité composée de roches métasédimentaires à faible degré métamorphique (faciès schiste vert) est exposée le long de l'Himalaya, souvent dans des fenêtres tectoniques. Elle peut être subdivisée en deux sous-unités séparées par une discordance (Upreti, 1999). La partie inférieure (« Lower Lesser Himalaya ») est constituée de roches sédimentaires volcano-clastiques et d'orthogneiss d'âge Paleo-Proterozoïque à Meso-Proterozoïque (Le Fort, 1975). L'unité supérieure (« Upper Lesser Himalaya ») est constituée principalement de phyllite et marbre associés à des quartzites, d'âge Néo-Protérozoïque à Paléozoïque, des séries Mésozoïque du Gondwana (Gansser, 1964) et de séries tertiaires (Paléocène-Eocène).

Le « Main Boundary Thrust » (MBT) sépare les roches du Moyen Pays des formations sub-himalayennes (Siwaliks) constituées de dépôts de bassin d'avant-pays d'âge Miocène à Quaternaire. Le groupe des sédiments Siwaliks est constitué d'une alternance de grès, d'argiles et de conglomérats et est subdivisé en trois unités en fonction de leurs lithologies. Le domaine des Siwaliks a une largeur variable le long de la chaîne, de 40 km au Népal contre quelques kilomètres seulement au Bhoutan.

Enfin, le chevauchement le plus récent et le plus externe à la chaîne, le « Main Frontal Thrust » (MFT) sépare les Siwaliks des sédiments quaternaires du bassin d'avant pays de la plaine du Gange et du Brahmapoutre. Le MFT délimite ainsi le front de la chaîne himalayenne. Le MFT s'est initié il y a environ 2 million d'années pour l'Himalaya central (Mugnier et al., 2004 ; van der Beek et al., 2006), est sismiquement actif (Lavé et al., 2005 ; Mugnier et al., 2013) et aurait un rôle majeur dans le développement et la répartition des dépôts quaternaire de la plaine du Gange (Pati et al., 2011).

Les dépôts quaternaires sont caractérisés au front de la chaîne par des cônes alluviaux décrits comme alternativement des mégafans ou des interfans suivant leur caractéristiques (Decelles et Cavazza, 1999). Les mégafans sont des dépôts fluviaux qui se différencient des cônes alluviaux par leur importante taille (10 000 à 100 000 km²), leur faible pente (entre 0.1 et 0.01°), leur processus de dépôt et la variabilité de leurs faciès sédimentaires; avec une partie proximale à matériel grossier et une partie distale plus fine (Stanistreet and McCarthy, 1993; Singh et al., 1993 ; DeCelles et Cavazza, 1999). Plusieurs mégafans se sont développés dans

la plaine du Gange et du Brahmapoutre, en aval des reliefs himalayens des Siwaliks. D'Ouest en Est, les rivières qui ont construits de telles accumulations sédimentaires sont la Yamuna-Ganga, la Sarda, la Gandak, la Kosi, et la Tista (Figure 12).

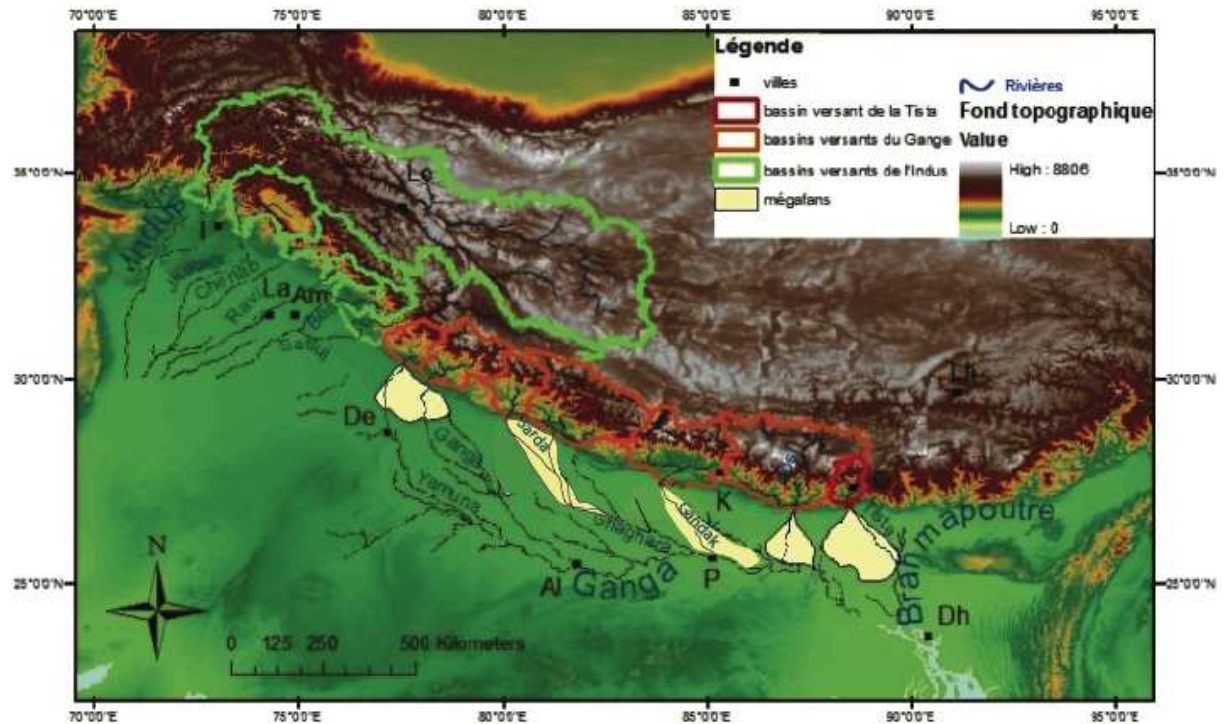


Figure 12 : Carte représentant les mégafans himalayens modernes de la plaine du Gange (en blanc) et leur bassin versant (en orange), modifiée d'après Chelalou (2011). Le mégafan de la Tista est le mégafan le plus oriental, et possède un petit bassin versant (en rouge). La rivière de la Tista prend ses sources dans le Sikkim (Inde) et se jette dans le Brahmapoutre.

II. Partie 2 : Le bassin versant de la Tista

Introduction

La zone d'étude correspond au bassin versant de la Tista de sa source à l'extrême Nord du Sikkim (Inde) jusque dans la plaine, à sa confluence avec le Brahmapoutre au Nord du Bangladesh (Figure 13). On distinguera ainsi le long de la rivière deux sections avec des caractéristiques géomorphologiques, climatiques et sédimentologiques bien différentes: le Sikkim, région montagneuse faisant partie de la chaîne himalayenne ; et la plaine caractérisée par des dépôts fluviaux quaternaires s'étendant depuis le front de montagne jusqu'à la confluence avec le Brahmapoutre. Comme expliqué dans l'introduction, notre étude se limite à la partie indienne du mégafan de la Tista.

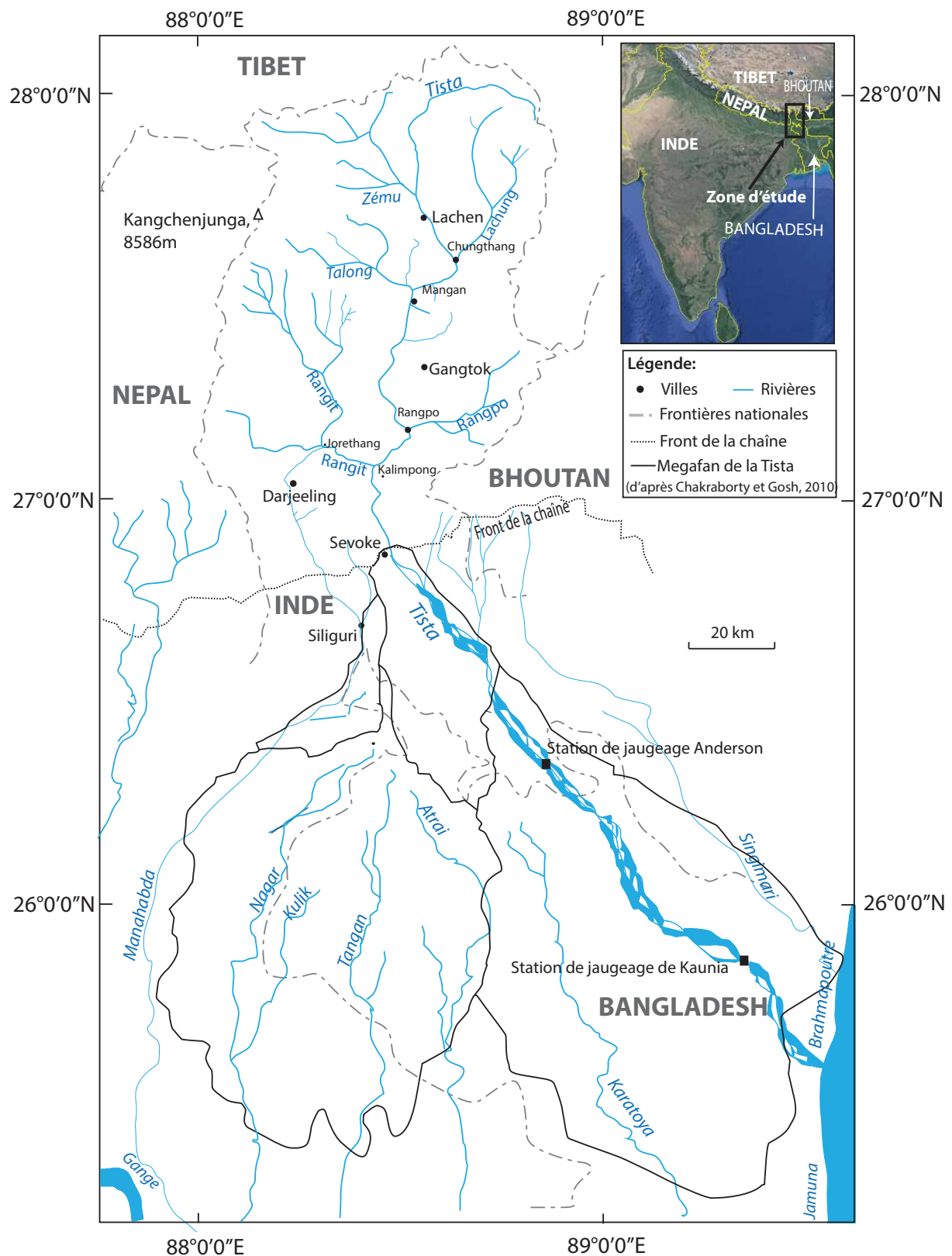


Figure 13 : Le bassin versant de la Tista depuis sa source à la confluence avec le Brahmapoutre. Les stations de jaugeage où ont été mesurés les valeurs de débit sont représentées par des carrés noirs. Les lignes noires délimitent les différents lobes du mégafan tels que distingués par Charkraborty et Gosh (2010 ; voir section III).

II.1. La Tista

La Tista est la principale rivière drainant le Sikkim et l'un des principaux affluents du Brahmapoutre. Elle prend sa source au Nord du Sikkim, à proximité de la frontière avec le Tibet dans le lac Lamo Cho à 5320 mètres d'altitude. Elle s'écoule ensuite sur 200 km à travers cette région montagneuse avant de traverser le front de la chaîne puis la en direction du Brahmapoutre. La Tista se distingue d'autres rivières himalayennes par ses aspects hydrologiques et géomorphologiques particuliers décrits ci-dessous.

De part ces capacités hydrauliques importantes, la Tista fait l'objet d'un projet d'envergure avec la construction de plusieurs barrages aboutis et de nombreux autres prévus sur son cours. Cette anthropisation de la rivière affecte son débit, mais aussi le transport des particules d'amont en aval. Il est important de prendre en compte ce paramètre lors de l'interprétation des résultats issus d'analyses d'échantillons collectés pendant et après la construction des barrages.

II.1.1. Caractéristiques hydrologiques

La Tista possède de nombreux affluents dans son bassin versant montagneux (le Sikkim). Ils sont par contre restreints au front de la chaîne dans la plaine alluviale (Figure 13). Au Sikkim, le réseau de drainage de la Tista est asymétrique. A l'Ouest de la Tista, les affluents sont des rivières importantes avec de grands bassins versants incluant à leur source des glaciers importants, dont ceux du massif du Kangchenjunga. Les affluents à l'Est de la Tista sont pour la plupart plus petits et drainent des bassins versants ainsi que des domaines enneigés plus restreints. Au total, dans cette étude et d'après les travaux de Krishna et al. (2005), 250 km² de glaciers ou de domaines enneigés permanents ont été cartographiés. La fonte des neiges participant de manière significative au bilan annuel du débit de la Tista, les affluents à l'Ouest de la rivière doivent contribuer plus fortement que ceux situés à l'Est dans ce bilan (Krishna et al., 2005).

Le débit de la Tista a été enregistré dans deux stations de jaugeage sur une période de 10 ans (1965-1975) avant la construction des barrages qui parsèment aujourd'hui le cours de la rivière et qui biaisent les mesures. Les données sont disponibles en ligne sur le site du SAGE (<http://www.sage.wisc.edu/riverdata>). La station la plus en amont se trouve au niveau du pont d'Anderson à 80 km du front de montagne (Figure 13) et enregistre un débit annuel moyen de

609 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Du fait de la forte saisonnalité, le débit de la Tista fluctue remarquablement au cours de l'année, oscillant entre des valeurs mensuelles de 130 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ en saison sèche à 1500 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ en saison humide. La deuxième station de jaugeage se trouve près de Kaunia au Bangladesh à quelques kilomètres de la confluence de la Tista avec le Brahmapoutre. Le débit annuel moyen enregistré s'élève à 896 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ avec des variations mensuelles saisonnières de 125 à plus de 2000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Les variations de débit mesurées indiquent une augmentation importante le long de la rivière, dans son dernier tronçon de plaine. Or entre les stations de jaugeage utilisées la Tista ne possède aucun affluent majeur pouvant influencer son débit. Cette augmentation doit donc être alimentée par les nappes souterraines et les précipitations intenses en saison humide. Cependant, les données des deux stations ne se chevauchent pas dans le temps, et la variabilité interannuelle du débit peut être importante. Il faut donc prendre des précautions en comparant les données de débit en front de chaîne et en aval de la rivière. Le calcul de l'écoulement spécifique de la Tista au front de la chaîne et au niveau de sa confluence avec le Brahmapoutre d'après les données de Galy (1999) indique également une augmentation d'amont en aval de la rivière. Par ailleurs, la Tista fait partie des rivières du flanc sud de la chaîne himalayenne ayant sur la totalité de son bassin versant (Sikkim et plaine alluviale), un des écoulements spécifiques des plus élevés.

Il existe une relation empirique qui montre une corrélation positive entre le débit et les concentrations en Matières En Suspension (MES) des rivières (Van Rijn, 1984). Cependant, cette relation présente une forte variabilité attribuée à des variations de disponibilités des particules (Bronsdon et Naden, 2000). Cet effet est valable dans la chaîne himalayenne où, au cours d'une mousson, les premiers pics de débits sont associés à des charges en MES plus importantes que pour des débit similaires en fin de mousson (Andermann et al., 2012 ; Burbank et al., 2012). Les MES peuvent avoir différentes origines : naturelle par l'érosion des sols et l'altération des roches ou anthropique due au rejet d'eaux usées ou à l'érosion des sols cultivés. Il est donc intéressant d'observer les variations de flux de MES dans les rivières pour évaluer et comparer leur capacité d'érosion et de transport des particules d'amont en aval.

J'ai reporté dans la Figure 14 les flux de Matière en Suspension annuels des principales rivières de la plaine du Gange et du Brahmapoutre d'après les données de Galy (1999) et des références reportées dans son manuscrit. Les périodes de mesures ne se recoupent pas dans le temps, or il existe une grande variabilité inter et intra-annuelle dans les flux de MES.

Il est intéressant de noter que la somme des flux annuels de MES de six affluents du Brahmapoutre (831×10^6 t/an) est bien supérieure à son flux total annuel (505×10^6 t/an). Si ces valeurs sont représentatives de la rivière, cette perte de MES transportés par le Brahmapoutre

peut-être interprété en termes de stockage dans la plaine alluviale. Inversement, le flux annuel total du Gange (438×10^6 t/an) est supérieur au flux annuel des affluents étudiés (354×10^6 t/an). Comme le flux annuel de MES n'a pas été mesuré pour tous les affluents, cette différence de valeur n'est pas interprétable. Cependant les mesures faites en amont et en aval de mêmes rivières par exemple, la Kosi, peuvent donner des informations sur la dynamique de transport ou de dépôt (la Kosi) des MES si les rivières ne disposent pas d'affluents importants.

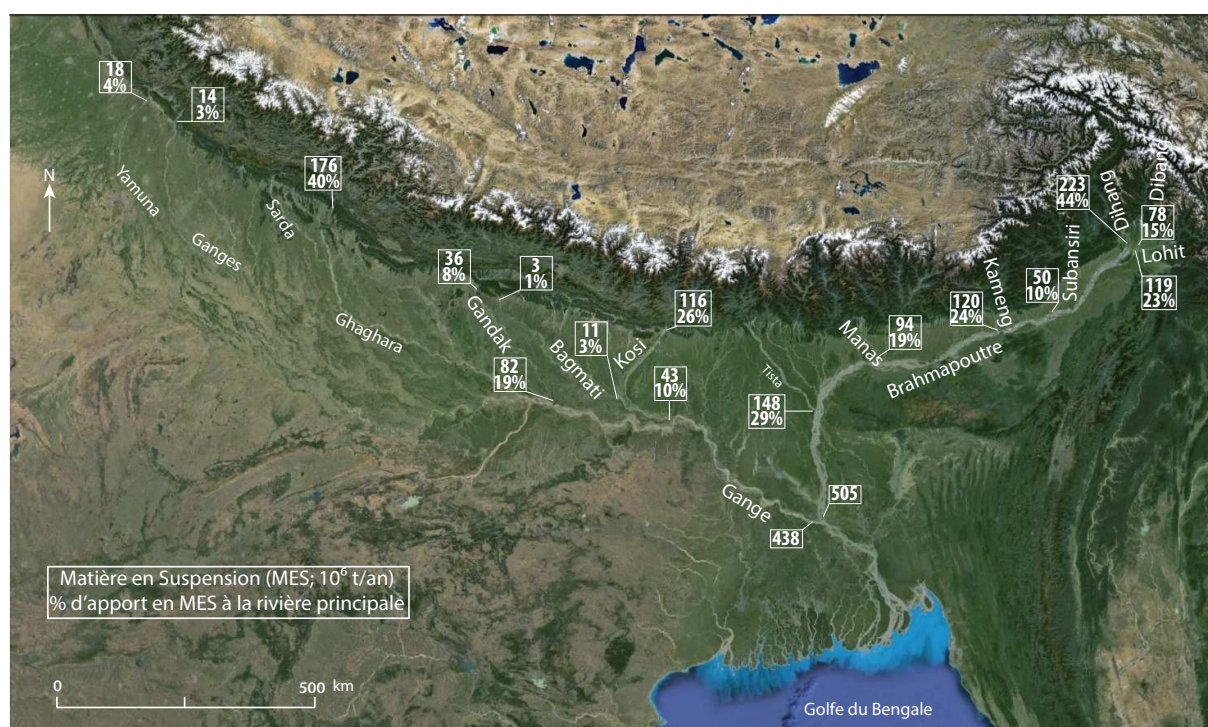


Figure 14 : Flux annuels de Matière en Suspension pour le bassin du Gange et du Brahmapoutre exprimés en 10^6 t/an ; d'après les données de Galy (1999) et ses références. Sous le flux de MES est indiqué le pourcentage non normalisé d'apport en MES pour la rivière principale, c'est-à-dire le Gange ou le Brahmapoutre

La rivière de la Tista possède un flux annuel de matière en suspension de 148×10^6 t.an⁻¹ sur l'ensemble de son bassin versant, c'est-à-dire jusqu'à sa confluence avec le Brahmapoutre (Figure 14; Goswami, 1985). Ce flux annuel est très supérieur à celui des rivières himalayennes tributaires du Gange, respectivement de 10 à 82×10^6 t.an⁻¹ pour les rivières Ram Ganga et Gandak (Sinha et Friend, 1984). La Tista fait également partie des rivières himalayennes ayant le plus fort flux annuel de MES des affluents du Brahmapoutre avec la

Dihang² ($198 \text{ à } 247 \times 10^6 \text{ t/an}$) et la Manas ($35 \text{ à } 153 \times 10^6 \text{ t/an}$). La Tista se dénote donc des autres rivières himalayennes par un débit, un écoulement spécifique, et un flux de matières en suspension particulièrement élevé.

II.1.2. Géomorphologie

La Tista depuis sa source au lac Lamo Cho à 5320m d'altitude, s'écoule avec une faible pente vers l'Ouest sur 20 km avant de s'orienter vers le Sud. La Tista traverse le Sikkim en 200 km et débouche dans la plaine à une altitude de 150 m (Figure 15). La Tista s'écoule sur 155 km dans la plaine sous forme de rivière en tresse, avant de se jeter dans le Brahmapoutre. La Rangit et la Zému sont les deux affluents de la Tista prenant leur source dans le massif du Kangchenjunga. On note une rupture de pente importante dans la Tista, d'en amont de sa confluence avec le Zému jusqu'à sa confluence avec le **X**. Dans ce tronçon à forte pente, la rivière traverse le Main Central Thrust.

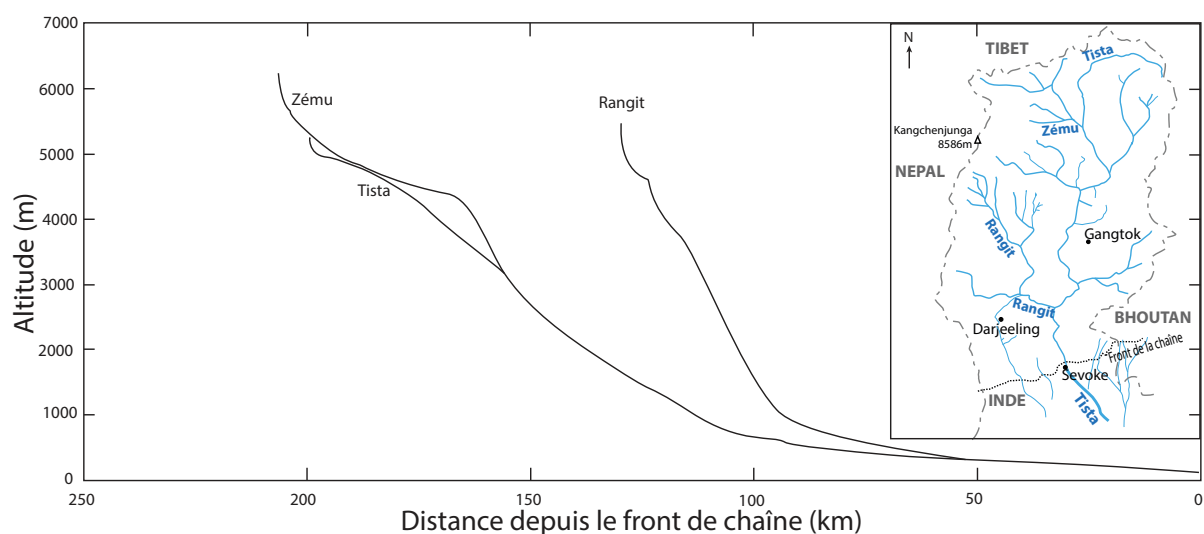


Figure 15 : Profil d'altitude de la Tista et de deux affluents majeurs drainant le massif du Kangchenjunga : la Zému et la Rangit. Sur la droite, le réseau hydrographiques simplifié du Sikkim.

II.2. Le Sikkim

Le Sikkim est une enclave montagneuse indienne bordée à l'Ouest par le Népal, au Nord par le Tibet et à l'Est par le Bhoutan. Avec comme capitale la ville de Gangtok, c'est l'état le moins densément peuplé d'Inde avec 86 habitants au kilomètre carré. Ancien royaume annexé

² Le Brahmapoutre possède plusieurs noms sur différentes portions de son cours. L'appellation « Yarlong Tsangpo » correspond au Tibet, « Dihang » ou « Siang » en Inde pour la partie montagneuse et l'entrée dans la plaine, « Brahmapoutra » dans la plaine de l'Assam, et « Jamuna » à son entrée au Bangladesh.

par l'Inde en 1975, le Sikkim est majoritairement peuplé de Népalais. La population d'origine, les Lepchas, constituant aujourd'hui 15% de la population l'appellent dans leur dialecte local issu des langues tibéto-birmanes « Nye-mae-el », qui a pour signification « paradis ». Actuellement, l'Etat du Sikkim base son économie sur l'agriculture par la culture du riz et du thé introduits par les britanniques.

Administrativement, l'état du Sikkim est délimité au Sud par les villes de Kalimpong et de Darjeeling, faisant partie de l'état du West Bengal. Dans cette étude, nous référençons le Sikkim comme l'ensemble de la région montagneuse drainée par la Tista, c'est à dire jusqu'à la ville de Sevoke au front de la chaîne.

II.2.1. Topographie

Le Sikkim sur une surface totale de 8033 km² possède une altitude moyenne de 3161 m. Le Kangchenjunga, troisième sommet au monde culmine à 8586 m à la frontière avec le Népal.

Comme évoqué précédemment (cf. chapitre 1 paragraphe II.3), le Sikkim se trouve à la transition entre deux types de topographie caractéristiques de la chaîne himalayenne. Le Népal central est caractérisé par deux zones de reliefs importants séparés par des sauts topographiques alors que l'évolution du relief au Bhoutan est plus régulière (Duncan et al., 2003 ; Bookhagen et Burbank, 2006).

La région du Sikkim est caractérisée par une topographie en deux étapes avec un saut topographique moins marqué qu'au Népal Central et une augmentation progressive du relief (Figure 16).

II.2.1. Climat

Comme expliqué dans la section II.3. de la Partie I (*Répartition des précipitations modernes*), le flanc sud de la chaîne Himalayenne est soumis au régime saisonnier de la mousson. Le Sikkim est caractérisé par de fortes précipitations au front de chaîne correspondant à la première bande observée tout au long de l'Himalaya (Figure 17). Une incursion des fortes précipitations est observée dans le Sikkim oriental et migre vers l'Ouest au front du deuxième saut topographique en Himalaya central.

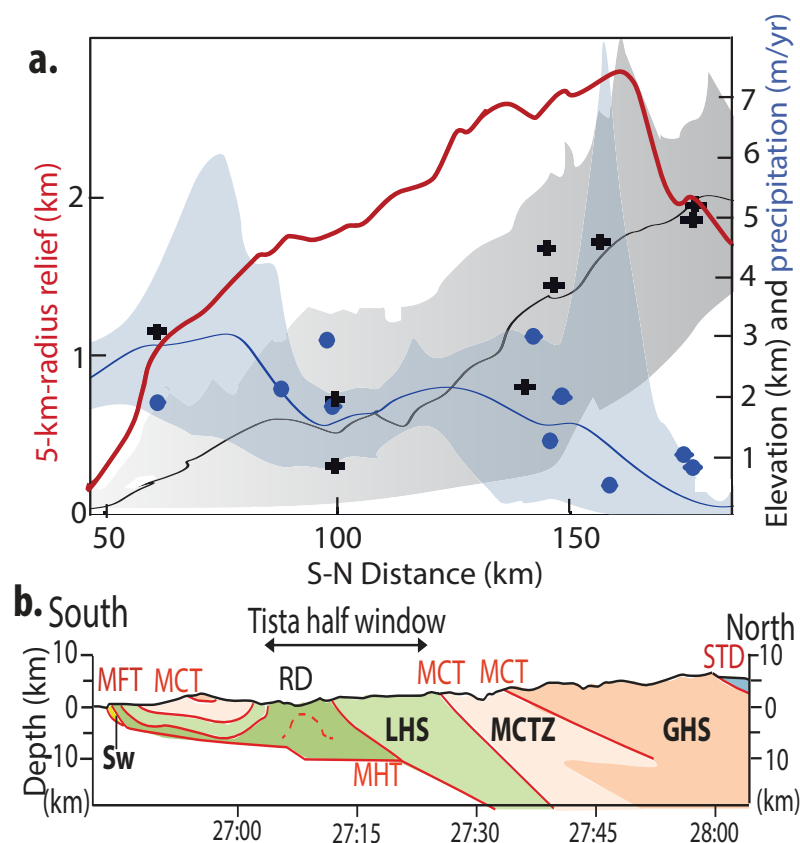


Figure 16 : a. Relief, topographie et précipitations moyennes annuelles de la région du Sikkim modifié d'après Bookhagen et Burbank (2006). Les points indiquent l'altitude et les précipitations moyennes des bassins versants échantillonnés et décrits dans le chapitre X et des bassins versants échantillonnés. b. Coupe géologique du Sikkim modifiée d'après Kellet et al., (2013).

Les précipitations moyennes annuelles pour l'ensemble du bassin versant montagneux de la Tista, c'est-à-dire le Sikkim, atteignent 1870 mm/an (Bookhagen and Burbank, 2006 ; cette étude). Le maximum de précipitations est localisé dans le Sud-Est du Sikkim (3000 mm/an) et décroît jusqu'à des valeurs inférieures à 1000 mm/an dans le Nord du Sikkim. Dans la plaine alluviale, les fortes précipitations sont concentrées au front de la chaîne à l'apex du megafan avec des valeurs moyennes de 4070 mm/an. Dans les parties plus distales du megafan les moyennes annuelles des précipitations oscillent entre 1000 et 2000 mm/an.

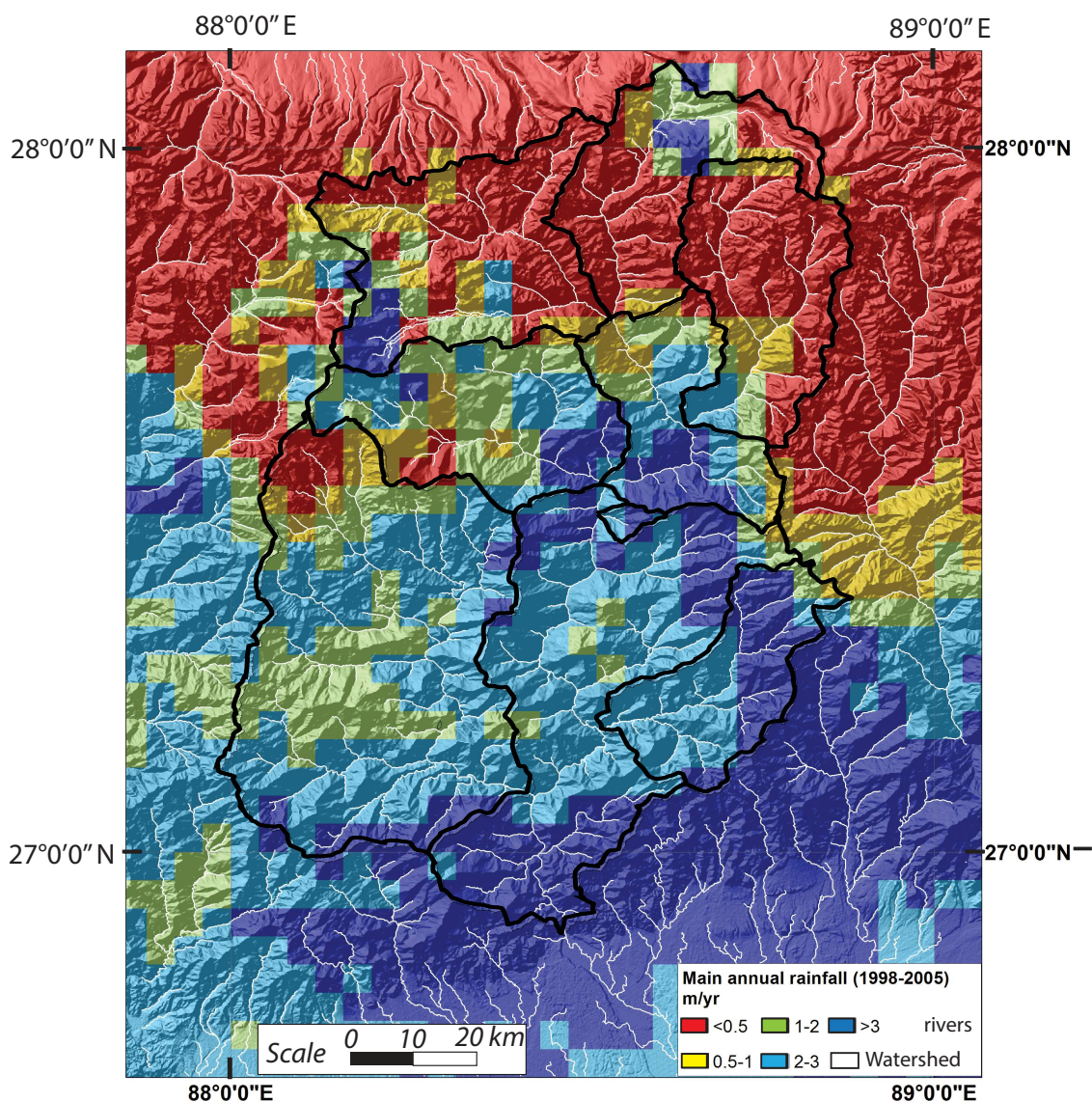


Figure 17 : Répartition des précipitations modernes au Sikkim. Les lignes noires délimitent les bassins versants échantillonnés et décrits dans le chapitre X

II.2.2. Géologie

Le Sikkim est composé de toutes les structures et unités litho-tectoniques typiques de l'Himalaya et décrites dans la section IV de la partie I (« Géologie de l'Himalaya »). Cette région présente cependant quelques spécificités décrites ci-après du Nord vers le Sud (Figure 18). Les séries sédimentaires téthysiennes sont présentes sur seulement 2% du territoire. Des roches de type schiste et phyllite équivalentes à la formation Chekha au Bhoutan sont - décrites dans le toit du « South Tibetan Detachment » (Kellet et al 2010 ; 2013). Cette formation, d'âge probablement fin Protérozoïque à Ordovicien, est latéralement équivalente aux séries de l'Everest, aux formations « North Col » dans l'Est du Népal, « Annapurna

Yellow formation » au Népal central et au groupe Haimanta au nord Ouest de l'Inde (Lombardo et al., 1993; Carosi et al., 1999; Searle et al 2003; Myrow et al 2009).

L'unité du Haut Himalaya contient au niveau du massif du Kanchenjunga et dans le compartiment inférieur du STD au Nord-Est du Sikkim des leucogranites miocènes (Searle et Szulc, 2005 ; Kellet et al 2014).

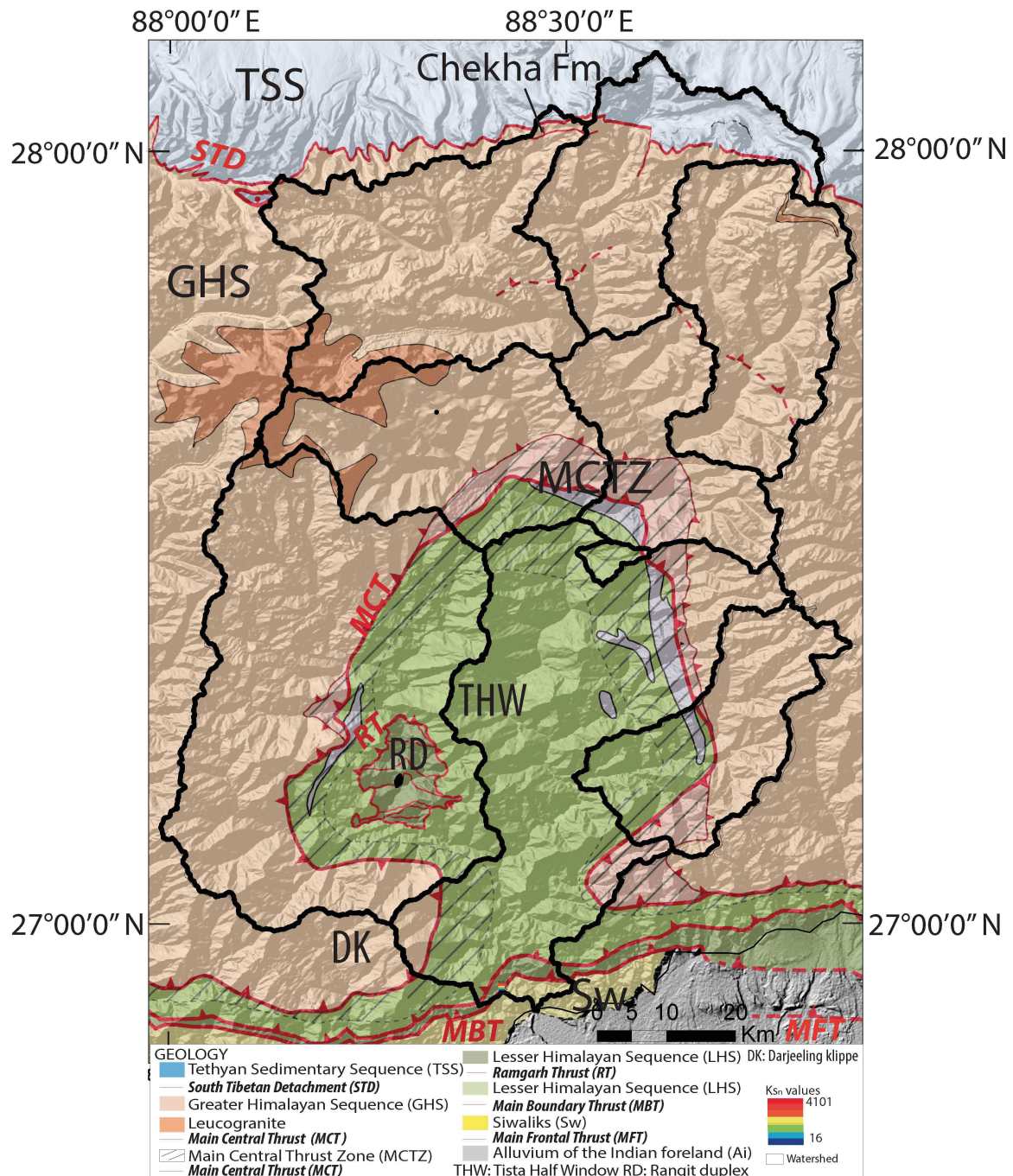


Figure 18 Géologie du Sikkim ; modifiée d'après Kellet et al. (2014). Les accidents tectoniques (traits rouges) et les différentes unités lithotectoniques sont représentés. Les lignes noires correspondent au bassin et sous-bassins versants du Sikkim échantillonnés.

Le Moyen Pays est quant à lui, exposé dans la demi fenêtre tectonique de la Tista (« Tista half-window »). Comme à d'autres endroits le long de la chaîne himalyenne, les roches du Moyen-Pays forment un duplex important connu sous le nom du Duplex de Rangit ou « Rangit Duplex ». Il est délimité au toit par le chevauchement Ramgarh (Bhattacharyya and Mitra, 2009; Mitra et al., 2010) et expose les roches proterozoïques- paleozoïques de l'unité supérieure du Moyen Pays. Le chevauchement de Ramgarh apparaît également en aval du Sikkim (Gansser, 1964; Mukul , 2000; Dasgupta et al ., 2004; Bhattacharyya and Mitra, 2011).

Au sud de la fenêtre tectonique de la Tista, les roches à haut degré métamorphique du Haut Himalaya sont exposées dans la klippe de Darjeeling à quelques kilomètres du front de la chaîne (Mitra et al., 2010).

Enfin, les Siwaliks sont présents de manière significative au Sud-Ouest du Sikkim mais voient leur proportion diminuer jusqu'à disparaître au Sud-Est de la région.

II.2.3. Tectonique active au Sikkim

Des enregistrements GPS des années 2000 à 2006 entre les stations permanentes de Bangalore en Inde et Lhasa au Tibet documentent un taux de convergence de $12.2 \pm 0.3 \text{ mm.an}^{-1}$ dont 4 mm.an^{-1} semblent être accommodés dans la fenêtre tectonique de la Rangit (Mukul et al. 2010). Ce taux semble plus faible que ceux mesurés ailleurs en Himalaya de l'ordre de 20 mm.an^{-1} (Bilham et al., 2001 ; Jade et al., 2007), mais ces mesures sont à prendre avec précaution car on ne sait pas si elles sont représentatives de la déformation à long-terme ou expriment une déformation intersismique instantanée.

Le Sikkim est une zone à fort aléa sismique. Cette région est affectée par de fréquents tremblements de Terre de magnitude modérée ($M_w > 4.5$) dont les épicentres se concentrent majoritairement dans la fenêtre tectonique de la Tista et qui se manifestent entre le MBT et le MCT (Hazarika et Kumar, 2012; Mukul, 2010). Mukul (2010) décrit ainsi la tectonique active du Sikkim comme caractérisant une déformation hors séquence focalisée dans le Moyen-Pays.

Tout au long de la zone la plus externe de la chaîne, le Main Frontal Thrust (MFT) est actif (Lavé et Avouac, 2000 ; Mugnier et al., 2013). Plusieurs études paléo-sismiques ont mis en évidence le long du MFT des séismes historiques majeurs avec des magnitudes de l'ordre de $M_w=8.0$ à l'Est du Népal (Sapkota et al., 2013), au West Bengal (Kumar et al., 2010) et au

Bhoutan (Berthet et al., 2014). Mullick et al., (2009) ont calculé dans le West Bengal un taux de convergence actuel de $11.1 \pm 1.5 \text{ mm.an}^{-1}$ accommodés par quatre branches du MFT. Ce chevauchement délimite le front de la chaîne himalayenne, mais sa trace n'est pas toujours marquée en Himalaya oriental. Il peut cependant s'exprimer ponctuellement par le biais de discontinuités ou d'escarpements dans les dépôts quaternaires. Une étude récente menée par Kar et al. (2014) sur le cône alluvial Matiali, à une vingtaine de kilomètres à l'Est du megafan de la Tista met en évidence des déformations de surface tardives associées au jeu du MFT. Des études sédimentologiques (Chakraborty et Gosh, 2010) ainsi que nos observations de terrain menées sur le megafan de la Tista, ne signalent pas de déformations similaires à celle du cône Matiali. De même, aucune étude démontrant le potentiel rôle d'une des branches du MFT sur la formation et le développement du megafan de la Tista n'a été conduite.

II.3. Le mégafan de la Tista

Le mégafan de la Tista se trouve au pied du Sikkim. Il s'étend sur $16\,500 \text{ km}^2$ entre la région indienne du West-Bengal et le Nord du Bangladesh (Figure 13). Bien que possédant de nombreuses particularités comparés aux autres mégafans et particulièrement ceux de la plaine du Gange et du Brahmapoutre, le mégafan de la Tista n'a fait l'objet que de rares études, pour la plupart sédimentologiques (Chakraborty et Gosh, 2010).

II.3.1. Caractéristiques du mégafan de la Tista

Le mégafan de la Tista s'étend entre l'Inde et le Bangladesh. C'est le mégafan le plus oriental dans la chaîne himalayenne. L'apex a été profondément incisé par la Tista et correspond au front de montagne. Les parties plus distales du mégafan sont très peu incisées (quelques mètres) et sa terminaison coïncide avec la confluence de la Tista avec le Brahmapoutre. Il est limité à l'Ouest et à l'Est par les rivières Manahabda et Tista (Figure 13). Il est caractérisé par sa faible pente ($<0.19^\circ$; Chakraborty et Gosh, 2010), et un drainage radial. Le mégafan de la Tista possède de nombreuses singularités géomorphologiques et sédimentologiques listées ci-dessous, qui interrogent sur les mécanismes à l'origine de sa formation et de son développement.

- (1) Le mégafan de la Tista possède une superficie de $16\,500 \text{ km}^2$ et un bassin versant intra-montagneux actuel deux fois plus petit, de $8\,000 \text{ km}^2$. Ces tailles sont disproportionnées comparativement aux mégafans modernes de la plaine du Gange drainés par les rivières Yamuna-Ganga, Sarda, Gandak et Kosi.

- (2) L'apex du mégafan a été profondément incisé par la rivière mettant à l'affleurement près de 50 m de dépôts majoritairement sableux (Figure 19 a. et b.). Cette dynamique d'incision est singulière car la Kosi, 150 km plus à l'Ouest, est toujours en aggradation (Chakraborty et al. 2010).
- (3) Le caractère sableux des dépôts du mégafan au front de chaîne est particulier car il ne répond pas au schéma classique des dépôts proximaux constitué de matériaux grossiers (DeCelles et Cavazza, 1998). De plus, en front de chaîne les dépôts modernes du lit de la rivière sont différents de ceux du mégafan car constitués de galets et d'îlots sableux (Figure 19 a. et c.). Aucun bassin développé en amont du front de la chaîne pouvant expliquer le classement du matériel exporté vers la plaine (Densmore et al., 2015) n'existe au Sikkim.
- (4) Le réseau de drainage au front de la chaîne ne montre pas de variation latérale importante contrairement aux autres mégafans himalayens modernes (Gupta, 1997).

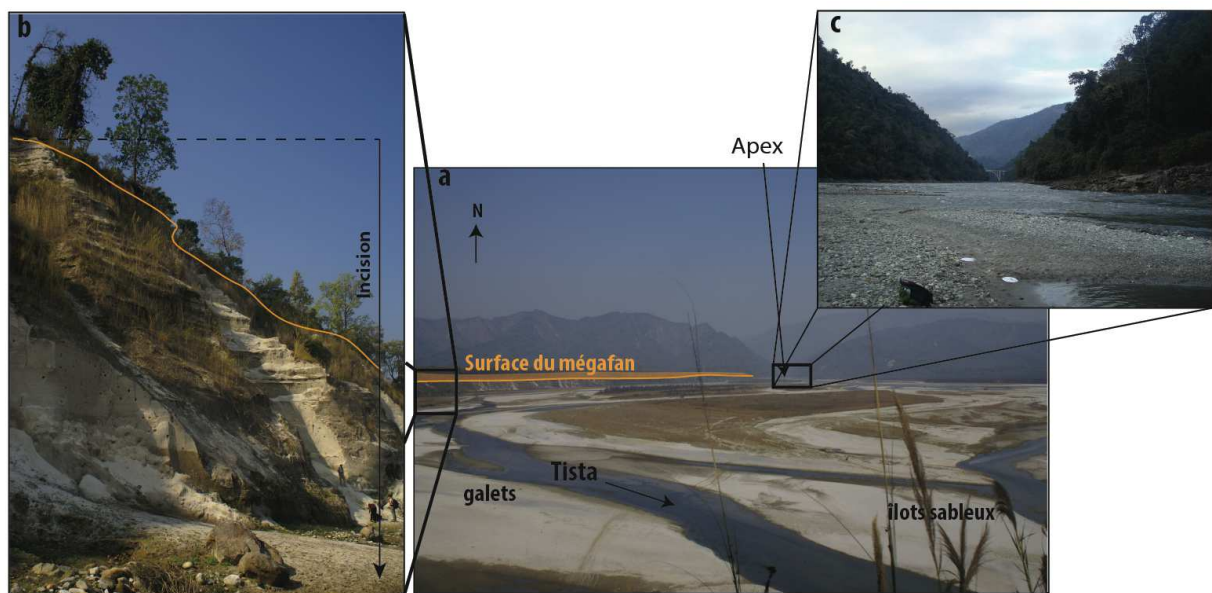


Figure 19 : Photos du mégafan et de la Tista. a) Photo prise sur la surface du mégafan à environ 6 km de l'apex. On voit les dépôts incisés du mégafan sur la gauche de la photo. Le lit de la Tista est constitué de bancs de galets et d'îlots sableux. Les 2 rectangles noirs indiquent le lieu de prises des photos b. et c. b) Zoom sur les dépôts incisés du mégafan mettant à l'affleurement des dépôts essentiellement sableux. En bas à droite de la photo, un groupe de personne permet d'estimer la taille de l'affleurement (40-50m). c) Photo au front de la chaîne du lit de la Tista essentiellement constitué de galets. Le sac à dos en bas à gauche de l'image sert d'échelle.

II.3.1. Développement du mégafan

Chakraborty et Gosh (2010) ont décrit le mégafan de la Tista comme possédant trois lobes et en proposent une chronologie relative basée sur la reconnaissance, à partir d'images satellites,

de recoupements du réseau de drainage passé et actuel et des profils d'altitudes à partir d'un modèle numérique de terrain. Cependant ni la chronologie précise, ni les mécanismes à l'origine de la formation et de l'incision du mégafan n'ont été documentés. Ces auteurs considèrent que le lobe à l'Est, drainé actuellement par la Tista, est le lobe le plus ancien. La rivière aurait ensuite migré vers l'Ouest pour former le lobe le plus à l'Ouest avant de se déplacer à nouveau vers l'Est et former le lobe le plus proximal actuellement incisé de plus de 40 m.

Par ailleurs, des cartes historiques datant de la fin du XVIII^{ème} et du début du XIX^{ème} siècle semblent indiquer que le Sikkim était drainé par la Manahabda, l'Atrai et la Karatoya (Figure 10) qui sont actuellement des affluents du Gange. La Tista est représentée sur ces cartes, comme une petite rivière prenant naissance dans la plaine alluviale.

Chapitre 2 : Méthodologie

Afin de répondre aux problématiques posées dans cette étude, j'ai mis en place une stratégie scientifique regroupant divers outils d'analyses. Tous les outils décrits dans ce chapitre le sont aussi dans les chapitres 3, 4 et 5, écrits dans un format près pour publication.

Dans cette partie, j'évoquerai les outils d'analyse et de mesure de la morphologie au Sikkim et dans le mégafan. Puis, j'aborderai les aspects datation et calcul de taux d'érosion qui m'ont permis (1) de dater les dépôts du mégafan et des terrasses du Sikkim, (2) de dater le temps d'exposition des surfaces quaternaires dans le bassin versant et le mégafan, (3) de contraindre les taux d'érosion à l'échelle géologique et millénaire à travers tout le Sikkim.

Enfin, j'évoquerai les méthodes d'analyse qui m'ont permises de déterminer la provenance et d'estimer l'intensité de l'altération chimique ayant affecté des sédiments modernes du Sikkim et ceux du mégafan : la pétrographie, l'isotopie du Nd et du Sr et la composition chimique des sédiments en éléments majeurs et traces.

Table des matières

III.	Partie 1 : Caractérisation et analyse de la géomorphologie	59
III.1.	Caractéristiques géomorphologiques de la Tista au Sikkim	59
III.2.	Le mégafan de la Tista	60
IV.	Partie 2 : Datations des dépôts, des surfaces d'exposition dans le mégafan de la Tista et calcul des taux d'érosion au Sikkim	62
IV.1.	Stratégie d'échantillonnage	62
IV.2.	Datations par luminescence optique (IRSL)	64
IV.3.	Les nucléides cosmogéniques	65
IV.4.	La méthode des traces de fissions sur apatite	72
V.	Partie 3 : Provenance et altération chimique des silicates	74
V.1.	Etude pétrographique	74
V.2.	Isotopie du Néodyme et du Strontium	75
V.3.	Composition chimique en éléments majeurs et mineurs	76

III. Partie 1 : Caractérisation et analyse de la géomorphologie

III.1. Caractéristiques géomorphologiques de la Tista au Sikkim

Lors de cette étude, nous avons utilisé un Modèle Numérique de Terrain (MNT) d'une résolution de 90 m sous le logiciel de système d'Information Géographique ArcGIS. Les modèles numériques de terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) mis à disposition par la NASA recueillis au cours d'une mission en février 2000³.

Ce MNT a été utilisé conjointement aux modules hydrologiques du logiciel Topotoolbox (Schwanghart and Kuhn 2010) pour extraire les paramètres géomorphologiques de la zone d'étude tels que la délimitation des bassins versants et le calcul des altitudes, pentes et surfaces moyennes des bassins versants. Le MNT a également été utilisé pour calculer les superficies des glaciers présents au Sikkim (Krishna et al., 2005) afin de corriger le calcul des taux de production de ¹⁰Be nécessaire pour calculer les taux d'érosions modernes (cf. paragraphe IV.3.7.1). Les superficies obtenus pour les unités géologiques du Sikkim et le mégafan de la Tista ont servi aux calculs des bilans de flux de ¹⁰Be et de εNd.

L'analyse du profil des rivières permet notamment de détecter la présence de ruptures de pente majeures (ou « knickpoints ») où l'érosion peut être très importante. A partir d'un outil d'analyse de la géomorphologie des rivières (Stream Profiler, Wobus et al., 2006), nous⁴ avons calculé l'indice de pente « ks » ou « steepness index » qui peut s'exprimer comme :

$$k_s = S / A^{-\theta}$$

où A représente l'aire drainée en amont par la rivière, θ correspond à un indice de concavité et S à la pente locale de la rivière. Les valeurs de concavité des rivières peuvent montrer de grandes variations rendant difficile l'interprétation des indices k_s . Pour pouvoir comparer les rivières entre elles, on fixe un indice de concavité de référence ($\theta_{ref} = 0.45$) et on calcule un indice de pente normalisé (k_{sn}) pour chaque segment de rivière.

³ Site de téléchargement : <http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>

⁴ Ce calcul a été effectué durant un stage au laboratoire ISTerre par Morgane Berthon

Le calcul de cet indice a été fait dans la région du Sikkim pour la Tista et ses principaux affluents.

III.2. Le mégafan de la Tista

Nous avons effectué un log sédimentaire (Figure 20) de l’affleurement sur lequel nous avons effectué l’ensemble des échantillonnage pour les dépôt du mégafan de la Tista à l’apex.

III.2.1. Estimation du volume du mégafan

Afin d’évaluer la proportion de matériaux stockés dans mégafan de la Tista et d’estimer les flux sédimentaires durant sa période de croissance, j’ai fait une estimation de son volume.

Dans un premier temps, j’ai voulu imager la base du mégafan grâce à l’utilisation du bruit de fond sismique . Cette méthode de prospection géophysique est basée sur l’enregistrement de toutes les vibrations ambiantes autres que d’origine sismique, qui génèrent des vibrations dans le sol. Pour des milieux stratifiés plans, présentant un contraste d’impédance suffisamment grand, il est possible de caractériser les fréquences de résonance des couches et de caractériser ainsi leurs épaisseurs. Une phase de test réussie de la capacité des mesures de bruit de fond a été réalisée sur un site (Virville, France) à configuration équivalente en terme de faciès géologique, puis nous avons testé cette méthode sur le mégafan de la Tista. Malheureusement, la méthode s’est révélée infructueuse, probablement à cause d’une trop faible différence d’impédance entre les dépôts du mégafan et son substratum.

J’ai donc utilisé des profils d’altitude obtenus à partir d’un MNT pour estimer le volume minimal (dépassant de la plaine) du mégafan. L’âge estimé de la base du mégafan se trouve au niveau de la rivière acutelle, ce qui nous permet d’estimer correctement les flux sédimentaires sortant du Sikkim, J’ai établi des profils topographiques tous les 3-4 km au niveau de l’apex puis tous les 20 km sur la partie distale du mégafan, puis j’ai intégré la surface entre ces profils et le niveau de base du mégafan.

III.2.2. Dynamique d’incision du fan, utilisation du GPS cinématique

Le GPS cinématique, ou GPS RTK (Real Time Kinematic) est un outil de mesure de la topographie basée sur l’utilisation simultanée de plusieurs appareils de navigation satellitaire en orbite autour de la Terre (à plus de 20 000 km). S’il reçoit un signal d’au moins quatre satellites, un récepteur au sol peut calculer sa position par rapport aux satellites sources. Il est

également possible de corriger les données d'élévation acquises par le récepteur au sol grâce à un réseau de stations fixes.

Les instruments utilisés pour l'utilisation du GPS RTK sont : une station fixe (récepteur R7 avec une antenne Zéphyr 2) et une station mobile (récepteur R8) reliées par une radio (PDL 450) ainsi qu'un contrôleur (TSC2). La station fixe appelée « base » est équipée du kit radio permettant de travailler avec une distance base-mobile supérieure à 7 km. Cette station enregistre les données durant tout le temps d'acquisition des mesures, c'est-à-dire plusieurs heures. Sa position est donc considérée comme assez précise pour ne pas avoir à la recalculer à l'aide de stations permanentes. La deuxième station mobile utilisée sur le terrain, est fixée à une antenne et portée sur un sac à dos. Le contrôleur permet de contrôler l'ensemble de l'acquisition (type de levé, d'acquisition, d'antenne, de radio, etc.). Cet outil communique avec les récepteurs par Bluetooth. Ainsi, les données cinématiques sont traitées en temps réel et peuvent être affichées directement à l'écran avec un système d'exploitation Windows mobile. Les mesures ont été effectuées à haute fréquence à raison de 1 point tous les trois mètres avec une précision horizontale et verticale de l'ordre de quelques centimètres, puis filtrées.

Cet instrument a été utilisé pour cartographier plus précisément la surface du lobe proximal et des terrasses fluviales à l'apex du mégafan de la Tista afin de mieux comprendre sa dynamique d'incision. Ainsi, plusieurs profils ont été réalisés en deux jours consécutifs.

Afin de traiter les données obtenues, j'ai récupéré grâce au logiciel « Trimble access » incorporé dans le récepteur, les coordonnées géographiques et les altitudes (avec leurs erreurs respectives) des points de mesure. J'ai projeté ces points sur un profil correspondant au lit de la rivière dont l'orientation est N 135°E depuis un point d'origine situé dans la rivière proche de l'apex du mégafan au front de la chaîne. Les profils obtenus sont décrits dans le chapitre 4 (paragraphe VII.4.2, et Figure 30).

IV. Partie 2 : Datations des dépôts, des surfaces d'exposition dans le mégafan de la Tista et calcul des taux d'érosion au Sikkim

IV.1. Stratégie d'échantillonnage

Dans un premier temps, afin de contraindre la chronologie de formation et d'incision du mégafan par la rivière, nous avons échantillonné les trois lobes du mégafan de la Tista. Sur chaque affleurement, nous avons collecté un échantillon pour estimer l'âge de dépôt du sédiment (datation par luminescence), et nous avons échantillonné des profils verticaux (quatre à dix échantillons, espacés verticalement de cinq à dix centimètres) pour obtenir l'âge d'exposition des surfaces (nucléides cosmogéniques). Nous avons également échantillonné des terrasses se trouvant au niveau de l'apex du mégafan, à l'Est de la Tista et des terrasses se trouvant dans le Moyen Pays afin d'établir leur lien avec le mégafan et de mieux contraindre la dynamique entre le bassin versant et la plaine alluviale.

Dans un deuxième temps, afin de quantifier les variations spatiales et temporelles de l'érosion au sein du Sikkim par l'analyse des traces de fission sur apatite (échelle géologique) et la mesure des nucléides cosmogéniques (^{10}Be , échelle millénaire), nous avons collectés des sables modernes de la Tista et de ses principaux affluents. Les échantillons ont été collectés dans les bancs sableux, directement au contact du chenal actif. Pour chaque échantillon, 2 à 5 kg de sédiments ont été collectés, conditionnés dans des sacs en plastique étiquetés au nom de l'échantillon.

Localisation des échantillons

Les sédiments analysés dans cette étude ont été échantillonnés dans le bassin versant de la Tista et le mégafan qu'elle a formé au front de la chaîne. L'ensemble des échantillons utilisés dans cette étude a été localisé sur la Figure 20.

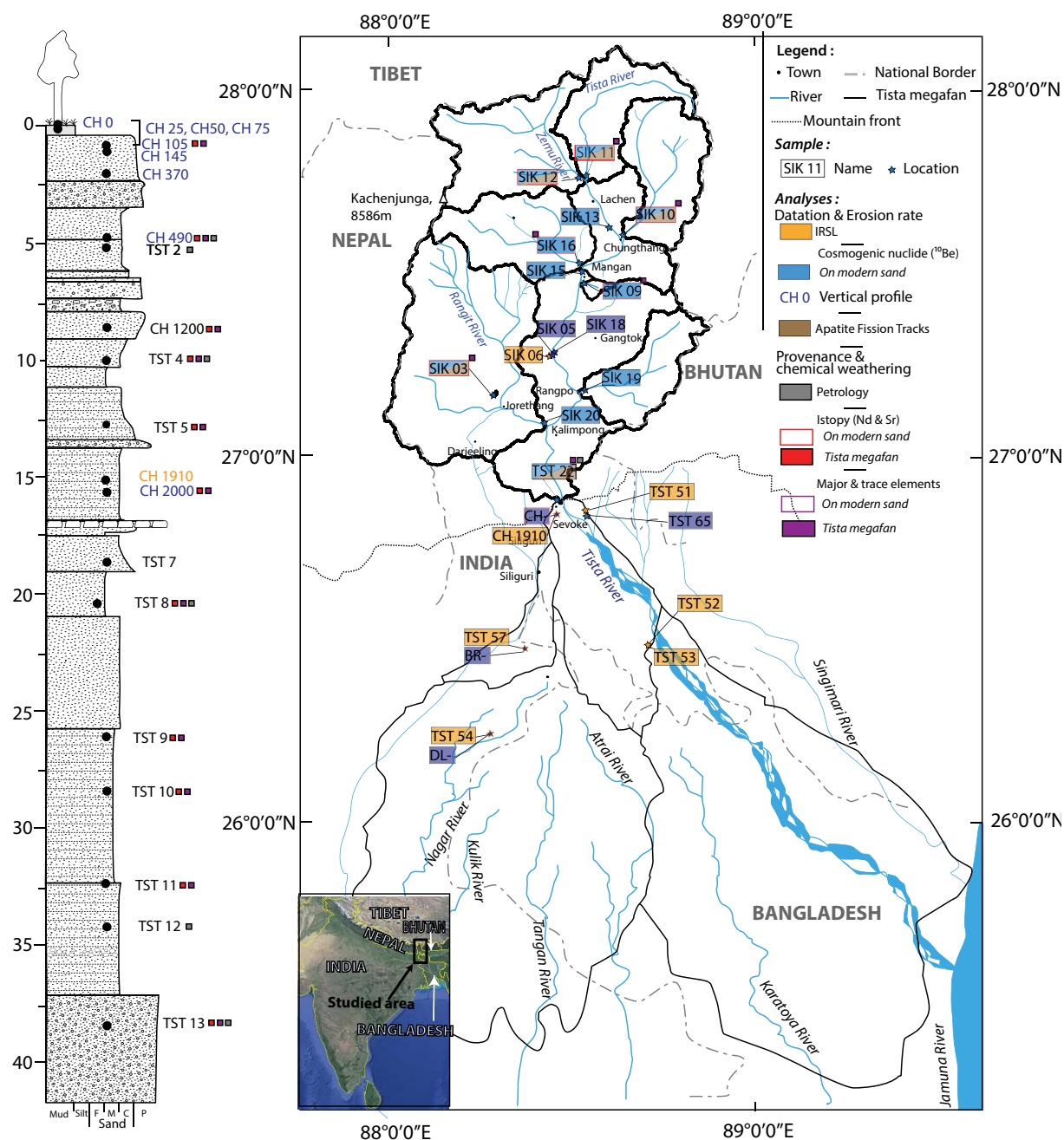


Figure 20 : Le bassin versant de la Tista depuis sa source à la confluence avec le Brahmapoutre. Les lignes fines noires délimitent les différents lobes du mégafan tels que distingués par Charkraborty et Gosh (2010) et les lignes épaisses, les différents bassins versants échantillonnés au Sikkim ; Les encadrés de couleurs correspondent aux analyses effectuées. A gauche, un log sédimentaire représentant les dépôts du mégafan.

IV.2. Datations par luminescence optique (IRSL)

La datation par luminescence optique a été utilisée pour dater les dépôts du mégafan et des terrasses à l'apex du mégafan à l'Est de la Tista et dans le Moyen Pays. Les échantillonnages ont été effectués durant les mois de Février et Mars 2013 sur du matériel sableux de granulométrie fine à grossière. Les échantillons ont été préparés et mesurés dans le laboratoire OSL de l'Université de Bern par Sally Lowick.

IV.2.1.Principe

Les méthodes de datation par luminescence s'appuient sur la capacité des minéraux tels que le quartz ou les feldspaths à se comporter comme des dosimètres naturels, c'est-à-dire qu'ils accumulent de l'énergie d'origine radioactive sous forme d'électrons piégés dans les défauts de leur système cristallin. Cette énergie est restituée par rayonnement (luminescence) lorsque les échantillons sont soumis à une stimulation optique ou thermique.

En effet, les minéraux sont constamment irradiés dans la nature, principalement en raison de la présence d'éléments tels que ^{238}U , le ^{232}Th ou le ^{40}K . En se désintégrant, ces éléments et leurs éléments fils émettent des rayonnements β et γ ainsi que des particules α . Le rayonnement cosmique participe également à l'irradiation du matériau. Ces différents rayonnements, en traversant les minéraux, provoquent des ionisations, libérant ainsi des électrons qui peuvent être capturés dans les défauts du réseau cristallin du minéral. Au cours du temps et de l'exposition du minéral au rayonnement, le nombre d'électrons piégés augmente. Ces pièges étant métastables, un apport d'énergie sous forme de lumière ou chaleur libère les électrons. Ainsi, si un échantillon est exposé à la lumière jour, les électrons seront libérés des pièges. En mesurant l'énergie émise par les électrons piégés depuis le dernier vidage, on obtient une date d'enfouissement de l'échantillon.

L'irradiation est en général relativement constante au cours du temps. La relation entre le temps écoulé et la quantité d'électrons piégés est donc connue. Pour réaliser une datation, il est essentiel de connaître ce taux d'irradiation communément appelé « débit de dose » ou « dose annuelle ». Les approches OSL ou IRSL permettent de déterminer l'irradiation totale reçue par le minéral étudié c'est-à-dire la quantité d'énergie totale accumulée, appelée « paléo-dose » ou « dose équivalente » (De).

Le quotient de ces deux grandeurs (paléodose / débit de dose) est proportionnelle alors au temps qui s'est écoulé depuis le dernier vidage des pièges (i.e., l'effacement du signal) que l'on nomme âge de l'échantillon.

IV.2.2. Application à la zone d'étude

Les analyses OSL menées sur les cristaux de quartz se sont avérées infructueuses. En effet, le faible signal obtenu à partir des cristaux de quartz et les fortes pollutions dues à la présence de cristaux de feldspaths imbriqués dans ceux de quartz ont rendu les mesures ininterprétables.

Nous avons ainsi utilisé les cristaux de feldspath potassique comme dosimètre naturel et daté les sédiments par la méthode de luminescence optique IRSL (Infrared Stimulated Luminescence). Pour calculer les âges IRSL, deux méthodes ont été utilisées : la méthode de l'aliquot unique en régénération « SAR » (Single Aliquot Regeneration, avec un protocole modifié d'après Murray et Wintle, 2000; 2003; Wallinga et al., 2000; Blair et al., 2005) et la méthode des grains individuels. Les détails du protocole expérimental et des résultats sont donnés dans le Chapitre 4 (paragraphe VII.3.4) et l'Annexe : IRSL dating of Tista megafan).

IV.3. Les nucléides cosmogéniques

Dans ce chapitre j'expliquerai (1) le principe de cette méthode de datation ; (2) la spécificité de l'échantillonnage ; (3) la préparation des échantillons et la mesure des différents isotopes ; et enfin le traitement des données pour obtenir (4) des âges d'exposition ^{10}Be et (5) les taux d'érosion calculés sur les sables modernes.

IV.3.1. Principe

Les datations grâce aux nucléides cosmogéniques sont basées sur l'accumulation et le comptage des nucléides dans les minéraux de la croûte terrestre. Les nucléides cosmogéniques sont produits lors de réactions nucléaires successives de spallation et de capture neutronique entre les particules primaires et secondaires du rayonnement cosmique et des éléments cibles présents dans l'environnement terrestre (atmosphère, lithosphère et hydrosphère). L'énergie du rayonnement cosmique incident varie en fonction des spécificités du site (e.g. latitude, altitude, cf. chapitre 2, paragraphe IV.3.2). Lors de cette étude, nous avons utilisé le béryllium 10 (« ^{10}Be » ; $T_{1/2} = 1.36 \pm 0.07 \text{ Ma}$, Nishiizumi et al., 2007) produit in-situ, c'est-à-dire produit dans les minéraux composant les premiers mètres de la

lithosphère. Les atomes cibles sont l'oxygène et la silice du quartz, qui par spallation sont substitué en ^{10}Be (Gosse et Philips, 2001 ; Dunai, 2010). Du fait de l'interaction du rayonnement cosmique avec les éléments cibles de la lithosphère, la production des nucléides cosmogéniques *in-situ* décroît exponentiellement avec l'épaisseur de matière traversée (Braucher et al., 2003) selon une longueur d'atténuation spécifique à chaque réaction (voir ci-dessous). La concentration en ^{10}Be est ainsi acquise dans les premiers mètres de la croûte terrestre. Si la surface est durablement exposée aux rayonnements, la concentration atteint un état d'équilibre quand la production d'atomes de ^{10}Be par spallation est égale aux pertes dues à la décroissance radioactive du ^{10}Be et à l'ablation de la matière par érosion.

IV.3.2. Le taux de production de surface du ^{10}Be in situ

Ce paramètre est primordial dans l'acquisition de l'âge d'exposition ou des taux de dénudation. Il est fonction de l'intensité du rayonnement cosmique essentiellement contrôlé par le champ magnétique et varie en fonction de l'altitude, de la latitude du site d'échantillonnage.

La production totale de ^{10}Be fait intervenir des contributions diverses (Braucher et al., 2003) dont celles des neutrons (P_{spal}) contribuant à 97.5%, des muons lents ($P_{\mu\text{s}}$, 2%), et des muons rapides ($P_{\mu\text{f}}$, 0.5%). Ces particules ont des longueurs d'atténuation respectives de $\Lambda_n=160 \text{ g/cm}^2$, $\Lambda_{\mu\text{s}}=1500 \text{ g/cm}^2$ et $\Lambda_{\mu\text{f}}=4320 \text{ g/cm}^2$ (Heisinger et al., 2002a ; 2002b). Les particules incidentes ayant des énergies et des capacités de pénétration variable, la production de ^{10}Be est dominée en surface par les neutrons et en profondeur par les muons lents et rapides.

Le taux de production local est calculé à partir d'un facteur d'échelle prenant en compte les variations spatiales des taux de production (Lal, 1991 ; Stone, 2000) et du taux de production de référence déterminé au niveau de la mer pour les hautes latitudes (« Sea Level High Latitude », SLHL). Dans cette étude, nous avons utilisé un taux de production de référence basé sur une calibration récente faite par Heyman (2014) sur le plateau tibétain ($3.9 \pm 0.1 \text{ at/g/an}$). Le taux de production est ensuite corrigé en tenant compte des spécificités des sites (e.g. écrantage topographique, épaisseur de l'échantillon, Dunne et al., 1999).

IV.3.3. Spécificité d'échantillonnage

L'échantillonnage pour les mesures de nucléides cosmogéniques (^{10}Be) a été fait lors de deux missions successives. La première s'est déroulée de Décembre 2011 à Janvier 2012, exclusivement dans la partie indienne du mégafan de la Tista (West Bengale). J'ai collecté une trentaine d'échantillons de sable (dépôts du mégafan) et de galets (terrasses du Sikkim), afin de dater les surfaces d'exposition quaternaire du mégafan et les terrasses situées dans le Sikkim (Figure 20). La deuxième mission eut lieu en Février –Mars 2013 dans le Sikkim et à l'apex du mégafan. Dix échantillons ont été collectés dans les sables modernes du Sikkim afin de calculer les taux d'érosion à l'échelle millénaire et de connaître leur répartition spatiale. L'ensemble de ces échantillons ont été préparés au laboratoire d'extraction des nucléides cosmogéniques d'ISterre et les analyses ont été effectuées sur l'instrument national à ASTER (Aix-en-Provence).

Afin de corriger les taux de production des variations d'intensité du rayonnement cosmique, la position géographique du site d'échantillonnage (longitude, latitude et altitude) a été relevée à l'aide d'un GPS. De même, la topographie peut créer un masque diminuant ou empêchant le rayonnement cosmique d'arriver jusqu'à la surface terrestre échantillonnée. L'écrantage du relief environnant a été mesuré à l'aide d'une boussole et d'un clinomètre.

IV.3.4. Préparation des échantillons

Les processus de préparation des échantillons, nécessaires avant son analyse à l'AMS à ASTER sont (1) la purification de l'échantillon et la récupération de fraction quartzique, (2) la décontamination de l'échantillon du ^{10}Be atmosphérique, et enfin (3) la dissolution totale de l'échantillon et l'extraction chimique du ^{10}Be (Bourlès, 1989).

IV.3.4.1. La purification

L'extraction du ^{10}Be s'effectue sur une fraction minéralogique (cristaux de quartz) et granulométrique (250-500 μm) spécifique. Les sables et les galets (broyés⁵) sont tamisés pour obtenir environ cent gramme de la fraction granulométrique voulue. Une première étape de purification minéralogique s'appuie sur les propriétés magnétiques des minéraux : un séparateur électromagnétique ([©]Frantz) a été utilisé pour séparer les minéraux

⁵ Broyage effectué par Francis Cœur à Isterre

ferrimagnétiques, d'une fraction peu ou pas magnétique contenant notamment les cristaux de quartz.

La purification de l'échantillon et l'extraction des quartz se base sur la dissolution de tous les minéraux encore présents dans l'échantillon à l'exception du quartz. Pour ce faire, les échantillons passent dans des bains successifs d'un mélange d'acide chlorhydrique (HCl, 1/3) et d'acide fluorosilicique (H₂SiF₆, 2/3). Cette étape est répétée durant plusieurs semaines en fonction de la nature des échantillons afin de dissoudre les cristaux. Seuls les cristaux de quartz et d'autres minéraux difficiles à dissoudre (apatite et le zircon), sont conservés. La qualité de la purification de l'échantillon est finalement évaluée visuellement sous loupe binoculaire.

IV.3.4.2. La décontamination du ¹⁰Be atmosphérique

Afin d'éliminer le ¹⁰Be d'origine atmosphérique adsorbé à la surface des grains de quartz, l'échantillon est soumis à trois dissolutions partielles à l'acide fluorhydrique (HF 40% - Brown et al, 1991). Ces bains successifs vont dissoudre 3×10% de la masse de quartz présente. Une fois les échantillons décontaminés, ils sont rincés et séchés à l'étuve. A cette étape une réserve d'échantillon a été conservée pour la plupart des échantillons et entre 20 et 50g de cristaux de quartz purs sont utilisés pour les étapes suivantes de la préparation chimique.

IV.3.4.3. Dissolution totale et extraction du ¹⁰Be

On ajoute ensuite à l'échantillon, une quantité déterminée (0,300g) d'une solution entraîneur ⁹Be de concentration 100 mg/l (©Scharlau). Cette étape permet de fixer le rapport ¹⁰Be/⁹Be des échantillons qui sera, lors de la mesure comparé à la valeur d'un standard (NIST 4325, rapport ¹⁰Be/⁹Be attendu 2.79 10⁻¹¹). La dissolution se fait par attaque avec de l'acide Fluorhydrique (HF). 24h à 48h sont nécessaires pour une dissolution totale de l'échantillon. Par ailleurs, pour chaque série d'échantillons traitée au laboratoire, un « blanc » chimique est réalisé. Ce blanc permet d'estimer la contamination des échantillons liée à l'utilisation de produits chimiques lors du protocole d'extraction chimique.

Le protocole suivi initialement pour la préparation des échantillons et l'extraction du Be fut celui décrit par Brown et al (1991) et Merchel and Herpers (1999), consistant à la purification

de la solution par des colonnes échangeuses d'ions. Malheureusement, la première campagne d'analyse a montré qu'une grande partie des échantillons ne pouvait être exploitable car les statistiques étaient trop mauvaises, sans doute liée à une trop grande proportion d'éléments parasites dans les échantillons finaux. Pour réduire ces contaminations, j'ai changé la méthode de préparation des échantillons pour une technique basée sur la complexion du ^{10}Be par l'utilisation successive des acides acétyl acétone ($\text{C}_5\text{H}_8\text{O}_2$) et éthylène diamine tétraacétique (EDTA) en suivant le protocole utilisé par Bourlès (1989). Les résultats réalisés dans le cadre de cette campagne sont de meilleure qualité et exploitable.

Les précipités obtenus en fin de protocole sont oxydés dans un four à une température de 900°C pendant environ une heure. Les oxydes de béryllium sont ensuite cathodés ; i-e mélangés à une poudre de Niobium et placés dans une cathode en cuivre afin d'être mesurés par spectrométrie de masse par accélérateur à ASTER (Aix-en-Provence). La mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ à l'AMS permet de déduire la concentration de ^{10}Be de l'échantillon analysé. Cette concentration correspond au nombre d'atomes de ^{10}Be par gramme de quartz dissous.

IV.3.5. Calcul de concentration du ^{10}Be

Les concentrations en ^{10}Be ont été calculées à partir des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés à l'AMS. La concentration des échantillons en isotopes cosmogéniques ($[^{10}\text{Be}]$), exprimée en nombre d'atomes de ^{10}Be par gramme de quartz dissous (m_{Qz}), peut être calculée en utilisant l'équation suivante :

$$[^{10}\text{Be}] = ((^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_{\text{ech}} - (^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_{\text{blanc}}) \times n(^9\text{Be}) / m_{\text{Qz}}$$

$n(^9\text{Be})$ correspond au nombre d'atomes de ^9Be ajouté lors de la préparation des échantillons (solution entraîneur). La concentration de l'entraîneur étant connue, on peut en déduire :

$$n(^9\text{Be}) = [^9\text{Be}]_{\text{entraîneur}} \times m_{\text{entraîneur}} \times N / M(^9\text{Be})$$

où N correspond au nombre d'Avogadro ($6.022 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$) et $M(^9\text{Be})$ à la masse molaire du ^9Be (9.012 g/mol).

Par ailleurs, les blanc réalisés en laboratoire ont un rapport de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de 2.9×10^{-15} (échantillon SIK 20) et de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de 4.9×10^{-15} (pour l'ensemble des autres échantillons).

IV.3.6. Détermination de l'âge d'exposition

La concentration (C) d'un échantillon en ^{10}Be produit *in-situ* dépend de nombreux paramètres listés ci-dessous et peut s'exprimer sous cette forme (Hidy et al., 2010) :

$$(1) C_{(x,\varepsilon,t)} = Ci \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_{spal}}{\varepsilon \rho_x + \lambda} \cdot e^{-\frac{x \rho_x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon \rho_x}{\Lambda_n} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu s}}{\varepsilon \rho_x + \lambda} \cdot e^{-\frac{x \rho_x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon \rho_x}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu f}}{\varepsilon \rho_x + \lambda} \cdot e^{-\frac{x \rho_x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon \rho_x}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda \right)} \right]$$

où x = la profondeur d'échantillonnage; ε = le taux d'érosion de la surface; t = le temps d'exposition aux rayonnements cosmiques; Ci = l'héritage en ^{10}Be , c'est-à-dire le nombre d'atomes accumulé lors d'une exposition antérieure; λ = constante de désintégration radioactive; P = production de surface du ^{10}Be *in-situ*; ρ_x = densité à la profondeur x ; Λ = longueurs d'atténuations (voir paragraphe ci-dessous) et les subscripts *spal*, *n*, *μs* et *μf* indiquent respectivement spallation, neutrons, muons lents et muons rapides.

Simulations Monte-Carlo

La résolution de l'équation (1) nécessite une approche statistique (inconnues : C_i , t , ε , ρ_x).

Pour les profils verticaux présentant plus de trois ou quatre échantillons, nous avons utilisé un code MatlabTM développé par Hidy et al., (2010) qui permet de générer des solutions à l'équation (1) par une approche Monte Carlo contrainte par des informations propres aux sites (e.g. coordonnées géographiques, altitude, production en surface de ^{10}Be) et aux sédiments (e.g. concentration en ^{10}Be des échantillons, densité, âge de dépôt, érosion maximale de la surface) données par l'utilisateur. Ce code permet ainsi d'obtenir le meilleur profil parmi l'ensemble des profils échantillonnés (1000 dans notre étude) afin de déterminer à la fois un âge d'exposition, un taux d'érosion de surface et l'héritage de l'échantillon ainsi que leurs incertitudes respectives. Les caractéristiques du site et des dépôts ont été fixées comme suit :

- La densité des terrasses a été estimée entre 2.0 et 2.2 g.cm³ (Vincent and Chadwick, 1994; Viveen et al. 2012).
- Les valeurs d'érosion de surface ont été fixées à partir des observations de terrain,
- L'âge minimum grâce aux âges IRSL obtenus dans cette étude,
- L'héritage maximum en ^{10}Be grâce à la concentration en ^{10}Be de l'échantillon collecté le plus en profondeur.

Pour plus de détails sur les paramètres utilisés, voir le paragraphe VII.3.4.2 du Chapitre 4.

Pour les profils échantillonnés ne permettant pas d'utiliser cette simulation (nombre d'échantillons trop faible ou dont le profil de concentration ^{10}Be ne décroît pas de façon exponentielle avec la profondeur, cf. chapitre 4, paragraphe IV), nous avons estimé les âges d'exposition des surfaces à partir des échantillons les plus superficiels en utilisant le calculateur en ligne Cronus⁶ et le taux de référence de production de ^{10}Be calibré par Heyman (2014).

IV.3.7. Calcul des taux d'érosion sur sables modernes

A partir des sables modernes de rivière, des taux d'érosion moyen ont été calculés pour chaque bassin versant échantillonné à travers le Sikkim.

Pour ce faire, nous avons combiné l'utilisation d'un code numérique utilisé par Delunel et al. (2010) et modifié d'après Balco (2001), ainsi qu'un MNT de 90m de résolution. Les différentes étapes nécessaires aux calculs des taux d'érosion moyennés sur les bassins versants sont listés ci-dessous :

IV.3.7.1. Estimation de la production de surface du ^{10}Be moyenné par bassin versant

Lorsque les analyses sont faites sur des sables modernes de rivière, la production de surface du ^{10}Be doit être intégrée sur l'ensemble du bassin versant (P_c). Les paramètres utilisés pour le calcul de cette production sont les mêmes que ceux décrits précédemment (cf. paragraphe IV.3.2. *Taux de production de ^{10}Be in-situ*) et ont été compilés pour chaque pixel du bassin versant défini sur le MNT.

D'autres facteurs locaux (e.g., dépôts superficiels couverture neigeuse,) peuvent réduire la production de ^{10}Be en surface puisqu'ils gênent ou empêchent la pénétration du rayonnement dans la croûte terrestre. La région du Sikkim étant montagneuse, et le relief et les pentes importants ($\sim 30^\circ$), je considère que le temps de transit est faible et que donc le dépôt de sédiments superficiel est réduit. Au contraire, la couverture neigeuse influencera la production de ^{10}Be . J'ai donc réalisé une carte d'englacement actuel à partir de l'étude de Krishna et al. (2005). Nous considérons que la production de ^{10}Be en surface est nulle dans les zones de glaciers permanents (Delunel et al., 2010). Dans les zones présentant une couverture neigeuse dense mais temporaire (80% du temps d'occupation des pixels, Krishna et al., 2005), la production de surface a été diminué de moitié. Ce facteur de correction correspond à une

⁶ http://hess.ess.washington.edu/math/al_be_v22/alt_cal/Heyman_compilation_input_aspublished.html

épaisseur de trois mètres de neige d'une densité de 500 g/m³ durant 10 mois par an. Il est probable que nous surestimons l'effet de la couverture neigeuse sur la production de surface de ¹⁰Be avec cette méthode et qu'ainsi nous sous-estimons le taux d'érosion des zones englacées.

IV.3.7.2. Calcul du taux d'érosion moyenné au bassin versant

La production de surface du ¹⁰Be se fait à hauteur de 97.5% par les neutrons ainsi la production de ¹⁰Be d'origine muonique a été négligée.

Nous avons calculé les taux d'érosion moyenné au bassin versant (ε_i) avec l'équation suivante (Von Blanckenburg, 2006):

$$(2) \quad \varepsilon_i = \frac{\left[\left(\frac{P_c}{C_i} \right) - \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \right] \times A_{spal}}{d_{bedrock}}$$

où P_c correspond à la Production totale moyenne du bassin versant, C_i à la concentration en ¹⁰Be mesuré dans les sables modernes, et $d_{bedrock}$ à la densité estimée de la roche source (2.7 g/cm³).

IV.4. La méthode des traces de fissions sur apatite

L'analyse des traces de fission dans les cristaux d'apatite permet de déterminer l'histoire thermique des roches à faible température. Elle est par conséquent utilisée pour quantifier les taux d'érosion à l'échelle de temps géologique (l'exhumation ; e.g., Thiede et al., 2005, Bermudez et al., 2013 ; Willett et Brandon, 2013).

IV.4.1.Principe

Cette méthode est basée sur l'utilisation des défauts créés et accumulés dans le système cristallin de l'apatite lors de la fission naturelle de l'Uranium 238 (²³⁸U) qu'elle contient.

La désintégration spontanée du ²³⁸U produit deux atomes fils ionisés qui sont éjectés dans des directions opposés, provoquant une désorganisation locale du réseau cristallin par

interaction électrostatique et laissant une aire linéaire vacante (ou « trace ») de diamètre inférieur à dix nanomètres et d'environ vingt micromètres de longueur.

La conservation ou la cicatrisation de la trace laissée par la réaction de fission dépend de la température. A haute température ($>120^{\circ}\text{C}$), le réseau cristallin se réorganise et les traces cicatrisent à un taux plus élevé que leur taux de production ; le système est dit « ouvert ». Entre 120 et 60°C les traces sont partiellement cicatrisées et de tailles variables ; on parle de la zone de recuit partiel des traces de fission. A faible température ($<60^{\circ}\text{C}$), les traces sont conservées et s'accumulent au cours du temps et le système est « fermé ».

La densité de traces dans les minéraux dépend principalement de deux facteurs : du temps écoulé depuis le moment initial de préservation des traces (c'est l'âge « trace de fission ») c'est-à-dire depuis le franchissement de l'isotherme de fermeture (ou température de fermeture) et de la quantité d'Uranium présente à l'origine dans le minéral et mesurable en laboratoire. Si le gradient géothermique est connu, l'âge trace de fission peut-être utilisé pour estimer une profondeur correspondant à cet isotherme critique. Le taux d'érosion peut donc être obtenu à partir du rapport entre cette profondeur et l'âge trace de fission de la roche.

IV.4.2. Application à l'étude

Durant le mois de Février et Mars 2013, 12 échantillons de sables modernes de rivières ont été prélevés. Ces échantillons ont été collectés le long de la Tista et de ses principales affluents au Sikkim ainsi qu'à l'exutoire de la Kosi et de deux interfans⁷ situés entre ces deux rivières. J'ai effectué la préparation des échantillons et Elizabeth Hardwick a réalisé le comptage des traces de fission, au laboratoire ISTerre.

IV.4.3. Méthodologie

En raison de leur très faible diamètre, les traces de fission ne sont pas directement observables au microscope optique. Un traitement par une solution acide provoquant leur élargissement, est donc nécessaire afin de les révéler. Dans cette étude, nous avons effectué la préparation des échantillons selon la procédure standard (5.5 mol HNO_3 , 21°C pour 20s ; voir Donelick, 2005 pour plus d'informations).

La préparation des échantillons consiste en une série d'étapes visant à isoler et récupérer les cristaux d'apatite d'un échantillon (e.g. tamisage, séparation densimétrique et magnétique et

⁷ Les résultats des âges et taux d'érosion à partir des sables modernes de la Kosi et des rivières drainant les interfans ne sont pas documentés dans ce manuscrit. Cependant, es données bruts sont référencées en annexe.

tri optique). Les apatites sont ensuite montées sur un support d'observation en résine sur lequel on surimpose une feuille de mica. Le montage et la feuille de mica sont ensuite irradiés conjointement au réacteur FRMII de Munich (Allemagne). Durant l'irradiation, cette feuille de mica, reçoit les fragments de fission des atomes d' ^{235}U provenant des apatites du montage. On obtient ainsi une image miroir des traces de fission induites. Cette méthode dite du détecteur externe, permet la mesure des traces spontanées et induites pour les mêmes grains. Approximativement 100 grains d'apatite ont été compté par échantillon.

Afin d'obtenir un taux d'exhumation moyenné par bassin versant, nous avons converti dans un échantillon chaque âge trace de fission obtenus sur les grains en un taux d'exhumation considérant un état thermique d'équilibre à une dimension (Willet and Brandon, 2013). Le taux d'exhumation moyen par bassin versant correspond donc à la moyenne de tous les taux d'exhumation calculés par grain (e.g., Bermúdez et al., 2013).

V. Partie 3 : Provenance et altération chimique des silicates

Afin de caractériser les dépôts du mégafan de la Tista et de contraindre leur source et leur degré d'altération chimique, nous avons mené des analyses pétrographiques, isotopiques (Nd et Sr) et chimiques (éléments majeurs et traces) de ces dépôts, et des sables modernes de la Tista, et de ces principaux affluents au Sikkim (Figure 20).

V.1. Etude pétrographique

L'analyse pétrographique des sédiments est utilisée pour caractériser leur provenance, notamment en Himalaya (e.g. Garzanti et al., 2004 ; 2007). Dans le cadre de cette étude, les analyses ont été menées sur les dépôts du mégafan et sur un échantillon de sable moderne de la Tista au front de la chaîne. Les résultats obtenus ont été comparés avec les domaines sources caractérisés dans d'autres parties de la chaîne et documentés dans la littérature.

Les analyses pétrographiques et des minéraux lourds ont été effectuées en collaboration avec Eduardo Garzanti à l'Université de Milan respectivement par Giovanni Vezzoli (analyse

péetrographique selon la méthode Gazzi-Dicksoon ; Ingersoll et al., 1984) et Maria Limonta (analyse des minéraux lourds par les méthodes de Galehouse, 1971 et Garzanti et al., 2009).

Les échantillons ont été caractérisés en fonction de nombreux paramètres (e.g. identification et quantité relative des minéraux, morphologie des grains, cortège d'éléments lourd) et d'indice permettant notamment d'estimer le degré de métamorphisme de la roche source (Metamorphic Index, MI ; Garzanti et Vezzoli, 2003).

L'ensemble des protocoles expérimentaux suivis et des indices calculés pour caractériser les échantillons sont réunis dans l'annexe III (*High-resolution petrographic and heavy-mineral analysis of Tista megafan deposits*)

V.2. Isotopie du Néodyme et du Strontium

L'utilisation croisée des compositions isotopiques du Sr et du Nd est communément utilisée pour caractériser les domaines sources et identifier la provenance des sédiments notamment en Himalaya (e.g., Galy et al., 1996; Huyghe et al., 2001; Robinson et al., 2001; Najman, 2006; Galy et al., 2011).

Le système Rubidium (Rb) – Strontium (Sr)

Ce système est basé sur la désintégration radioactive par la décroissance β de l'isotope ^{87}Rb en ^{87}Sr . Pour un échantillon donné, on mesure au spectromètre de masse le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, le ^{86}Sr étant un isotope stable du Sr. Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des différents réservoirs naturels est variable et dépend du temps écoulé depuis la fermeture du système isotopique et du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ initial, qui dépend lui du fractionnement chimique de ces deux éléments au cours de la différenciation magmatique. Chaque réservoir possède donc des signatures $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ différentes. Ce rapport est ainsi utilisé pour tracer les sources du matériel sédimentaire.

Le système Samarium (Sm) – Néodyme (Nd)

Ce système est basé sur la désintégration α du ^{147}Sm en ^{143}Nd et la mesure du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon par spectrométrie de masse. Chaque réservoir possède également des signatures $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ différentes.

Le Sm et le Nd ont des propriétés chimiques pratiquement identiques. Ils vont donc réagir de la même façon aux processus physiques et chimiques affectant les roches. En tant que terres rares, ils sont peu solubles et donc peu mobilisés lors des processus d'altération chimique (Nesbitt et Markovics, 1997). Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est donc considéré comme un excellent marqueur de sources du matériel sédimentaire et indique en premier lieu l'âge de l'extraction initiale du manteau du matériel source (Nelson et DePaolo, 1988).

Ce rapport est normalisé à un échantillon de référence correspondant à la signature isotopique moyenne de la Terre, « CHUR » (Chondritic Uniform Reservoir). Compte tenu du faible fractionnement géochimique entre le Sm et le Nd, les variations du rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans les roches de la lithosphère sont relativement faibles. Afin de comparer les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ils sont exprimés par la notation ε (epsilon) :

$$\varepsilon = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{mesuré}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10000$$

Les analyses ont été effectuées à l'université de Brest par Sidonie Revillon sur la fraction décarbonatée des échantillons en suivant un protocole standard de séparation et de purification des solutions par des colonnes échangeuses d'ions (Pin and Santos Zalduegui, 1997; Revillon and Hureau-Mazaudier, 2009).

Les mesures isotopiques du Sr et du Nd ont été respectivement faites sur le spectromètre de masse à thermo-ionisation et multi-collection Triton (Thermo Triton MC-TIMS) et sur le spectromètre de masse couplé à induction et multi-collection Neptune (Neptune MC-ICP-MS) de l'Université de Brest.

V.3. Composition chimique en éléments majeurs et mineurs

L'altération chimique des roches se fait principalement par des réactions d'hydrolyse, nécessitant la présence d'eau et est favorisée par un climat chaud et humide. Durant ces réactions, les éléments solubles sont lessivés et les éléments insolubles se recombinaient en

minéraux secondaires « néoformés », principalement des argiles. L'intensité de l'altération chimique des silicates peut donc être étudiée en déterminant la composition chimique des sédiments notamment par l'analyse de la composition en éléments majeurs (e.g. McLennan, 1993 ; Lupker et al., 2012b ; 2013).

Dans le cadre de notre étude, l'analyse des éléments majeurs a été effectuée au Service d'Analyse des roches et des Minéraux (SARM, CRPG, Nancy) suivant le protocole expérimental développé par Carignan et al. (2001). Leurs mesures ont été effectuées sur un spectromètre d'émission optique à plasma couplé par induction (ICP-OES).

Deux méthodes ont été utilisées pour quantifier l'altération chimique des sédiments :

- L'indice d'altération chimique (Chemical Index of Alteration ; Nesbitt et Young, 1982) qui représente le rapport entre les oxydes composés des cations immobiles (Al^{3+}) et mobiles (Na^+ , K^+ et Ca^{2+}) :

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO} \times 100$$

L'intensification de l'altération se traduit par un lessivage important des cations mobiles et donc une augmentation de l'indice CIA.

- L'utilisation des rapports élémentaires K/Si et H_2O^+/Si (e.g. Lupker et al., 2012b ; 2013).

Le H_2O^+ correspond à l'eau constitutive des sédiments. L'altération chimique et plus particulièrement l'hydrolyse mène à une augmentation du contenu en eau de la roche. Ainsi, le rapport H_2O^+/Si est un indicateur de l'intensité de l'hydrolyse des sédiments. Plus ce rapport est important, plus l'intensité de l'altération des silicates est importante.

Par ailleurs, l'état d'altération de la biotite est exprimé par la quantité de K^+ extraite de son réseau cristallin. Ainsi, une diminution du rapport K/Si est principalement attribuée dans le système himalayen à une augmentation de l'intensité de l'altération et de lessivage des phyllosilicates, notamment la biotite.

Chapitre 3 : Découplage entre les taux d'érosion long et court terme au Sikkim

TABLE DES MATIERES

Résumé	83
VI. Decoupling of long-term exhumation and short-term erosion rates in the Sikkim Himalaya	85
Abstract	85
VI.1. Introduction	86
VI.2. Setting.....	89
VI.2.1. Geology of Sikkim	89
VI.2.2. Active tectonics and seismicity	92
VI.2.3. Geomorphology and climate	92
VI.3. Sampling strategy and methodology	93
VI.3.1. Apatite fission-track analyses.....	94
VI.3.2. ¹⁰ Be cosmogenic nuclide analyses.....	96
VI.3.3. Geomorphometric parameters	97
VI.4. Results	98
VI.4.1. Precipitation patterns and geomorphology in Sikkim	98
VI.4.2. Exhumation rates at geological timescales.....	99
VI.4.3. Erosion rates at millennial timescales	101
VI.5. Discussion	102
VI.5.1. Controls on exhumation rates at geological timescales.....	104
VI.5.2. Controls on millennial erosion rates.....	109
VI.6. Conclusions	111

Résumé

La compréhension de l'évolution de la topographie d'une chaîne de montagnes et des forçages internes (tectonique et isostasie) et externes (climatiques) affectant cette évolution nécessite une quantification spatiale et temporelle des processus de surface. Nous avons quantifié dans les reliefs du Sikkim l'exhumation à l'échelle géologique et les taux d'érosion à l'échelle millénaire à partir de sables modernes de la Tista, principale rivière de la région, et de ses affluents majeurs. Les outils utilisés sont (1) la thermochronologie basse température par la méthode dite des traces de fission sur cristaux d'apatite, qui permet de quantifier les taux d'exhumation à une échelle de temps géologique (2) les nucléides cosmogéniques avec la méthode ^{10}Be sur cristaux de quartz qui donne des informations sur le taux d'érosion millénaire. Dans le but de contraindre les mécanismes climatiques et/ou tectoniques à l'origine de ces variations, nous avons comparé nos résultats avec des paramètres géomorphologiques (les altitudes et les pentes moyennes des bassins versants et les pentes des rivières, caractérisée par le paramètre k_{sn}) et climatiques (répartition des précipitations).

Nos résultats indiquent que les taux d'érosion moderne sont plus élevés et plus variables que les taux d'exhumation et que leur répartition spatiale est différente, ce qui suggère que les processus les contrôlant sont différents. A l'échelle géologique, les taux d'exhumation les plus forts sont concentrés dans le Sud-Ouest du Sikkim (1.2 ± 0.6 mm/an) suggérant un contrôle tectonique lié à la formation du duplex du Moyen-Pays (« Rangit Duplex »). Les taux d'érosion à l'échelle millénaire les plus forts (≈ 5 mm/an) sont enregistrés au niveau de la « Main Central Thrust Zone », mais les zones sources de ces échantillons semblent affectées par des glissements de terrain menant à une surestimation de ces taux. Des taux d'érosion importants sont également enregistrés au Nord du Sikkim (1 à 2 mm/an) et coïncident avec les fortes valeurs de l'indice k_{sn} qui sont localisées au niveau de l'altitude d'avancée maximale des glaciers durant le Dernier Maximum Glaciaire. Nous en concluons que l'érosion millénaire au Sikkim soit en partie liée à l'héritage géomorphologique glaciaire.

VI. Decoupling of long-term exhumation and short-term erosion rates in the Sikkim Himalaya

Authors: Rachel Abrahami*, Peter van der Beek, Pascale Huyghe, Elisabeth Hardwick, Julien Carcaillet

Université Grenoble Alpes, ISTerre, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France

*Corresponding author, email: Rachel Abrahami, rachel.abrahami@ujf-grenoble.fr

Reference : *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 433, 1 January 2016, Pages 76-88.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.039>

Keywords: Himalaya, AFT, exhumation rates, ^{10}Be , erosion rates, glacial inheritance, climatic versus tectonic control, Tista watershed, Sikkim Himalaya

Abstract

Understanding the relative strengths of tectonic and climatic forcing on erosion at different spatial and temporal scales is important to understand the evolution of orogenic topography. To address this question, we quantified exhumation rates at geological timescales and erosion rates at millennial timescales in modern river sands from 10 sub-catchments of the Tista River drainage basin in the Sikkim Himalaya (northeast India) using detrital apatite fission-track thermochronology and cosmogenic ^{10}Be analyses, respectively. We compare these rates to several potential geomorphic or climatic forcing parameters. Our results show that millennial erosion rates are generally higher and spatially more variable than long-term exhumation rates in Sikkim. They also show strongly contrasting spatial patterns, suggesting that the processes controlling these rates are decoupled. At geological timescales, exhumation rates decrease from south to north, with rates up to 1.2 ± 0.6 mm/yr recorded in southwest Sikkim and as low as 0.5 ± 0.2 mm/yr in the northernmost catchment. Long-term exhumation rates do not correlate with any geomorphic or climatic parameter. We suggest they are tectonically controlled: high rates in southwest Sikkim may be linked to the building of the Lesser Himalaya Rangit Duplex, whereas low rates in north Sikkim are consistent with cessation of extensional exhumation along the South Tibetan Detachment after 13 Ma. The highest apparent erosion rates recorded by cosmogenic nuclides (~ 5 mm/yr) occur in catchments spanning the Main Central Thrust Zone, but these appear to be strongly

influenced by recent landsliding. High millennial erosion rates (1-2 mm/yr) also occur in north Sikkim and may be climatically driven through strong glacial inheritance of the landscape, as attested by high channel-steepness values close to the maximum extent of glaciers during the Last Glacial Maximum. In contrast, variations in rainfall rate do not seem to strongly influence either millennial erosion or long-term exhumation rates in Sikkim.

VI.1. Introduction

The Himalayan mountain range is affected by both active continental collision and intense and highly variable precipitation. It is therefore an ideal natural laboratory to investigate potential links between tectonics, climate and ensuing erosion. Several authors have documented an increase in denudation rates in the Himalaya in the last few million years and suggested that climate plays a major role controlling this change (Clift et al., 2008b; Thiede et al., 2004; 2005; Vance et al., 2003; Wobus et al., 2003). On shorter (Holocene) timescales, several studies have argued for a link between climate (monsoon intensity) and erosional flux (Bookhagen et al., 2005b; Clift et al., 2008a; Pratt-Sitaula et al., 2004). Present-day erosion patterns also appear to be spatially correlated to rainfall rates (Burbank et al., 2012; Gabet et al., 2008). In contrast, spatial patterns of long-term exhumation within the central Nepal Himalaya, as recorded by low-temperature thermochronology, do not appear to be linked to precipitation but rather reflect a tectonic control (Burbank et al., 2003; Robert et al., 2009). Recent quantifications of millennial-timescale erosion rates by cosmogenic nuclides in the central Himalaya suggest that their patterns are similar to those of long-term exhumation rates from thermochronology, and would therefore also be mainly tectonically controlled (Godard et al., 2014; Scherler et al., 2014).

Climate may influence erosion rates in the Himalaya not only through the rate and temporal distribution of rainfall (i.e. monsoon strength), but also through the action of glaciers, promoted by Late-Cainozoic cooling. The few studies that have addressed the role of glacial erosion in the high Himalaya have inferred comparable glacial and fluvial erosion rates (Burbank et al., 2003; Godard et al., 2012; Heimsath and McGlynn, 2008), in contrast to other mountain belts where glaciation appears to significantly increase the rates of erosion (Herman et al., 2013). These apparently contradictory results suggest that the potential controls on denudation rates in the Himalaya remain insufficiently understood.

The aim of this paper is to constrain spatial and temporal variations of exhumation and erosion rates in the Sikkim Himalaya, for which no such data currently exist, in order to assess the relative strengths of tectonic (rock uplift) and climatic (precipitation, glaciation) controls on these. We report cosmogenic nuclide (^{10}Be) and thermochronological (apatite fission-track) analyses on modern river sands from the Tista catchment (Figure 211) to map spatial variations of millennial erosion rates and long-term exhumation rates, respectively. Although the spatial resolution of our data is relatively low, our results clearly show a stronger variability in millennial erosion rates (recorded by cosmogenic nuclides) relative to long-term exhumation rates (recorded by thermochronology), as well as contrasting spatial patterns, suggesting that the processes controlling these rates are decoupled in Sikkim. Rapid exhumation at geological timescales in southwest Sikkim may be tectonically controlled by building of the Lesser Himalayan duplex, while high millennial erosion rates in north Sikkim suggest a control by glacial erosion and/or glacial inheritance on recent erosion processes. In contrast, variations in rainfall rate do not seem to strongly influence either short-term erosion or long-term exhumation rates in Sikkim.

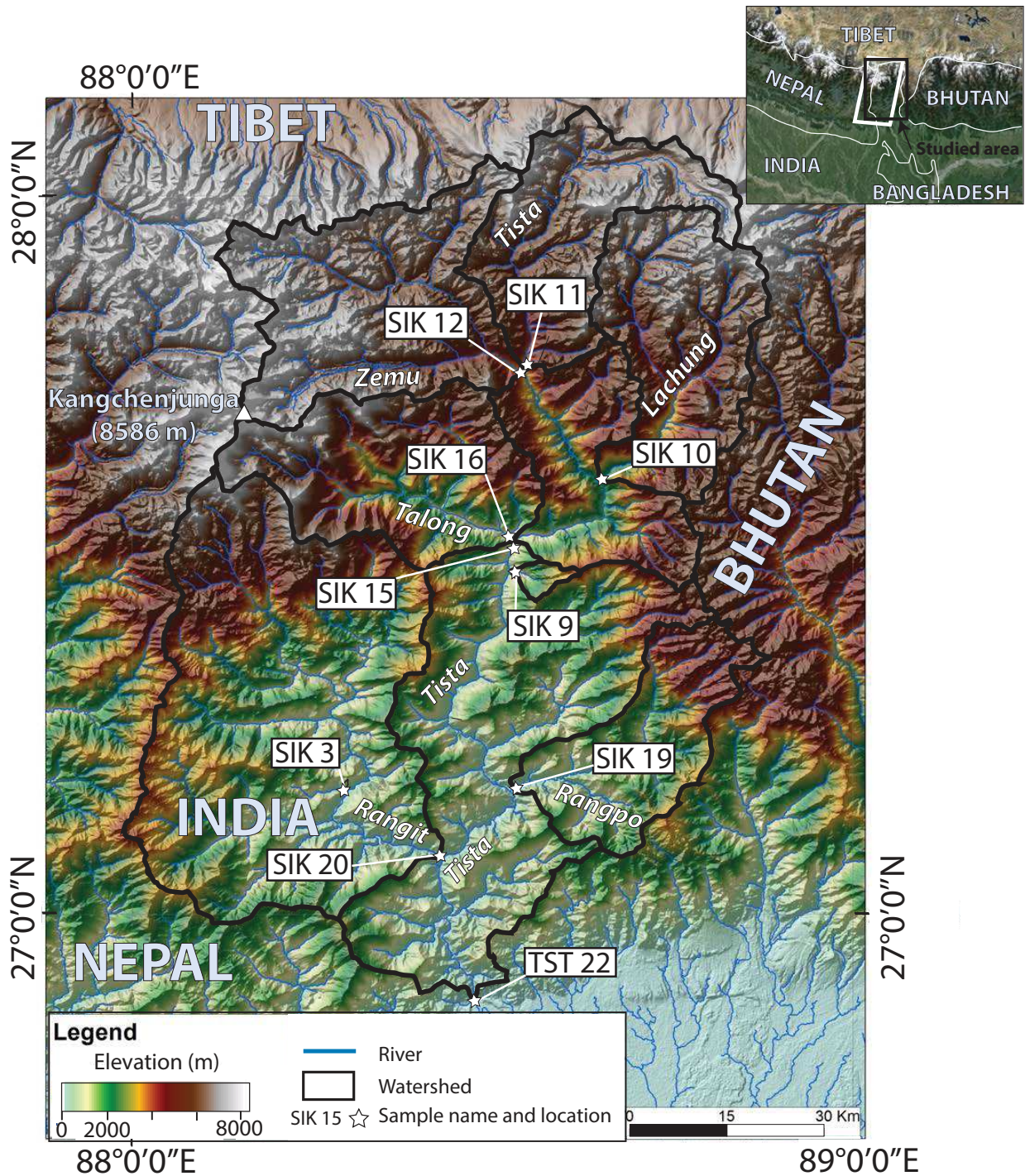


Figure 211: Overview of the study area in the Sikkim Himalaya, NE India. Elevation draped over shaded relief map (derived from the SRTM 90-m resolution topographic dataset) showing the Tista River catchment, sample locations and sampled tributary catchments. Inset shows location of the studied area (black box) ; white box shows topographic swath used in Figure 26.

VI.2. Setting

VI.2.1. Geology of Sikkim

The Himalayan mountain belt comprises a number of major north-dipping faults that separate different geological domains (e.g. Hodges, 2000; Yin, 2006). From north to south these are the South Tibetan Detachment (STD), Main Central Thrust (MCT), Main Boundary Thrust (MBT) and Main Frontal Thrust (Figure 22a). Geophysical and structural studies suggest that all the major thrusts in the Himalaya branch at depth from a single mid-crustal decollement, the Main Himalayan Thrust (MHT), along which the Indian plate underthrusts Tibet (Avouac, 2003; Nábelek et al., 2009; Schulte-Pelkum et al., 2005; Zhao et al., 1993).

The northernmost domain comprises the Tethyan Sedimentary Sequence (TSS), a Palaeozoic-Eocene sedimentary succession that was deposited on the Indian passive margin (e.g., Liu and Einsele, 1994). The extensional STD separates the TSS from the Greater Himalayan Sequence (GHS) and was active in Early-Middle Miocene times (Burchfiel et al., 1992; Kellett et al., 2013). The GHS is composed of high-grade metamorphic rocks derived from the Indian crust, as well as Miocene leucogranite intrusions, which form the Kanchengjunga massif in eastern Nepal and Sikkim (Searle and Szulc 2005; Kellett et al., 2014; Figure 22a).

The Main Central Thrust Zone (MCTZ) is a highly sheared zone bracketed in Sikkim between two branches of the MCT (Figure 22a; Bhattacharyya and Mitra, 2009; Kellett et al., 2014). In the footwall of the MCTZ, the Lesser Himalayan Sequence (LHS) is composed of greenschist-facies meta-sedimentary rocks and is exposed in the Tista tectonic half-window (Figure 22a). As elsewhere in the Himalaya, the LHS forms a major structural duplex in Sikkim, which is known as the Rangit Duplex (Figs. 22a, 26d), is bounded by the MHT and the Ramgarh thrust as the floor- and roof-thrusts, respectively, and exposes rocks of the Late Proterozoic-Paleozoic Upper LHS (Bhattacharyya and Mitra, 2009; Mitra et al., 2010). Bhattacharyya and Mitra (2009) and Mitra et al. (2010) estimate that the shortening accommodated by the Rangit Duplex amounts to ~250 km or about half of the total shortening of the Himalayan belt in Sikkim, a significantly larger proportion than in other Himalayan transects.

South of the Tista half-window, high-grade metamorphic rocks of the GHS and MCTZ reappear in the Darjeeling klippe and are exposed to within a few km of the mountain front (Mitra et al., 2010). The southern boundary of the LHS is the Main Boundary Thrust (MBT), which separates it from the Subhimalaya, consisting of deformed Mio-Pliocene foreland-basin sediments of the Siwalik Group (Mukul, 2000). The most external thrust of the Himalaya is the active Main Frontal Thrust (MFT), which forms the contact between the Siwalik Group and the Quaternary deposits of the Ganga-Brahmaputra plain, and has accommodated several major surface-breaking earthquakes in the last millennium (Kumar et al., 2010).

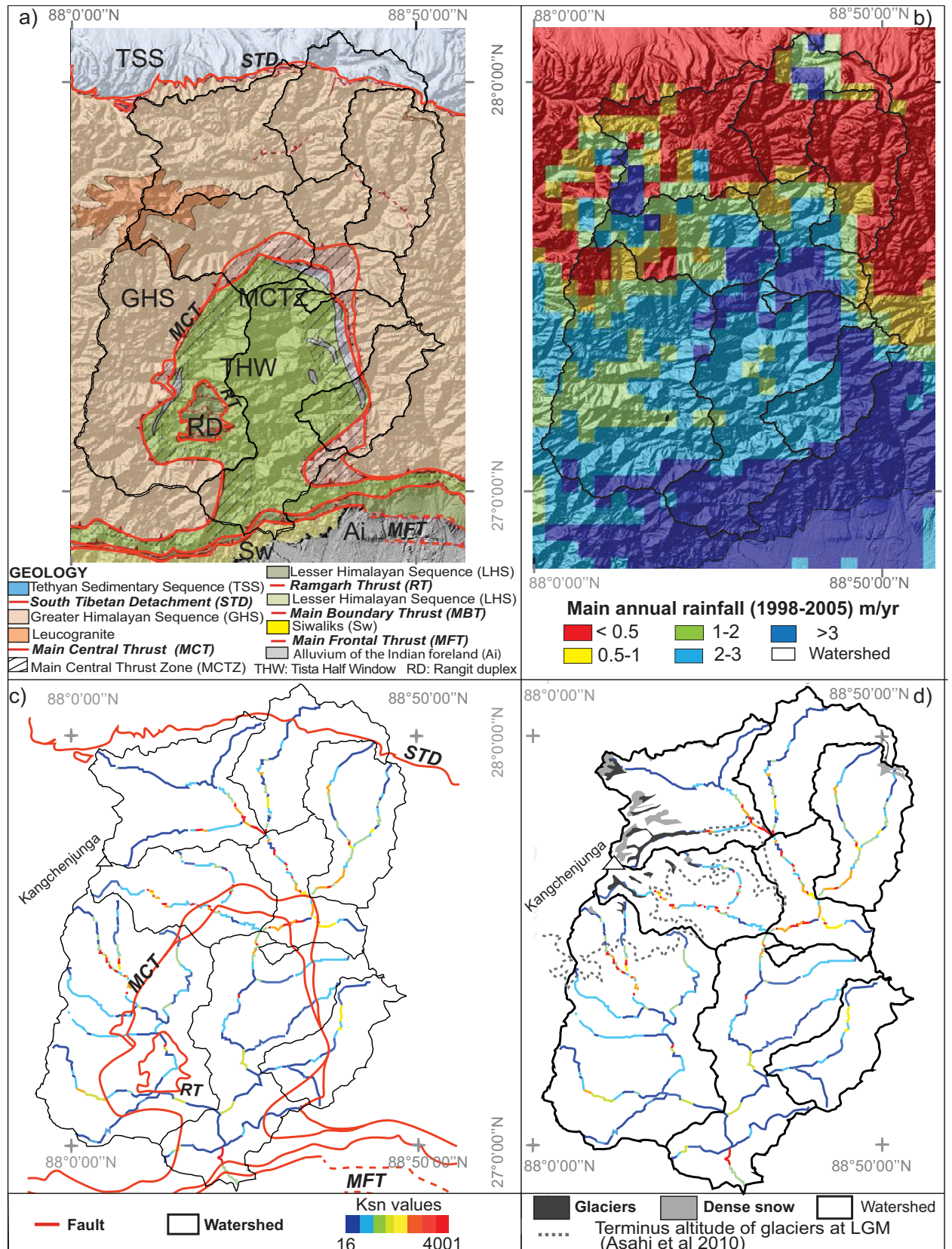


Figure 22: Characteristics of the study area. a) Geological map after Kellet et al (2014). b) Mean annual rainfall after Bookhagen and Burbank (2006). c) Distribution of normalized channel steepness (k_{sn}) values for the main rivers in Sikkim. Also shown are the major faults d) Modern glacier extent after Krishna (2005),

terminus altitude of glaciers during the Last Glacial Maximum (LGM) after Asahi (2010) and distribution of k_{sn} values for the main rivers in Sikkim. Outlines of sampled catchments are indicated on all four maps.

VI.2.2. Active tectonics and seismicity

GPS measurements for the period 2000-2006 record interseismic shortening at a minimum rate of 12.2 ± 0.3 mm/yr between the permanent international GPS stations of Bangalore (India) and Lhasa (Tibet), which is less than values measured in central Nepal and Bhutan (~ 20 mm/yr; Bilham et al 2001, Jade et al 2007, Mukul 2010). About 4 mm/yr of shortening appears to be taken up in the Rangit duplex (Mukul, 2010), but it is unclear whether this short-term interseismic rate is representative of the long-term deformation pattern. The observed seismicity in Sikkim is dominated by frequent moderate earthquakes ($M_w > 4.5$); most of the epicentres are concentrated in the Tista half window and occur between the MBT and the MCT (Hazarika and Kumar, 2012; Mukul 2010). Based on these observations, Mukul (2010) suggests that the active tectonics of the Sikkim Himalaya can be described by out-of-sequence deformation in a sub-critical wedge, concentrated in the Lesser Himalaya. The largest recorded earthquakes in Sikkim, however, including the devastating $M_w 6.9$ 11/18/2011 event, show transverse strike-slip focal mechanisms (Gahalaut, 2011; Hazarika and Kumar, 2012).

VI.2.3. Geomorphology

Transects across the Himalaya show two different characteristic topographic and rainfall patterns (Bookhagen and Burbank, 2006, 2010): either (1) a more or less linear increase in elevation and relief associated with a single peak in rainfall close to the mountain front; or (2) a strong increase in elevation and relief around the MCTZ, associated with a double peak in rainfall, one at the mountain front and the other at locus of the steep topographic gradient. The Sikkim Himalaya lies at the transition between topography of type (1) in Bhutan and of type (2) in central and eastern Nepal. As a consequence, a single peak in rainfall at the mountain front in the east splits into two bands further west (Figure 22b). A transect across the Tista catchment (cf. **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) clearly shows two bands of rainfall, reaching ~ 5 m/yr along the southern edge of the LHS and 6-7 m/yr coinciding with the MCTZ north of the Tista half-window, respectively (Bookhagen and Burbank, 2006).

The Tista River is the largest Himalayan tributary of the Brahmaputra. It displays one of the highest average gradients among the Himalayan rivers and presents a strongly convex profile

with 3 major knick-zones (Brookfield, 1998). The source of the Tista River is Lamo Cho at an elevation of 5320 m, close to the Sikkim–Tibet border (Figure 211). The Tista River flows westward with a very low gradient for ~20 km before bending south and cutting through the Sikkim Himalaya. The river crosses the Himalayan mountain front ~200 km downstream at only 150 m elevation, and finally joins the Brahmaputra in Bangladesh a further ~100 km downstream. During the Quaternary, it has built a fluvial megafan in the foreland (the Tista megafan; Chakraborty and Ghosh, 2010), which it currently incises. Poorly dated Quaternary fluvial terraces are encountered along the middle reaches of the Tista River and its major tributaries, particularly in the Tista half-window (Meetei et al., 2007; Mukul, 2010).

The drainage pattern of the Tista catchment is asymmetric, with numerous short tributaries to the east whereas the western tributaries are much longer with larger drainage areas, consequently contributing significantly to the discharge of the trunk Tista River. Western tributaries drain heavily glaciated areas with large snowfields surrounding the Kanchenjunga massif (8586 m). The eastern tributaries, on the other hand, originate from semi-permanent and much smaller snowfields as compared to western tributaries (Figure 22c). In total, permanent snowfields and glaciers make up about 250 km² of the 8000-km² catchment (Figure 22c) and seasonal snowmelt contributes significantly to the average annual discharge of the Tista River (Krishna, 2005).

Landslides occur frequently in the Sikkim Himalaya (e.g. Basu and De, 2003). These mass-movement phenomena can be attributed to both predisposition factors, including geology, slope, or glacial debuttreassing, and either precipitation or seismic triggering. Landslide activity appears to have augmented by human development, limited to road construction in north Sikkim (Mehrotra et al., 1996). In the field, we noted that landslides are mainly located around the MCTZ and in steep gorges of the northernmost catchments.

VI.3. Sampling strategy and methodology

We sampled 10 modern river sands from the Tista River and its tributaries at the outlet of their respective catchments for both apatite fission-track (AFT) and ¹⁰Be cosmogenic nuclide analyses (Figure 211 and

Sample characteristics					Catchment characteristics					
Sample ID	Coordinates		Elevation (m)	River	Drainage area (km ²)	Mean elevation (m)	Mean slope (°)	Mean precipitation rate	Steepness index	Geology ^b
								(mm/yr) ^a	(k _{s0}) (m ^{0.9})	
SIK-03	N 27.1736	E 88.2940	395	-	0.82	805	31	1831	-	LHS
SIK-09	N 27.4793	E 88.5259	753	Rang Rang	31.53	2150	26	3025	-	MCTZ
SIK-10	N 27.6067	E 88.6546	1540	Lachung	777	4556	27	468	374	GHS
SIK-11	N 27.7552	E 88.5451	2735	Tista	711	4982	22	739	277	GHS - TSS
SIK-12	N 27.7553	E 88.5429	2735	Zemu	1013	5182	23	978	279	GHS - TSS
SIK 15	N 27.5162	E 88.5316	770	Tista	3788	4471	26	1207	397	GHS - MCTZ - TSS
SIK-16	N 27.5216	E 88.5530	780	Talong	781	3847	32	1905	449	GHS - MCTZ
SIK-19	N 27.1713	E 88.5379	300	Rangpo	485	1922	26	2910	246	GHS - MCTZ
SIK-20	N 27.0806	E 88.4325	220	Rangit	2142	2380	27	2102	299	GHS - MCTZ - LHS
TST-22	N 26.8887	E 88.4762	100	Tista	8033	3161	26	1871	329	GHS - MCTZ - LHS - TSS - Sw

Table 1). All samples were collected during the dry season (February-March). Catchments have been selected to represent a wide range of catchment areas (from 0.8 to 8000 km²) and geological domains (TSS, HHS, LHS). Samples were collected from sand bars in the active stream channel, upstream of main tributary confluences (except sample SIK 15, which was collected just downstream of the Talong-Tista confluence). None of the sampling locations show evidence of locally intense bank or slope erosion; we therefore suppose that all samples faithfully represent erosion in the upstream catchment (but will evaluate this hypothesis below). We present 9 AFT and 10 cosmogenic nuclide (¹⁰Be) analyses on these detrital sediments.

Sample characteristics					Catchment characteristics					
Sample ID	Coordinates		Elevation (m)	River	Drainage area (km ²)	Mean elevation (m)	Mean slope (°)	Mean precipitation rate	Steepness index	Geology ^b
								(mm/yr) ^a	(k _n) (m ^{0.9})	
SIK-03	N 27.1736	E 88.2940	395	-	0.82	805	31	1831	-	LHS
SIK-09	N 27.4793	E 88.5259	753	Rang Rang	31.53	2150	26	3025	-	MCTZ
SIK-10	N 27.6067	E 88.6546	1540	Lachung	777	4556	27	468	374	GHS
SIK-11	N 27.7552	E 88.5451	2735	Tista	711	4982	22	739	277	GHS - TSS
SIK-12	N 27.7553	E 88.5429	2735	Zemu	1013	5182	23	978	279	GHS - TSS
SIK-15	N 27.5162	E 88.5316	770	Tista	3788	4471	26	1207	397	GHS - MCTZ - TSS
SIK-16	N 27.5216	E 88.5530	780	Talong	781	3847	32	1905	449	GHS - MCTZ
SIK-19	N 27.1713	E 88.5379	300	Rangpo	485	1922	26	2910	246	GHS - MCTZ
SIK-20	N 27.0806	E 88.4325	220	Rangit	2142	2380	27	2102	299	GHS - MCTZ - LHS
TST-22	N 26.8887	E 88.4762	100	Tista	8033	3161	26	1871	329	GHS - MCTZ - LHS - TSS - Sw

Table 1 : Sample and catchment characteristics.

^a Catchment-wide annual precipitation determined from Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data (Bookhagen and Burbank, 2006).

^b Abbreviations of geological domains: TSS: Tethyan Sedimentary Series, GHS= Greater Himalayan Sequence, MCTZ= Main Central Thrust Zone, LHS=Lesser Himalayan Sequence, Sw= Siwaliks

VI.3.1. Apatite fission-track analyses and long-term exhumation rates

Sample processing and AFT analyses were performed at the ISTerre fission-track laboratory in Grenoble, France. We used standard AFT preparation procedures (cf. Donelick, 2005). All samples yielded sufficient apatite for analysis, independent of the geological unit from which

they were sourced. Samples were irradiated at the FRMII reactor in Munich (Germany). Approximately 100 grains per sample were counted.

To estimate catchment-wide average long-term exhumation rates, we converted each single-grain age to a long-term exhumation rate assuming 1D, steady-state exhumation (Willet and Brandon, 2013) with an initial surface geothermal gradient of 20 °C/km. This approach corrects for both near-surface isotherm compression due to rock advection and the cooling-rate dependence of closure temperatures in thermochronological systems, but neglects both non-vertical exhumation paths as well as surface topography, potentially leading to overestimated exhumation rates (Whipp et al., 2009). Including these effects would require a 3D thermo-kinematic model (Coutand et al., 2014; Herman et al., 2010; Robert et al., 2009; 2011; Whipp et al., 2009). However, we feel the simple 1D approach is sufficient here because, in the absence of published *in-situ* data, the current database has insufficient spatial resolution to place firm constraints on the kinematics, and we are mainly interested in relative rather than absolute values of exhumation rates. The mean long-term exhumation rate recorded by a sample is taken to be the average of the rates estimated from individual single-grain ages (Bermúdez et al., 2013). It has been argued that, because rapidly eroding areas supply more sediment, catchment-averaged exhumation rates estimated in this way are biased toward the more rapidly eroding parts of the catchments (e.g., Bermúdez et al., 2013; Vermeesch, 2007; Whipp et al., 2009). A possible correction for this effect involves weighting the long-term catchment-average exhumation rate by the inverse of single-grain exhumation rates, assuming that modern erosion rates reflect long-term steady state exhumation (cf. Bermúdez et al., 2013). As shown below, however, millennial erosion rates for our catchments differ from exhumation rates at geological timescales. Therefore, we did not attempt to correct for this potential sampling bias.

Processing and AFT analyses were performed at the ISTerre fission-track laboratory in Grenoble, France. We used standard AFT preparation procedures (cf. Donelick, 2005). Apatite grains were concentrated by heavy-liquid and magnetic separation and hand picking. All samples were irradiated at the FRMII reactor in Munich (Germany). Around 100 grains per sample were counted. To obtain a catchment-wide average long-term exhumation rate, we converted each single-grain age to a long-term exhumation rate assuming 1D, steady-state exhumation (Willet and Brandon, 2013) and reported the average of these for one sample as the mean long-term exhumation rate recorded by that sample (Bermúdez et al., 2013). As shown below, modern erosion rates for each catchment are decoupled from exhumation rates

at geological timescales. Therefore, we did not attempt to correct for a potential bias toward younger ages by calculating a weighted long-term catchment-average exhumation rate (cf. Bermúdez et al., 2013 for a full discussion).

VI.3.2. ^{10}Be cosmogenic nuclide analyses and calculation of millennial erosion rates

Chemical targets for ^{10}Be analysis were prepared at the ISTerre cosmogenic preparation laboratory in Grenoble. Pure quartz was obtained from the non-magnetic 250–500 μm fraction by mineral separation and selective leaching. We initially followed a standard preparation procedure adapted from Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999), purifying solutions by anion and cation exchange columns to extract Be. However, it appeared that quartz-feldspar intergrowth is common in our samples, leading to highly contaminated quartz, saturation of anion and cation resins and subsequent low counting statistics on the Accelerator Mass Spectrometer (AMS) measurements. Therefore we changed the chemical protocol to one based on the complexation of ^{10}Be and other elements by Acetylacetone ($\text{C}_5\text{H}_8\text{O}_2$) and Ethylenediaminetetraacetic acid (EDTA) respectively (Bourlès et al., 1989). Finally, ^{10}Be concentrations were determined through measurement of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio (more details in Table 3) performed at the ASTER AMS in Aix-en-Provence, France.

To calculate catchment-averaged erosion rates we combined a numerical code by Delunel et al. (2010; adapted from Balco, 2001) and Geographic Information System tools (ArcGIS[®]) using a 90-meter resolution Digital Elevation Model (DEM). We extracted the relevant geomorphic parameters from the DEM, delimiting different catchments and calculating their mean elevation, mean slope and drainage area with hydrological modules from Topotoolbox 2 (Schwanghart and Scherler, 2014), and calculated the theoretical ^{10}Be production at the surface for each DEM grid cell. We used a modern spallogenic production rate by neutrons at sea level and high latitude (SLHL) of $3.9 \pm 0.1 \text{ atoms g}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (Balco et al., 2008 and update to this paper posted at <http://hess.ess.washington.edu/>), an attenuation length of 160 g cm^{-2} (Gosse and Phillips, 2001), and scaling factors published by Stone (2000). We do not take ^{10}Be production by muons into account, which represents only 2.5% of the surface production of ^{10}Be (Balco et al., 2008; Gosse and Phillips, 2001).

The incoming cosmic-ray flux can be attenuated by various parameters such as topographic shielding, snow cover and superficial deposits (soil, tills, moraines). The topographic shielding factor was computed for each grid cell following Dunne et al. (1999). To obtain a snow-cover correction we extracted glaciers and areas of permanent snow cover from the map of Krishna (2005). Following Delunel et al. (2010), we set cosmogenic surface-production rates to 0 in these areas, and applied a correction factor of 0.5 for the areas with temporary thick snow cover. The latter are defined by Krishna (2005) as corresponding to areas that are snow-covered ~80% of the time; a correction factor of 0.5 corresponds to 3 m of snow with density of 0.5 g cm^{-3} , 10 months a year. Our correction factors are thus conservative, potentially overcorrecting for the effect of snow- and ice-cover, assuming that the glacially covered areas contribute proportionally to the sediment flux (i.e. erosion rate is constant throughout the sampled sub-catchments). The catchment-average corrected ^{10}Be surface-production rate was used to estimate catchment-wide erosion rates from the measured ^{10}Be concentrations.

VI.3.3. Geomorphometric parameters

We used ArcGIS to obtain characteristics and morphometric measures for each catchment (

Sample characteristics					Catchment characteristics				
Sample ID	Coordinates	Elevation (m)	River	Drainage area (km ²)	Mean elevation (m)	Mean slope (°)	Mean precipitation rate (mm/yr) ^a	Steepness index (k _s)	Geology ^b
SIK-03	N 27.1736 E 88.2940	395	-	0.82	805	31	1831	-	LHS
SIK-09	N 27.4793 E 88.5259	753	Rang Rang	31.53	2150	26	3025	-	MCTZ
SIK-10	N 27.6067 E 88.6546	1540	Lachung	777	4556	27	468	374	GHS
SIK-11	N 27.7552 E 88.5451	2735	Tista	711	4982	22	739	277	GHS - TSS
SIK-12	N 27.7553 E 88.5429	2735	Zemu	1013	5182	23	978	279	GHS - TSS
SIK-15	N 27.5162 E 88.5316	770	Tista	3788	4471	26	1207	397	GHS - MCTZ - TSS
SIK-16	N 27.5216 E 88.5530	780	Talong	781	3847	32	1905	449	GHS - MCTZ
SIK-19	N 27.1713 E 88.5379	300	Rangpo	485	1922	26	2910	246	GHS - MCTZ
SIK-20	N 27.0806 E 88.4325	220	Rangit	2142	2380	27	2102	299	GHS - MCTZ - LHS
TST-22	N 26.8887 E 88.4762	100	Tista	8033	3161	26	1871	329	GHS - MCTZ - LHS - TSS - Sw

Table 1). We used stream-profile analysis (Wobus et al., 2006) to estimate the average normalized steepness of the main streams in each sampled catchment. The steepness index (k_s) is derived by a power-law regression of river slope (S) against drainage area (A): $S = k_s A^{-\theta}$, where θ is the concavity index. The main rivers in Sikkim show concavities in the range of 0.35-0.40 but include major knickpoints, which tend to lower the profile-averaged concavity. Therefore, we report a normalized steepness index (k_{sn}) for the trunk streams in our sampled catchments using a reference concavity of 0.45, a commonly used value in a wide range of geomorphic settings (Wobus et al., 2006).

VI.4. Results

VI.4.1. Rainfall patterns and geomorphology in Sikkim

Sampled sub-catchment areas vary in size from 0.8 (SIK-03) to 3800 km² (SIK-15), with mean elevations ranging between 805 and 5182 m (

Sample characteristics					Catchment characteristics				
Sample ID	Coordinates	Elevation (m)	River	Drainage area	Mean elevation	Mean slope	Mean precipitation rate	Steepness index	Geology ^b
				(km ²)	(m)	(°)	(mm/yr) ^a	(k _{sn}) (m ^{0.9})	
SIK-03	N 27.1736 E 88.2940	395	-	0.82	805	31	1831	-	LHS
SIK-09	N 27.4793 E 88.5259	753	Rang Rang	31.53	2150	26	3025	-	MCTZ
SIK-10	N 27.6067 E 88.6546	1540	Lachung	777	4556	27	468	374	GHS
SIK-11	N 27.7552 E 88.5451	2735	Tista	711	4982	22	739	277	GHS - TSS
SIK-12	N 27.7553 E 88.5429	2735	Zemu	1013	5182	23	978	279	GHS - TSS
SIK-15	N 27.5162 E 88.5316	770	Tista	3788	4471	26	1207	397	GHS - MCTZ - TSS
SIK-16	N 27.5216 E 88.5530	780	Talong	781	3847	32	1905	449	GHS - MCTZ
SIK-19	N 27.1713 E 88.5379	300	Rangpo	485	1922	26	2910	246	GHS - MCTZ
SIK-20	N 27.0806 E 88.4325	220	Rangit	2142	2380	27	2102	299	GHS - MCTZ - LHS
TST-22	N 26.8887 E 88.4762	100	Tista	8033	3161	26	1871	329	GHS - MCTZ - LHS - TSS - Sw

Table 1), while the size of the entire Tista River catchment (sample TST-22) is 8000 km². Basin-averaged slopes and normalized channel steepness values (k_{sn}) display a similar pattern (

Sample characteristics					Catchment characteristics					
Sample ID	Coordinates		Elevation (m)	River	Drainage area (km ²)	Mean elevation (m)	Mean slope (°)	Mean precipitation rate	Steepness index	Geology ^b
								(mm/yr) ^a	(k _{sn}) (m ^{0.9})	
SIK-03	N 27.1736	E 88.2940	395	-	0.82	805	31	1831	-	LHS
SIK-09	N 27.4793	E 88.5259	753	Rang Rang	31.53	2150	26	3025	-	MCTZ
SIK-10	N 27.6067	E 88.6546	1540	Lachung	777	4556	27	468	374	GHS
SIK-11	N 27.7552	E 88.5451	2735	Tista	711	4982	22	739	277	GHS - TSS
SIK-12	N 27.7553	E 88.5429	2735	Zemu	1013	5182	23	978	279	GHS - TSS
SIK-15	N 27.5162	E 88.5316	770	Tista	3788	4471	26	1207	397	GHS - MCTZ - TSS
SIK-16	N 27.5216	E 88.5530	780	Talong	781	3847	32	1905	449	GHS - MCTZ
SIK-19	N 27.1713	E 88.5379	300	Rangpo	485	1922	26	2910	246	GHS - MCTZ
SIK-20	N 27.0806	E 88.4325	220	Rangit	2142	2380	27	2102	299	GHS - MCTZ - LHS
TST-22	N 26.8887	E 88.4762	100	Tista	8033	3161	26	1871	329	GHS - MCTZ - LHS - TSS - Sw

Table 1): at catchment scale, mean slopes vary from 23° to 32° and normalized channel steepness values (k_{sn}) range from 277 to 449 m^{0.9}, with highest values encountered in north Sikkim (Lachung, Talong and North Tista catchments; SIK-10, SIK-16, SIK-15 respectively). Local k_{sn} values vary from 16 to 4102 m^{0.9} (Figure 22c and Figure 22d); highest values are localized at (1) the gorge cut through the LHS at the southern mountain front, (2) an east-west reach of the Tista River where it flows through the MCTZ north of the Tista half-window, and (3) high-elevation (2500-3000 m) reaches of the Tista and its main tributaries (Zemu, Talong, Rangit) in the GHS in the north of Sikkim and stretching westward toward Kanchenjunga. Average catchment slope and average channel steepness for the sampled Sikkim catchments are positively correlated ($R = 0.75$; significant at $\alpha = 0.05$; Table 4).

Average rainfall for the entire mountainous catchment of the Tista River is 1871 mm/yr. This amount reaches nearly 3000 mm/yr in southeastern Sikkim (Rangpo catchment) and falls to less than 1000 mm/yr in northern Sikkim (Lachung, northernmost Tista, and Zemu catchments), leading to a negative correlation ($R = -0.77$; significant at $\alpha = 0.05$) between elevation and rainfall (Table 4). No other significant correlations exist between analysed morphometric parameters and rainfall.

VI.4.2. Exhumation rates at geological timescales

Central AFT ages obtained from modern river sands in Sikkim vary from 3.2 ± 0.2 to 10.4 ± 0.5 Ma (Table 2). Whereas most samples, as expected, show overdispersed single-grain age patterns (characterised by $P(\chi^2) < 5\%$ and/or $D > 15\%$; Table 2), several (SIK-03, SIK-10, SIK-19, SIK-20) are characterised by a single age population.

Sample ID	N	ρ_s ($\times 10^4 \text{ cm}^{-2}$)	N_s	ρ_i ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$)	N_i	ρ_d ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$)	N_d	$P(\chi^2)$ (%)	Age dispersion (%)	Central Age (Ma) - 1σ error	Exhumation rate ⁱ (mm/yr)	Standard deviation
SIK-03	96	6.94	302	2.15	9366	1.45	4855	51	13	5.9 ± 0.4	0.81	0.37
SIK-09	100	6.83	350	2.66	13614	1.45	4865	0	32	5.1 ± 0.4	0.92	0.50
SIK-10	100	8.37	427	2.42	12361	1.44	4875	75	0	6.2 ± 0.3	0.74	0.29
SIK-11	100	13.5	593	2.37	10360	1.44	4886	4	20	10.4 ± 0.5	0.51	0.21
SIK-12	100	9.98	466	2.67	12474	1.43	4896	8	15	6.8 ± 0.4	0.67	0.29
SIK-16	99	6.99	392	2.11	11837	1.43	4906	0	22	6.1 ± 0.4	0.76	0.40
SIK-19	100	8.51	526	2.36	14589	1.42	4917	10	10	6.4 ± 0.3	0.70	0.26
SIK-20	84	4.10	196	2.24	5753	1.42	4927	27	5.9	3.2 ± 0.2	1.20	0.63
TST-22	98	6.98	281	2.82	4853	1.42	4937	12	17	4.5 ± 0.3	0.97	0.51

Table 2 : Detrital apatite fission-track data from modern river samples in the Sikkim Himalaya and derived long-term exhumation rates.

Notations: N : total number of grains analysed per sample; r_s , N_s : spontaneous track density and number of tracks counted; r_i , N_i : induced track density and number of tracks counted; r_d , N_d : track density and number of tracks counted in the dosimeter glass; $P(\chi^2)$: chi-square probability that the individual grain ages form a single age population. ^a Each single-grain age was converted to a long-term exhumation rate assuming 1D, steady-state exhumation (Willet and Brandon, 2013). We report the average of these ages for one sample as the mean long-term exhumation rate recorded by that sample (Bermúdez et al., 2013).

Cumulative age distributions (Vermeesch, 2007) for the different samples are shown in Figure 23; radial plots for individual samples are provided in Supplementary Table 12. Both the central ages and overall grain-age distributions become older toward the North. The northernmost Tista sample (SIK-11) shows the oldest ages (central age 10.4 ± 0.5 Ma), with

the three other northern Sikkim samples (SIK-10, SIK-12, SIK16) also showing comparatively old ages (central ages > 6 Ma). In contrast, the two southernmost samples (SIK-20 and TST-22; the latter was sampled where the Tista River enters the plain) show the youngest overall age populations, with central ages of 3.2 ± 0.2 and 4.5 ± 0.3 Ma, respectively.

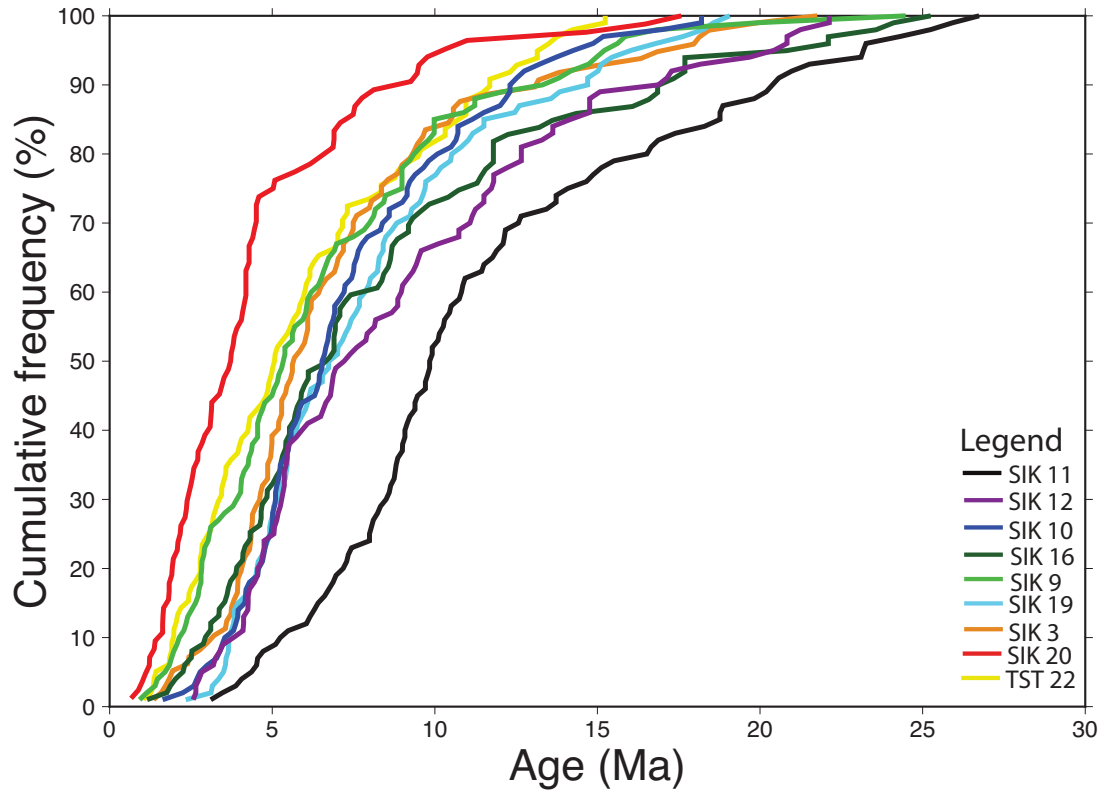


Figure 23 : Cumulative frequency distributions of individual apatite fission-track detrital grain ages for each sample.

Estimated exhumation rates vary from 0.5 ± 0.2 to 1.2 ± 0.6 mm/yr (Table 2). The highest rate, corresponding to the youngest single-grain age distribution, is recorded by sample SIK-20, collected from the Rangit River, which drains the southwest quarter of the Sikkim Himalaya, before its confluence with the Tista. The catchment-integrated long-term exhumation rate for the entire Tista catchment, represented by sample TST-22, is close to 1 mm/yr. Overall, exhumation rates at geological timescales decrease northward (Figure 24a); the lowest rate is recorded in the northernmost part of Sikkim, corresponding to the headwaters of the Tista River (SIK-11). The other catchments in north Sikkim also have relatively low exhumation rates of 0.7 ± 0.3 mm/yr for the Zemu River draining the northern flanks of the Kanchenjunga massif (SIK-12), 0.8 ± 0.4 mm/yr for the Talong River draining the southern part of

Kanchenjunga (SIK16) and 0.7 ± 0.3 mm/yr for the Lachung catchment in northeast Sikkim (SIK10).

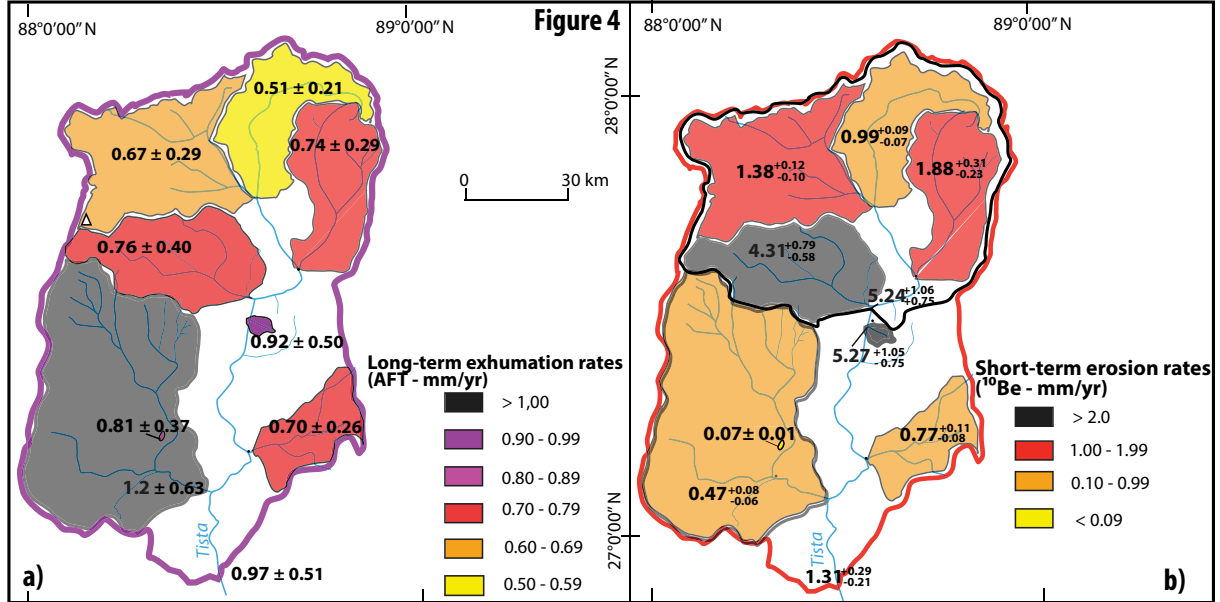


Figure 24 : Maps of a) long-term exhumation rates derived from detrital apatite fission-track data and b) short-term erosion rates from ^{10}Be cosmogenic nuclides for catchments in the Sikkim Himalaya. Note different scales for exhumation/erosion rates

VI.4.3. Erosion rates at millennial timescales

Apparent erosion rates obtained from cosmogenic-nuclide analysis vary much more strongly than long-term exhumation rates; from 0.07 ± 0.01 mm/yr to $5.27^{+1.05}_{-0.75}$ mm/yr (Table 3, Figure 24b). Both the lowest and highest values correspond to samples collected at the outlet of small catchments (SIK-03 and SIK-09; 0.8 and 31.5 km², respectively). Excluding these samples, apparent erosion rates vary from $0.77^{+0.11}_{-0.08}$ to $5.24^{+1.06}_{-0.75}$ mm/yr. The highest rate is recorded by sample SIK-15, which was collected from the Tista River in the MCTZ. At this latitude, the Tista River drains the entire northern half of Sikkim. This high rate appears to be largely influenced by the Talong River, which drains the south flank of the Kanchenjunga Massif and also records a high erosion rate of $4.31^{+0.79}_{-0.58}$ mm/yr. The other northern Sikkim catchments of the Lachung, uppermost Tista and Zemu rivers (samples SIK-10 to SIK-12) also show relatively high erosion rates, between $0.99^{+0.09}_{-0.07}$ and $1.88^{+0.31}_{-0.23}$ mm/yr, but these are significantly lower than the rates recorded by samples SIK-15 and SIK-16 (Figure 24b).

In contrast, samples from southern Sikkim record much lower erosion rates: $0.47^{+0.08}_{-0.06}$ mm/yr for sample SIK-20 (Rangit River) and $0.77^{+0.11}_{-0.08}$ mm/yr for sample SIK-19 (Rangpo River in southeast Sikkim). Finally, sample TST-22 located at the Himalayan mountain front records an average millennial erosion rate of $1.31^{+0.29}_{-0.21}$ mm/yr for the entire Tista catchment in the Sikkim Himalaya, within uncertainty of the long-term exhumation rate of 1.0 ± 0.5 mm/yr for this sample.

Sample ID	^{10}Be Concentration (at/g) ^a	Error on ^{10}Be concentration ^a (at/g)	Catchment production rate without snow correction ^b (at/g/yr)	Glaciated area (%)	Catchment production rate with snow correction ^{bc} (at/g/yr)	Shielding factor	Erosion rate (mm/yr) ^d
SIK-03	43173	3259	5.39	-	-	0.939	0.07 ± 0.01
SIK-09	1712	284	15.22	-	-	0.961	5.27 ^{+1.05} _{-0.75}
SIK-10	17057	2431	56.69	1.60	54.17	0.935	1.88 ^{+0.31} _{-0.23}
SIK-11	39338	3205	68.03	0.45	65.79	0.954	0.99 ^{+0.09} _{-0.07}
SIK-12	26145	2066	73.86	24.65	61.02	0.950	1.38 ^{+0.12} _{-0.10}
SIK-15	5805	974	56.69	7.35	51.29	0.935	5.24 ^{+1.06} _{-0.75}
SIK-16	5335	830	42.65	2.68	38.81	0.905	4.31 ^{+0.79} _{-0.58}
SIK-19	11313	1400	14.66	-	-	0.958	0.77 ^{+0.11} _{-0.08}
SIK-20	23265	3232	20.85	0.20	18.91	0.952	0.47 ^{+0.08} _{-0.06}
TST-22	14306	2596	34.92	3.52	31.74	0.945	1.31 ^{+0.29} _{-0.21}

Table 3 : ^{10}Be concentration of river-sand samples in the Sikkim Himalaya and derived millennial erosion rates. ^a In-situ produced cosmogenic nuclide concentrations are calculated from sample mass and $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios, normalized to standard NIST 4325 with a $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ value of 2.79×10^{-11} . The subtracted average laboratory process blank $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio is 4.9×10^{-15} except for SIK-20, measured during a later campaign, for which the blank $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio is 2.9×10^{-15} . ^b Production rates calculated from a Sea Level High Latitude (SLHL) production rate of 3.99 ± 0.22 according to the most recent calibration by Heyman (2014; cf. <http://hess.ess.washington.edu/math/>) and the altitudinal / latitudinal scaling scheme of Stone (2000) with an attenuation length of 160 g/cm^2 for neutron-induced spallation, which represents 97.5% of the surface production of ^{10}Be (Heisinger et al., 2002). ^c Snow- and ice-shielding based on map of modern glacier and dense snow-cover extent (Krishna, 2005; cf. **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). ^d Production rates were set to 0 under the glacier areas (Delunel et al., 2010) and multiplied by 0.5 for areas of temporary dense snow cover (see text for discussion). ^d Erosion rates are based on an assumed bedrock density of 2.7 g.cm^{-3} .

VI.5. Discussion

VI.5.1. Factors controlling ^{10}Be concentration of modern river sands

Both the ^{10}Be concentration and inferred millennial erosion rate for the entire Tista catchment (sample TST-22) fall well within the range observed at the outlets of Himalayan tributaries of the Ganges River to the west (Lupker et al., 2012). However, the ^{10}Be concentrations and

apparent erosion rates of sub-catchments may be influenced by several processes, including incomplete sediment mixing, variable quartz contents in the source lithologies, admixing of sub-glacial sediments, and stochastic processes such as landsliding (e.g., Lupker et al., 2012; Puchol et al., 2014; West et al., 2014). Quartz contents were monitored in the samples and vary from 35 to 67% of the employed grain-size fraction (250-500 μ m), without any clear relationship to the sampled geological domain. We therefore do not consider this a major potential control on the observed ^{10}Be concentration patterns. As explained in section VI.3.2, we corrected for glacial cover of the catchments, so we neither think that glacial sediments influence the apparent erosion rates strongly, under the basic assumption (e.g. von Blanckenburg, 2006) that glacially covered areas contribute proportionally to the sediment flux from the catchments. Verifying this assumption would require sampling at smaller scales than the current sub-catchments (e.g. Delunel et al., 2014; Guillon et al., 2015). We therefore focus here on the issues of sediment mixing and stochastic erosion processes.

Samples SIK-03 and SIK-09, from the two smallest catchments, display respectively the lowest and highest apparent erosion rates. For these particular catchments, we consider that the recorded erosion rates could be considerably influenced by stochastic processes such as landslides and do not represent the average erosion rate of the catchment (e.g., Glotzbach et al., 2013; Niemi et al., 2005; Puchol et al., 2014; West et al., 2014). Thus millennial erosion rates calculated for samples SIK-03 and SIK-09 are considered to be unrealistically low and high, respectively, and will not be considered further.

Since our sampling strategy included sampling from sub-catchments, we can use a simple budget calculation of ^{10}Be -fluxes (e.g., Delunel et al., 2014; Vance et al., 2003) to assess whether the studied catchments comply with the implicit assumption that they faithfully record catchment-averaged erosion rates (von Blanckenburg, 2006). We can do this both on the scale of northern Sikkim, by comparing the results for sample SIK-15 with those of samples SIK-10, SIK-11, SIK-12 and SIK-16, and on the scale of the entire Sikkim Himalaya, by comparing sample TST-22 with all other samples (excluding the two smallest catchments SIK-03 and SIK-09; cf Supplementary Table 1).

It is impossible to balance the measured ^{10}Be concentration in sample SIK-15 using the ^{10}Be flux from its sub-catchments SIK-10, SIK-11, SIK-12, and SIK-16; the ^{10}Be concentration calculated from the weighted-average ^{10}Be -flux of these catchments is nearly 3 times higher

than the concentration measured in SIK-15 and predicts an average erosion rate of $2.34^{+0.24}/_{-0.19}$ mm/yr for the drainage area of the concerned samples. To balance the measured ^{10}Be concentration in sample SIK-15, the remaining 506 km² of catchment SIK-15 not sampled by these four sub-catchments would have to contribute an unrealistically low ^{10}Be concentration of 572 ± 108 at/g, corresponding to exceedingly high erosion rates. Therefore, we suggest that the high apparent erosion rate recorded by sample SIK-15 does not represent an average erosion rate within the catchment. We rather interpret it as being influenced by landsliding, which provides material with very low ^{10}Be concentration to the river and thus leads to overestimated erosion rates. Based on satellite images and field observations, landsliding is very prominent in the corridor corresponding to the MCTZ, in particular in the reach of the Tista valley just upstream of the confluence with the Talong River (the sampling sites of SIK-15 and SIK-16). This stretch also corresponds to a major knickzone, as indicated by high channel steepness values (Figure 22). We suspect our sample SIK-15 to be influenced by landslide-derived sediment from this zone.

In contrast, the ^{10}Be concentration in sample TST-22 is consistent with the ^{10}Be -flux from the 6 sub-catchments SIK-10, SIK-11, SIK-12, SIK-16, SIK-19 and SIK-20; the predicted weighted-average erosion rate from these 6 catchments of $1.53^{+0.18}/_{-0.13}$ mm/yr overlaps with the rate recorded by TST-22. Therefore, we consider the apparent erosion rates calculated for these 6 samples to faithfully represent the catchment-averaged erosion rate.

VI.5.2. Correlation between erosion/exhumation rates and potential forcing parameters

The patterns of long-term exhumation and millennial erosion rates, obtained by the AFT and ^{10}Be cosmogenic nuclide analyses respectively, are strikingly different (Figure 24 and Figure 26). While southwest Sikkim (sample SIK-20) shows the highest exhumation rates at geological timescales, erosion rates at millennial timescale are highest in northern Sikkim (samples SIK-10, SIK-11, SIK-12 and SIK-16). This strong spatial decorrelation in the distribution of exhumation and erosion rates suggests that the main processes controlling these rates at different timescales are decoupled from each other.

In order to investigate these potential controls, we studied the correlation between geomorphologic parameters (catchment-averaged elevation, slope, and normalized steepness index), rainfall, millennial erosion rates and long-term exhumation rates (Table 4; Figure 25). As expected given the contrasting spatial patterns, there is no correlation between erosion and exhumation rates. Exhumation rates do not correlate with any geomorphological or climatic parameters; all correlation coefficients are below the critical value of 0.56 (for $\alpha = 0.05$ and 7 degrees of freedom). The weak correlations between estimated exhumation rates and both elevation and rainfall ($R = -0.51$ and 0.47 , respectively) reflect the overall northward decrease in both exhumation rates and rainfall. Neither erosion nor exhumation rates correlate with rainfall, which suggests that the rainfall pattern does not exert a first-order control on patterns of erosion in Sikkim. However, a significant positive correlation ($R = 0.85$) appears between millennial erosion rates and basin-averaged channel steepness indices; this will be discussed further in section VI.5.4.

	Elevation	Slope	Precipitation	k_{sn}	Erosion rate	Exhumation rate
Elevation	-	0.28	0.60	0.07	0.05	0.26
Slope		-	0.09	0.56	0.02	0.02
Precipitation			-	0.05	0.02	0.22
k_{sn}				-	0.72	0.01
Erosion rates					-	0.00
Exhumation rates						-

Table 4 : Correlation matrix between catchment-wide exhumation/erosion rates and catchment-averaged elevation, slope, precipitation, and normalized channel steepness index (k_{sn}). Linear correlation coefficients R^2 are reported

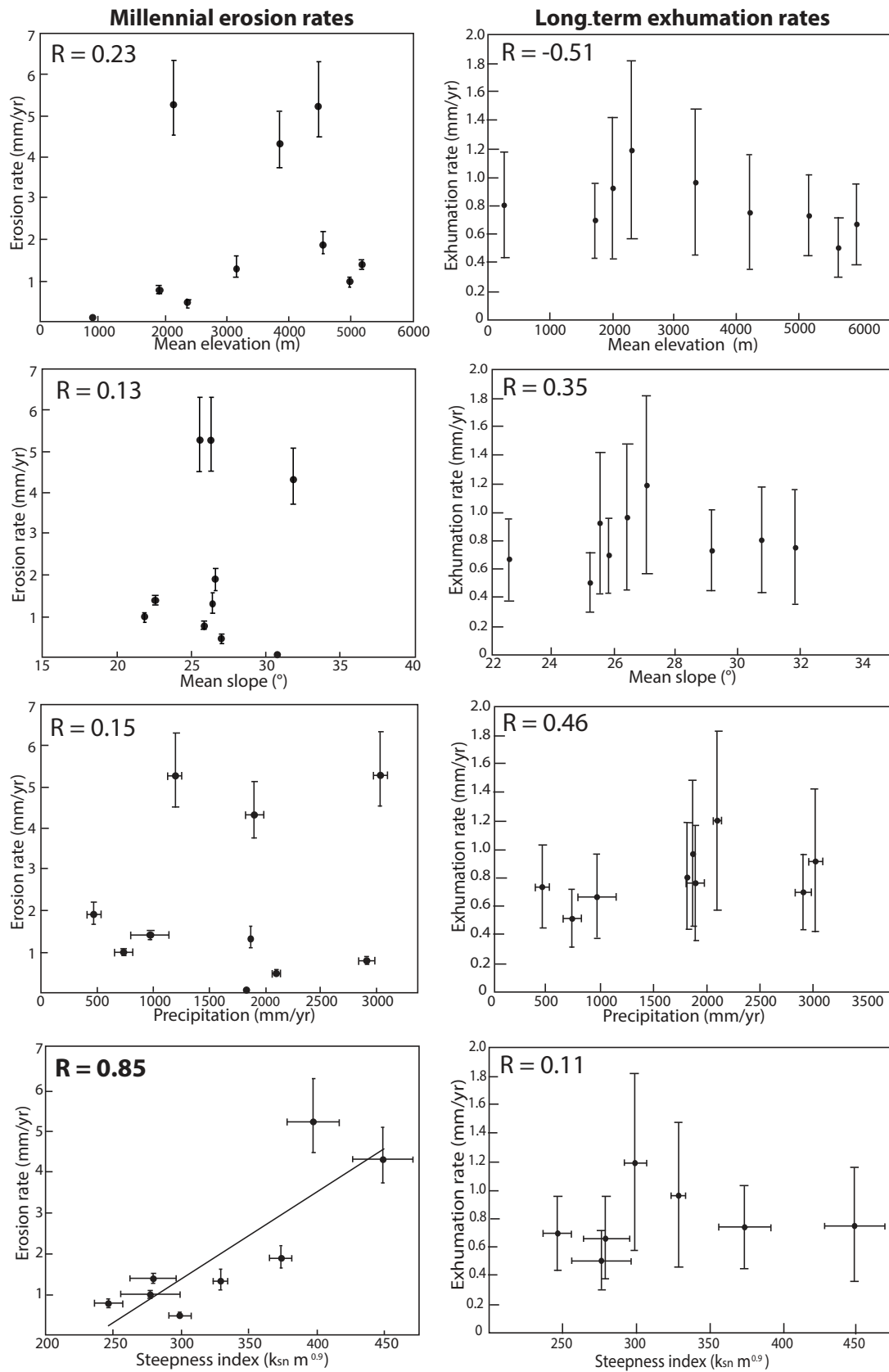


Figure 25 : : Exhumation/erosion rates plotted against (from top to bottom) mean elevation, mean slope, mean annual precipitation and normalized channel steepness index for all sampled catchments. The only significant correlation (at $\alpha = 0.05$) between millennial erosion rate and average normalized channel steepness index is indicated.

VI.5.3. Controls on exhumation rates at geological timescales

As there is no correlation between exhumation rates and either geomorphological parameters or rainfall, we focus our investigation on potential tectonic controls (Figure 26). Elsewhere in the Himalaya, long-term exhumation rates have been shown to be strongly controlled by the geometry of the Main Himalayan Thrust (MHT). In particular, the length and dip of the crustal-scale ramp in the MHT display significant variations between the Nepal and the Bhutan Himalaya, leading to strongly focused exhumation above this ramp in Nepal and a more widely distributed zone of exhumation in Bhutan (Coutand et al., 2014; Herman et al., 2010; Robert et al., 2011). Geophysical data (Acton et al., 2011) suggest that the MHT in Sikkim dips $<5^{\circ}$ south of 27.5°N and steepens to $12\text{--}15^{\circ}$ north of this latitude, similar to the MHT geometry inferred for western Bhutan (Coutand et al., 2014).

Relatively high rates of exhumation, in the order of $0.7\text{--}0.9$ mm/yr, are recorded by catchments spanning the MCTZ in Sikkim (Figure 26), but the highest rates of exhumation (~ 1.2 mm/yr) are recorded for the Rangit River catchment in southwest Sikkim. While this large catchment encompasses all three main geological domains (GHS, MCTZ, LHS), a particularity of this area is the emergence of the Rangit duplex (cf. section VI.2.1).

In the Nepal Himalaya, the growth of the Lesser Himalayan duplexes is estimated to initiate at ~ 11 Ma (DeCelles et al., 1998, Huyghe et al., 2001). In Sikkim, monazite geochronometry suggests that the MCT was active at $\sim 12\text{--}10$ Ma (Catlos et al., 2004). Since that time, the MCT thrust sheets have been folded by the growth of the Rangit duplex, the initiation of which is thus younger (Bhattacharyya and Mitra, 2009). High exhumation rates at geological timescales (i.e., over the last few Myrs) in southwest Sikkim may thus be structurally controlled by continued activity of the Rangit duplex. Preliminary thermo-kinematic modelling results of *in-situ* thermochronology data along a transect across Sikkim (Landry et al., 2014) also suggest that uplift and exhumation associated with growth of the Rangit duplex are required to explain the young ages encountered in southwest Sikkim.

In contrast, catchments in north Sikkim that are constituted by rocks of the GHZ, north of the MCT Zone, show the lowest exhumation rates of $\sim 0.5\text{--}0.7$ mm/yr. Kellett et al. (2013) used geo- and thermochronological data to suggest rapid exhumation of the footwall rocks of the STD between 15 and 13 Ma, followed by slow cooling to surface temperatures since 12 Ma.

Our detrital AFT results from north Sikkim are consistent with this scenario, as they also imply relatively slow exhumation since ~ 10 Ma.

Therefore, we propose that exhumation rates at geological timescales in Sikkim are tectonically controlled. Rapid rates in southwest Sikkim are linked to the growth of the Rangit Duplex since 12-10 Ma (Bhattacharyya and Mitra, 2009), whereas lower exhumation rates in north Sikkim result from cessation of activity of the STD after 13 Ma (Kellett et al., 2013).

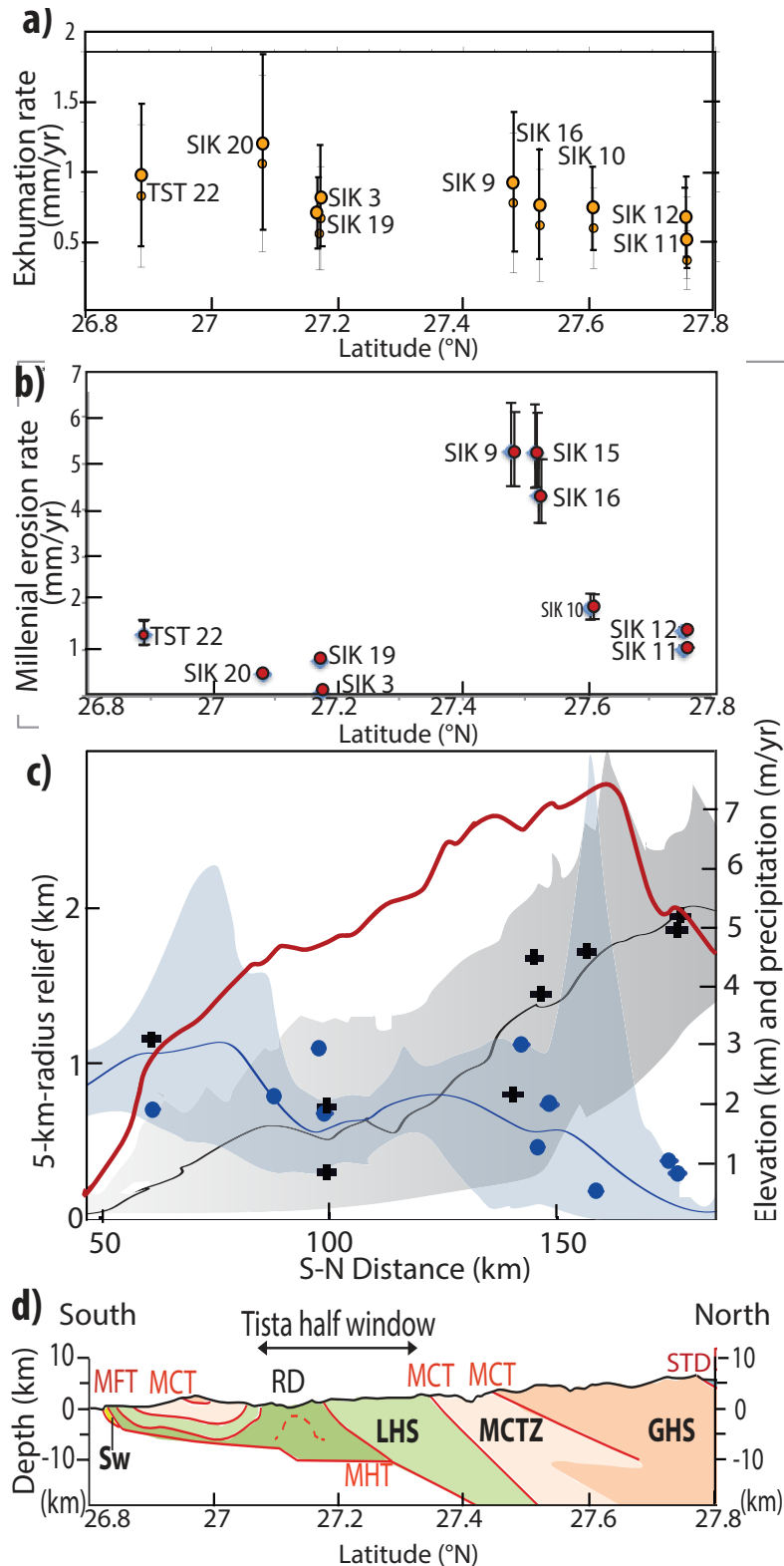


Figure 26 : North-south transect across the Sikkim Himalaya showing (cf *Figure 21* for location: a) distribution of AFT-derived long-term catchment-averaged exhumation rates; b) distribution of ^{10}Be -derived millennial catchment-averaged erosion rates; c) swath profiles of topography (black), relief (red) and precipitation (blue; after Bookhagen and Burbank, 2006). Shaded areas denote $\pm 2\sigma$ ranges. Blue circles and black crosses show catchment-averaged rainfall and elevation of analysed catchments, respectively. d) Geological cross-section modified after Kellett et al. (2013); geometry of Main Himalayan Thrust (MHT) from Acton et al. (2011). Key – main structures: MFT: Main Frontal Thrust; MBT: Main Boundary Thrust; MCT: Main Central Thrust; RD: Rangit Duplex; STD: South Tibetan Detachment. Litho-tectonic units: yellow (Sw): Siwaliks; dark green: Upper Lesser Himalayan Sequence; light green (LHS): Lower Lesser Himalayan Sequence; pale beige: MCT Zone; orange (GHS): Greater Himalayan Sequence; blue: Tethyan Sedimentary Series.

VI.5.4. Controls on millennial erosion rates

Erosion rates at millennial timescales inferred from our ^{10}Be analysis are higher than exhumation rates at geological timescales (except in southwest Sikkim) and show a very different pattern. The ^{10}Be data suggest that south Sikkim is currently eroding much slower than the north, with rates ranging from less than 1 mm/yr to up to 2 mm/yr (excluding samples influenced by landsliding, as discussed in section VI.5.2). A recently published extensive dataset from the GHS in western Bhutan (Portenga et al., 2015) shows similar patterns to our data, with millennial erosion rates peaking in the MCTZ and in the northernmost, glaciated catchments.

The observation that millennial erosion rates constrained by cosmogenic-nuclide analysis are higher than long-term exhumation rates from thermochronology contrasts with earlier findings further west in the Himalaya, where both datasets suggest comparable rates (Godard et al., 2014; Scherler et al., 2014; Vance et al., 2003). However, several authors have argued, from a comparison of different thermochronometric systems, that exhumation rates should have increased, in particular in the GHS, in the last few million years (e.g., Huntington et al., 2006; Thiede and Ehlers, 2013; Vance et al., 2003). Thiede and Ehlers (2013) suggest that this increase may be driven either tectonically, linked to rapid uplift and exhumation of rocks above the MHT ramp, or climatically, by late Pliocene-Pleistocene glaciations.

Godard et al. (2014) and Scherler et al. (2014) found that ^{10}Be -derived erosion rates in central Nepal and northwest India, respectively, peaked within the MCTZ at the inferred locus of the ramp in the MHT, and therefore concluded that these rates were tectonically controlled. In our

dataset, the highest erosion rates are also encountered in catchments composed in part (SIK-15, SIK-16) or entirely (SIK-9) of MCTZ rocks. However, the observed five-fold increase in millennial erosion rates compared to long-term exhumation rates in these catchments is not easily explained tectonically. Moreover, our ^{10}Be -budget calculations suggest that the high apparent erosion rate recorded by sample SIK-15 is not representative of the entire catchment (cf. Section VI.5.1). As discussed above, we rather interpret these data as being influenced by active landsliding focused in the MCTZ corridor.

While high millennial erosion rates in the MCTZ may be at least indirectly controlled by rapid rock uplift, which would drive frequent landsliding in this high-relief zone, such a mechanism cannot explain the erosion rates of $\sim 1.0\text{--}1.9$ mm/yr encountered in the northernmost catchments (SIK-10, SIK-11, SIK-12) that are located well north of this zone. These high erosion rates at millennial timescales in north Sikkim appear decoupled from tectonic activity and must find their origin in other controls.

In the central Nepal Himalaya, precipitation appears to exert a strong control on decadal erosion rates, which are decoupled from long-term exhumation rates (Burbank et al., 2012; Gabet et al., 2008). In Sikkim, in contrast, there is no correlation between rainfall and millennial erosion rates (Table 4, Figure 6). In particular, the high erosion rates in North Sikkim correspond to the lowest catchment-averaged rainfall rates.

Glaciation also plays a major role in setting erosion rates, both through the direct erosional effect of glaciers and by introducing significant topographic disequilibrium into the landscape (Hallet et al., 1996; Herman et al., 2013; Koppes and Montgomery, 2009). Glacial extent is currently limited in Sikkim, with large glaciers only occurring on the eastern flank of the Kanchenjunga massif (Krishna, 2005; Fig. 2d). Asahi (2010) mapped the Last Glacial Maximum (LGM) extent of glaciers in the Kanchenjunga massif and found that the LGM Equilibrium Line Altitude was depressed by 500-1000 m, with a strong north-south gradient attributed to the concurrent precipitation gradient. Asahi (2010) mapped the LGM termini of major glaciers at ~ 3200 m elevation.

Catchment-averaged normalized channel steepness values (k_{sn}) and millennial erosion rates display a significant positive correlation ($R = 0.85$; Table 4; Fig. 5). Besides the reach where the Tista River crosses the MCTZ (see above) and the gorge around the MBT, most high-

steepness channel reaches in Sikkim are located close to the inferred terminus elevations of glaciers during the Last Glacial Maximum (Asahi, 2010; Fig. 2d). This coincidence in locations is particularly striking in the Zemu, Talong and Rangit Rivers (Fig. 2d), while no such high-steepness reaches are observed in the eastern tributaries of the Tista, which are less glaciated than the Kanchenjunga massif (Krishna, 2005). It thus appears that glaciation has introduced significant disequilibrium in these channels, as suggested by Norton et al. (2010) and Schlunegger and Norton (2013) for the European Alps. We conclude that in the north-Sikkim landscapes with strong glacial inheritance, erosion is highest where fluvial processes are currently readjusting from past glacial perturbations by headward erosion and knickzone retreat.

VI.6. Conclusions

Quantification of the spatial variation in exhumation and erosion rates at different timescales provides a key to better understand the main controls on exhumation/erosion rates through time. Even though the spatial resolution of our study is rather low, our detrital cosmogenic nuclide and thermochronology data on modern river sands from the Sikkim Himalaya suggest that the main controls on exhumation/erosion rates in this region are decoupled through time.

Exhumation rates at geological timescales decrease from south to north, do not show any correlation with either geomorphic or climatic parameters, and appear to be controlled by tectonics. High exhumation rates in southwest Sikkim (1.2 ± 0.6 mm/yr) may be related to the development of the Rangit Duplex, a major duplex structure in the LHS that has been active since ~ 12 - 10 Ma (Bhattacharyya and Mitra, 2009). Low exhumation rates in north Sikkim are consistent with cessation of activity on the STD after ~ 13 Ma (Kellett et al., 2013).

In contrast, erosion rates at millennial timescales are generally higher and more variable than long-term exhumation rates, and increase from south to north in Sikkim. Erosion rates reach up to 2 mm/yr in north Sikkim, while they are <1 mm/yr in south Sikkim. Even higher apparent rates of >5 mm/yr in the MCTZ are attributed to recent landsliding activity and incomplete mixing of sediment at the sampling location. Although these high rates could be indirectly controlled by the presence of a ramp in the MHT below the MCTZ, as suggested elsewhere in the Himalaya (Godard et al., 2014; Scherler et al., 2014), such a mechanism

cannot explain the high millennial erosion rates encountered in catchments well north of the MCTZ. As rainfall is uncorrelated with either long-term exhumation or millennial erosion rates, we conclude that variations in rainfall exert only a second-order control on erosion processes in Sikkim. Millennial erosion rates are significantly correlated to average channel steepness values, and oversteepened channel reaches are consistently found near the inferred terminal elevations of LGM glaciers. Thus, glacial inheritance appears to exert a strong control on the pattern of fluvial incision and catchment-scale millennial erosion rates in the Sikkim Himalaya.

VI.7. Acknowledgements

We thank Mauricio Bermúdez, Swann Zerathe and Romain Delunel for their help in the treatment and analysis of the thermochronology and cosmogenic data, as well as Francis Coeur and François Senebier for sample preparation. We also thank Maurice Arnold, Karim Keddadouche and Georges Aumaître for assistance during AMS measurements. The manuscript benefited from thorough and constructive comments by Bodo Bookhagen and an anonymous reviewer. This work is part of R.A.'s PhD thesis, funded by a grant from Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir – ANR10 LABX56).

Chapitre 4 : Scénario de formation et d'abandon du mégafan de la Tista (West Bengal, Inde) par des contraintes d'âges ^{10}Be et IRSL

Résumé	117
VII. Formation and abandonment of the Tista megafan (West Bengal, India): ^{10}Be cosmogenic and IRSL age constraints	119
Abstract	119
1. Introduction	120
2. Regional setting	122
2.1. The Tista megafan and hinterland terraces.....	122
2.2 Structure and Active Tectonics	124
2.3. Climate and hydrology	125
3. Sampling strategy and methods	127
3.1. Sampling sites	127
3.2. Terrace mapping.....	128
3.3. ^{10}Be analysis	129
3.3.1. Analytical procedures.....	130
3.3.2 Exposure age calculations	130
3.4. Optically and Infra-Red stimulated luminescence (OSL, IRSL) dating	131
4. Results	133
4.1. Intra-mountainous terraces of the Tista catchment (site 1)	133
4.1.1. Terrace T3 _s	133
4.1.2 Terrace T2 _s – profile SIK 5.....	137
4.1.3 Terrace T1 _s	137
4.2. Proximal Tista Megafan	139
4.2.1 Megafan Surface S _w (Site 2).....	139
4.2.2. East-bank terraces of the megafan apex (site 3).....	141
4.3 Distal fan surfaces	143
4.3.1 Profile BR (site 4)	144
4.3.2 Profile DL (site 5).....	146
4.3.3 Eastern distal lobe (site 6)	147
5. Discussion	148
Tista megafan characteristics and sediment fluxes	148
Development of the Tista megafan	150
Correlation between hinterland terraces and the Tista megafan	152
Controls on the abandonment of the Tista megafan.....	153
1 Possible tectonic controls	154
Possible climatic controls	155
6. Conclusions	157

Résumé

Le bassin d'avant pays de la chaîne himalayenne est caractérisé par le dépôt de mégafans quaternaires dont les processus de formation sont toujours débattus. Le mégafan de la Tista stocke les produits d'érosion du Sikkim et s'étend sur plus de 16 000 km² depuis le front de la chaîne, où il est fortement incisé, jusqu'à la confluence de la Tista avec le Brahmapoutre. Afin de contraindre les contrôles tectoniques ou climatiques potentiels à l'origine de la formation et de l'incision du mégafan, nous présentons un scénario pour expliquer son développement grâce à la datation de ses dépôts (IRSL) et de l'exposition de ses surfaces (nucléides cosmogéniques, ¹⁰Be). Nous proposons ainsi le développement successifs de deux lobes distaux en aval d'un lobe proximal commun, développé au front de la chaîne depuis au moins 50 000 ans et incisé par la Tista depuis 4000^{+600/-400} ans. Le lobe distal occidental a été formé tôt dans l'histoire du mégafan, par des rivières drainant le Sikkim et se jettant dans le Gange, et a été abandonné au début de l'Holocène (10 000 – 11000 ans). Le lobe distal oriental, très peu incisé et plus récent (< 1000 ans), s'est construit quand le réseau de drainage principal du Sikkim a migré vers l'Est grâce à d'importantes avulsions. Les flux sédimentaires nous indiquent que les taux d'érosion devaient être plus forts durant les derniers 50 000 ans que ceux enregistrés dans les sables modernes et que le mégafan devait être un piège à sédiments très efficace pendant sa période d'alluvionnement.

L'incision approximativement synchrone de terrasses dans le Moyen Pays et des surfaces du mégafan indiquent que l'érosion se propage rapidement de l'un à l'autre.

Les périodes d'aggradation et d'incision des rivières sont compatibles avec un guidage climatique, où les périodes de forte intensité de mousson et de forts flux sédimentaires associés (Goodbred, 2003) coïncident avec des phases d'aggradation dans l'avant-pays. Les phases initiales et terminales de ces périodes de fortes moussons sont caractérisées par de l'incision dans l'avant pays. En revanche, le rôle de l'activité tectonique sur l'alluvionnement et l'incision du mégafan semble mineur.

VII. Formation and abandonment of the Tista megafan (West Bengal, India): ^{10}Be cosmogenic and IRSL age constraints

Rachel Abrahami^{1*}, Pascale Huyghe¹, Peter van der Beek¹, Julien Carcaillet¹, Sally Lowick²,
Tapan Chakraborty³

1 *Université Grenoble Alpes, Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France*

2 *University of Bern, Institut für Geologie, Baltzerstrasse 1+3, CH-3012 Bern, Switzerland*

3 *Indian Statistical Institute, Geological Studies Group, 203 Barrackpore Trunk Road, Kolkata 700108, India*

***Corresponding author, email:** Rachel Abrahami, rachel.abrahami@ujf-grenoble.fr

Keywords: Megafan, Tista river, Himalaya, climate, ^{10}Be , IRSL, incision, terrace

Abstract

The Himalayan proximal foreland is characterized by quaternary megafan deposits, of which the formational mechanisms remain debated. The Tista megafan spreads over more than 16 000 km² from the mountain front, where it is strongly incised, to the confluence of the Tista River with the Brahmaputra River, and stores sediments produced in the Sikkim Himalaya. We propose a scenario for the formation and abandonment of the Tista megafan based on new Infra-Red Stimulated Luminescence (IRSL) and ^{10}Be cosmogenic age constraints, in order to discuss their main potential controls. We suggest that two distal lobes developed successively downstream from a common proximal lobe. Deposition took place since ~50 ka assuming a constant sedimentation rate of $0.88 \pm 0.10 \text{ mm.yr}^{-1}$ and incision began at $4.0^{+0.6}_{-0.4} \text{ ka}$ at an average rate of $10.5^{+0.6}_{-1.8} \text{ mm yr}^{-1}$. The western distal lobe of the megafan was deposited early in the history of the megafan, possibly when the Sikkim Himalaya catchments were drained by rivers that were tributaries of the Ganga River, and was abandoned in the early Holocene (10-11 ka). The eastern poorly incised and recent (<1ka) may have been built when the main Tista drainage system had shifted eastward through possible nodal avulsions. Approximately

synchronous incision between terraces hinterland and megafan surfaces suggests that incision has propagating rapidly.

Tectonic processes seem to play a minor role in guiding the Tista River course and driving incision of the megafan deposits. Aggradation and incision episodes appear more compatible with a climatic guidance, through changes in monsoon intensity and associated sediment flux. Depositional episodes in the Tista megafan, as elsewhere in the Himalaya and its foreland, appear to correlate with periods of strong monsoon precipitations and associated high sediment flux toward the foreland. Abandonment and incision of megafan surfaces and hinterland terraces appears associated to both the onset and the ending of phases of strong monsoon precipitation, during which the balance between water and sediment discharge changes rapidly.

I. Introduction

The Himalayan mountain range is submitted to both active continental collision and intense and highly variable monsoon precipitation. It is therefore an ideal natural laboratory to investigate links between these potential controls and the ensuing surface-mass fluxes. The materials eroded from the Himalaya and stored in both the proximal foreland basin and distal offshore delta fans provide an unparalleled sedimentary archive of the tectonic evolution of the orogen, as well as the evolution of erosion rates, drainage systems and climate on both Cainozoic (e.g. DeCelles *et al.*, 1998; Huyghe *et al.*, 2005; Clift and Blusztajn, 2005, Najman, 2006; Galy *et al.*, 2010, Chirouze *et al.*, 2013, 2015) and Holocene (e.g., Clift *et al.*, 2008; Lupker *et al.*, 2013; Goodbred *et al.*, 2014) timescales. However, reading this record is complicated by the inherent response time of the system (e.g., Castelltort and Van Den Driessche, 2003; Armitage *et al.*, 2013; Braun *et al.*, 2015). In particular, transient sediment storage along the sediment pathway from its erosional source to depositional sink may greatly influence the Himalayan sedimentary record (e.g., Blöthe and Korup, 2013; Densmore *et al.*, 2015).

The Ganga alluvial plain in the immediate foreland of the Himalaya is characterized by a number of fluvial megafans; fan-shaped sedimentary bodies that are characterised by large area ($>10^4 \text{ km}^2$), low gradient ($<0.5^\circ$) and radial drainage patterns. They consist exclusively of fluvial deposits, in contrast to stream-dominated alluvial fans that contain variable proportions of debris flow deposits (Sinha and Friend, 1994, Chakraborty and Gosh 2010).

These megafans are formed by large transverse rivers that drain vast (of the order of 10^5 km²) catchments in the central Himalaya and deposit the volumetrically largest accumulations of coarse sediment in the foreland-basin system (DeCelles and Cavazza, 1999). They are spaced several hundred km apart in the Himalayan foreland; the intervening interfan areas are characterized by much smaller stream-dominated alluvial fans that are isolated from the main Himalayan drainage. The Himalayan megafans may represent important transient intermediate sediment depositories within the source-sink system, but the controls on their development and potential abandonment have not been studied in detail.

The formational mechanisms and significance of the Himalayan megafans remain debated. Burbank (1992) argued that Plio-Pleistocene progradation of fluvial fan systems in the Ganges foreland basin was a response to increased sediment fluxes as a consequence of climatically induced erosional unloading of the Himalaya. Gupta (1997) proposed that drainage reorganization due to the growth of structural topographic barriers at a developing mountain front favoured the development of the megafans since the Late Miocene, whereas Leier et al. (2005) showed that the formation of megafans requires extreme seasonal fluctuations in discharge that result from monsoonal precipitation patterns.

In this paper, we concentrate on the development of the Tista megafan, the easternmost Himalayan megafan that has been built by the Tista River in front of the Sikkim Himalaya (Figure 27). In comparison with other Himalayan megafans, the Tista megafan is anomalous in several respects: 1) it has an anomalous fan-catchment area ratio, the fan being much larger than its contributing catchment (16,500 km² versus 8000 km², respectively); 2) whereas other Himalayan megafans (e.g. Yamuna-Ganga, Ghaghra, Gandak and Kosi) are all built by river systems that show strong diversion into gridiron patterns along the mountain front (Gupta, 1997), no such diversions affect the Tista drainage (Figure 27); 3) the Tista megafan is incised more than 30 m by the modern Tista River, while the Kosi, Gandak and Ghaghra megafans are currently aggrading; 4) deposits of the fan (including its apex) are constituted exclusively by sand whereas the channel of the modern Tista River is composed of coarse gravel.

Chakraborty and Gosh (2010) described the Tista megafan as being composed of three different lobes and proposed a relative chronology based on observed drainage discordances, but neither the timing of deposition nor the incision of the megafan sediments have been

investigated in detail. The aim of this paper is to propose a scenario for the formation and abandonment of the Tista megafan based on new Infra-Red Stimulated Luminescence (IRSL) and ^{10}Be cosmogenic age constraints. We also dated the formation and abandonment of terraces preserved along the middle course of the Tista River in the Sikkim Himalaya in order to investigate potential links between the foreland and the hinterland evolution (e.g. Pepin et al., 2013). We use the new age constraints together with mapping of terrace levels and volume estimates of the fan apex to discuss the main potential controls on the formation, development and abandonment of the Tista megafan.

II. Regional setting

The Tista is the main river draining the Sikkim Himalaya (Figure 27). It takes its source at an elevation of 5320 m close to the Sikkim–Tibet border and flows southward for 200 km before crossing the Himalayan mountain front at 150 m elevation. Within the foreland, the river currently runs along the eastern edge of the megafan it has built and joins the Brahmaputra as a large braided tributary in Bangladesh. The total length of the river is about 400 km.

VII.2.1. The Tista megafan and hinterland terraces

The Tista megafan extends over 16,500 km² from its apex at the Himalayan mountain front down to the confluence of the Tista and Brahmaputra Rivers (Figure 27). The megafan shows a radiating drainage pattern; its surface slope varies from 0.19° near the apex to 0.01° in the most distal part of the megafan (Chakraborty and Gosh 2010). Historical records suggest that major avulsion events have affected the megafan (Chakraborty and Gosh 2010), similar to the better-known examples described from the adjacent Kosi megafan (Wells and Dorr, 1987; Sinha, 2009; Chakraborty et al, 2010). Prior to 1787, maps show the Tista River as a small plain-fed channel flowing into the Brahmaputra (Bristow, 1999), while the Sikkim Himalaya was drained by the Manahabda, Atrai and Karatoya Rivers (Figure 27), which were tributaries of Ganges.

Figure 1

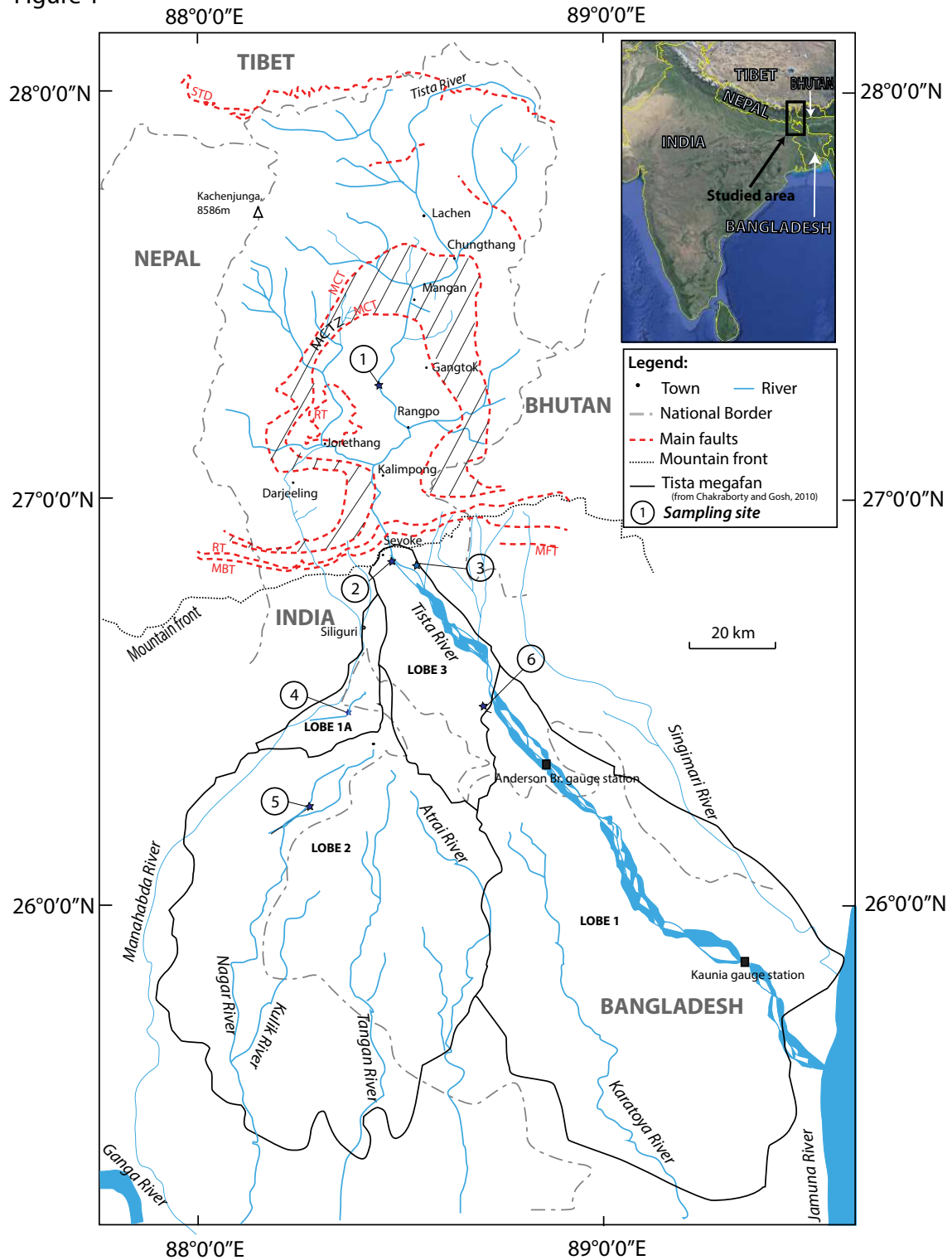


Figure 27 : Overview of the study area in the Sikkim Himalaya and in West-Bengal (NE India). Map showing the Tista River catchment, the Tista megafan as described by Chakraborty and Gosh (2010), the mean tectonic structures in Sikkim, and sampling site locations. Inset shows location within Indian subcontinent.

Chakraborty and Ghosh (2010) used satellite imagery to map ancient and modern radial drainage systems; they distinguished three separate depositional lobes in the megafan (Figure 27). They proposed a relative chronology of these lobes based on inferred truncating relationships of the drainage systems and elevation profiles derived from a digital-elevation model, but did not report any absolute ages. They considered that the eastern distal lobe, drained by the modern Tista River (lobe 1 in Figure 27), was the first to have been built. The river would subsequently have shifted westward to form the western lobe (lobe 2 in Figure 27). Finally, the river switched eastward again to build the smaller lobe 3 that forms the apex of the megafan. The modern Tista River has incised up to 42 m within this proximal lobe of the megafan, from its apex to almost 30 km southward. The western and eastern distal lobes of the megafan are less incised, up to a few meters.

The sedimentology of the proximal and medial parts of the Tista megafan is dominated by sandy sheet braided-stream deposits while in the distal parts low-energy sand-mud channel deposits dominate, with a downstream increase of floodplain marsh or lake deposits (Chakraborty and Ghosh, 2010). Coarse material is conspicuously absent from the fan deposits, in contrast to the proximal parts of other Himalayan megafans and to the modern Tista riverbed.

Poorly dated Quaternary fluvial terraces are also developed on both banks of the Tista River in the Sikkim Himalayas north of the town of Singtam (Figure 27). They correspond to material deposited by braided river channels, debris flows and hyperconcentrated flows, and have been incised several tens of meters by the Tista River (Meetei et al., 2007). Similar terraces have been described along the Rangit River, the main west-bank tributary of the Tista, north of the town of Jorethang (Figure 27; Mukul, 2010). These terraces appear to be restricted to the region between the Main Central Thrust and the Main Boundary Thrust; the so-called Tista half-window (Mukul, 2010).

VII.2.2. Structure and Active Tectonics

The Himalayan mountain front in West Bengal, as elsewhere, is delimited by the active Main Frontal Thrust (MFT). Present-day convergence of $11.1 \pm 1.5 \text{ mm yr}^{-1}$ is taken up by several active branches of the MFT in West Bengal (Mullick et al., 2009). Several paleoseismological studies have found indications for major historical earthquakes on the MFT, with magnitudes

that may have exceeded M_w 8.0, in West Bengal (30 km east of the Tista River outlet; Kumar et al., 2010), eastern Nepal (Sapkota et al., 2013) and Bhutan (Berthet et al., 2014). The Matiali alluvial fan, just to the east of the Tista megafan, has clearly been affected by surface deformation associated with thrusting on the MFT (Kar et al., 2014), but no such deformation features are evident on the Tista megafan apex itself.

Although the topography of the Indo-Gangetic and Brahmaputra plains is very smooth due to the presence of an up to 6-km thick alluvial sediment fill, three inherited subsurface basement ridges have been mapped under the sediments (Rao et al., 1973). They are interpreted as relict horsts, bounded by long-lived, multiply reactivated crustal-scale faults that affected the Indian plate from Precambrian times onward. Surficial geological data combined with aeromagnetic, gravity and seismic surveys have established the location of the ridges and constrained their size and depth below the plains (Valdiya 1976; Gahalaut and Kundu 2012; Godin et al., 2014). These basement ridges may act as barriers to the ruptures of major Himalayan earthquakes (Gahalaut and Kundu, 2012) and appear to guide transverse tectonic features within the Himalaya (Dasgupta et al., 1987; Godin et al., 2014). They have also been suggested to control neotectonic deformation in the Indo-Gangetic plains, which may control local incision of alluvial fans and the oblique course of many Himalayan rivers in the foreland (Pati et al., 2011).

The Tista megafan is located above the easternmost of these buried basement ridges, the so-called Munger-Saharsa Ridge (Gahalaut and Kundu, 2012; Godin et al., 2014). Minor historical seismicity has been registered in the fan and around it (Gahalaut and Kundu, 2012). To the southeast, the Shillong Plateau is bounded by active faults that have generated historical earthquakes with magnitudes up to M_w 8.1 (e.g., Bilham and England 2001). Recent GPS data suggest that the Shillong Plateau is rotating clockwise with respect to the Indian plate, inducing minor active deformation in the Tista megafan region (Vernant et al., 2014).

VII.2.3. Climate and hydrology

The seasonal monsoon dominates climatic variability in the study area on timescales from the annual cycle to glacial-interglacial cycles. Average modern precipitation for the entire mountainous catchment of the Tista River is 1870 mm yr^{-1} (Bookhagen and Burbank, 2006, 2010; Abrahams et al., in review). This amount reaches nearly 3000 mm yr^{-1} in southeastern

Sikkim and decreases to less than 1000 mm yr⁻¹ in northern Sikkim. In the alluvial plain, precipitation increases toward the mountain belt: near the apex of the megafan, average precipitation reaches 4070 mm yr⁻¹ while it oscillates between 1000 and nearly 2000 mm yr⁻¹ in its distal parts.

The Tista River exhibits high seasonal flow variability that causes inundation of floodplains during the monsoon and low-flow conditions in the dry season. Two gauge stations inform about the average annual discharge between 1965 and 1975 (pre-damming period) along the Tista River. Around 80 km downstream of the point of exit of the Tista River from the mountain front, at the Anderson Bridge gauge, the river has a yearly-average discharge of 609 m³ s⁻¹, with monthly-average discharge varying between 130 m³ s⁻¹ in the dry season and 1500 m³ s⁻¹ during the monsoon. In Bangladesh, before the confluence with the Brahmaputra River, the Kaunia gauge station records a yearly-average discharge of 896 m³ s⁻¹ for the Tista River, with monthly-average discharge exceeding 2000 m³ s⁻¹ during the monsoon and dropping to 125 m³ s⁻¹ in the dry season (data from the SAGE Global River Discharge Database; <http://www.sage.wisc.edu/riverdata/>). As no major tributaries join the Tista River between these two gauge stations, the significant increase of river discharge may be due to groundwater recharge (but note that the data for the two stations only partly overlap in time and inter-annual variability is large).

Prell and Kutzbach (1987) discussed the nature of variability in the South Asia summer monsoon over the past 150 kyr. They showed that monsoon precipitation in South Asia was reduced during the Last Glacial Maximum (LGM, ~20 ka) relative to the Marine Isotope Stage 3 (MIS-3, 60 to 25 ka), as a consequence of lower northern-hemisphere insolation during the LGM. Some authors suggest that the increase of moisture transport to the Himalayan mountain belt at the end of MIS 3 led to an increase in precipitation accumulated as snow at high altitudes (e.g., Bush, 2004). These conditions may have allowed glaciers to grow in the Himalaya, causing a local LGM early in the last glacial cycle (Owen et al, 2002; Owen, 2009). Tsukamoto et al. (2002) dated glacial sediments on the Nepali flank of the Kanchenjunga massif that record glacier expansion at 5–6, 8–10, and 20–21 ka, suggesting that the local LGM in the study area was synchronous with the global northern-hemisphere LGM. Hydrological changes during the LGM were significant, with a strongly reduced monsoon leading to lower continental runoff (Cullen, 1981; Duplessy, 1982; Herzschuh, 2006; Kudrass et al., 2001), which reduced sediment supply to the Bay of Bengal (Goodbred,

2003; Weber et al., 1997).

Furthermore, other strong monsoonal precipitation episodes are described during the Early Holocene period of maximum insolation between 6-8, 9.5-10, and 10.5-11 (Prell and Kutzbach, 1987, Clemens et al., 1991; Gasse et al., 1996; Overpeck et al., 1996; Schulz et al., 1998; Enzel et al., 1999). The Holocene glacier expansions recorded in the Kanchenjunga massif by Tsukamoto et al. (2002) may be related to higher precipitation during these periods.

III. Sampling strategy and methods

VII.3.1. Sampling sites

Our study has targeted terraces on the Tista megafan and in the Sikkim Himalaya (Figure 27). Following the conventional method of defining depositional landforms, we will designate the present-day Tista channel deposits and the lower-, middle- and upper-level terraces as T0, T1, T2 and T3, respectively. The megafan surface is characterized by “S”. Finally, “W” (West), “E” (East) or “S” (Sikkim) are added in subscripts to differentiate both banks of the river and the hinterland terraces, respectively.

To constrain the depositional history and the onset of incision/abandonment of each lobe, we sampled the surface of the fan and terraces along the Tista River and its tributaries in the foreland plain, for both OSL and ^{10}Be analyses. For the latter, we systematically sampled depth profiles along exposed terrace risers to a depth of at least 2 (and up to 16) m. We also sampled terraces along the Tista River within the hinterland catchment (site 1; Figure 27) in order to correlate foreland and hinterland evolution of the river. At this site, a complex of 3 terrace levels is exposed along the river. We sampled the highest terrace (T3_S) for luminescence analysis and terraces T2_S and T1_S for ^{10}Be analysis. Downstream of the mountain front, we sampled terraces at five different sites (Figure 27). Two sites are located along the Tista River at the apex of the most proximal lobe (lobe 3): site 2 corresponds to the surface of the fan at the west bank of the river (S_W), where a deep ^{10}Be -profile was collected, and site 3 comprises a complex of 3 terrace levels east of the Tista, which were sampled for luminescence (T3_E) and ^{10}Be (T2_E) analyses. Sites 4 and 5 correspond to terraces located in the western distal part of the megafan, which were sampled for both cosmogenic nuclide (BR and DL profiles, respectively) and luminescence analyses. Finally, site 6 is situated in the eastern distal part of the fan, close to the Tista River and the Bangladesh border. As incision is limited to a few meters at this site, we did not attempt to obtain a ^{10}Be profile and only

collected two samples for luminescence dating from this terrace. Characteristics of sampling sites are given in

Table 1

	Sampling site	Surface ID	Sample ID ^a	number of samples ^b	GPS Coordinates		River	Analysis	Elevation of the surface (m)	Depth of sampling ^c (m)
Hinterland	1	T3s	SIK 6		N 27.26756	E 88.43704		IRSL	400	1.7
		T2s	SIK 5-	3	N 27.27009	E 88.44204	Tista	¹⁰ Be	385	0.7 - 2.4
		T1s	SIK 18-	2	N 27.26540	E 88.43823		¹⁰ Be	380	0.5 - 1.6
Proximal fan	2	Sw	CH - CH 1990	9	N 26.84710	E 88.47964	Tista	¹⁰ Be IRSL	150	0 - 16 15.1
	3	T3E	TST 51	1	N 26.86600	88.54048	Tista	IRSL	145	1.65
		T2E	TST 65-	3	N 26.84210	88.54189		¹⁰ Be	131	0.42 - 1.08
Distal fan	4	BR	Br- TST 57	4	N 26.44484	E 88.34826	Fulahar	¹⁰ Be IRSL	80	0 - 2.55 1.8
	5	DL	DL- TST 54	4	N 26.20228	E 88.21146	Nagar	¹⁰ Be IRSL	57	0 - 3.45 2.4
	6	-	TST 52		N 26.43526	E 88.73048	-	IRSL	73	1.6
			TST 53					IRSL		2.3

Table 1 : Sample characteristics. ^a: Sample ID corresponds to the name of the IRSL and TCN depth profiles samples. For the TCN profiles, a letter or number are added to complete the name of the sample (for example: SIK 5-A, SIK 5-B). ^b: The number of samples used to obtained a surface exposure age, in each TCN profile. ^c: Depth of sampling for IRSL samples and range of sampling for ¹⁰Be samples

VII.3.2. Terrace mapping

We mapped the megafan surface and terraces occurring at the apex of the megafan (sites 1 and 2) using a real-time kinematic Global Positioning System (RTK GPS) in order to clearly distinguish and correlate different terrace levels in this somewhat complex setting. GPS measurements were made during two days in February 2013, using TRIMBLE R7 and R8 GNSS series GPS receivers as the roaming and base receivers, respectively, and the external radio TRIMBLE PDL450 to connect them. Measurements were made continuously at 5 Hz sampling interval. At all other sites, terrace elevations above the active channels were measured with a tape measure for low terraces (a few m above the active channels) and estimated by hand-held GPS and altimeter readings for higher terraces. The latter readings were repeated before and after sampling to correct for instrument drift; we estimate elevations recorded in this manner to be precise at ± 2 m. Depths of sampling sites below the terrace surfaces were systematically tape-measured, with measurements corrected for the estimated terrace-riser slope.

VII.3.3. ¹⁰Be analysis

Cosmogenic ¹⁰Be in exposed surface rocks is produced by three different nuclear reactions: (1) neutron-induced spallation, (2) slow muon capture, and (3) fast muon-induced reactions (Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010). In the subsurface, the flux of these particles, and thus the production rate $P(z)$ of Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN), decreases exponentially with depth:

$$P(z) = P_{(0)} e^{-\rho z/A} \quad (1)$$

where $P_{(0)}$ is the surface production rate, which depends on latitude, altitude and topographic shielding (Lal, 1991; Gosse and Phillips, 2001), z is the depth below the surface (cm), ρ is the density of the terrace material (g cm^{-3}) and A is the attenuation length (g cm^{-2}). Attenuation lengths for neutrons, slow- and fast muons are 160, 1500 and 4320 g cm^{-2} , respectively (Heisinger et al 2002b). As a result, neutron-induced spallation reactions produce 97,5% of ¹⁰Be in surface rocks, while muons dominate production below several meters depth.

The theoretical depth-dependent TCN production curve is well established and a depth profile of a single nuclide below an abandoned depositional surface allows determining the exposure time to cosmic radiation (Gosse and Phillips, 2001), which can be equated to the abandonment age of the surface. The shape of the TCN-concentration profile also informs on potential inheritance due to ¹⁰Be production before deposition (i.e. during erosion and transport of the material building up the terrace) and post-depositional erosion of the terrace (Hidy et al., 2010). Using ¹⁰Be depth profiles to estimate abandonment ages does depend on several implicit assumptions including: (1) that the inherited ¹⁰Be concentration is constant for the different samples; 2) that the sediments were deposited rapidly during a single sequence of aggradation (i.e. they all have the same exposure history); and 3) that the terrace is not affected by post-depositional mixing or instantaneous surface scouring.

For every terrace site selected for ¹⁰Be exposure-age dating, we sampled sediments (either sand or pebbles) from the surface down to several meters. We generally collected one sample at the surface, three or four samples in the topmost single aggradation sequence, and one deeper sample to constrain the inherited ¹⁰Be concentration.

VII.3.4.1. Analytical procedures

Chemical targets for ^{10}Be analysis were prepared at the TCN preparation laboratory at ISTerre Grenoble. Pure quartz was obtained from the non-magnetic 250–500 μm fraction. We initially followed the standard preparation adapted from Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999), purifying solutions by anion and cation exchange columns to extract Be. However, it appeared that quartz-feldspar intergrowth is common in our samples, leading to saturation of anion and cation resins and subsequent low counting statistics on the Accelerator Mass Spectrometer (AMS) measurements. Therefore, we changed the chemical protocol to one based on the complexation of ^{10}Be and other elements by respectively acetylacetone ($\text{C}_5\text{H}_8\text{O}_2$) and ethylenediaminetetraacetic acid (EDTA) (Bourlès et al., 1989). Finally, ^{10}Be concentrations were determined through measurement of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio performed at the ASTER AMS in Aix-en-Provence, France.

VII.3.4.2. Exposure age calculations

In-situ produced TCN concentrations, based on sample mass and $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios, were normalized to standard NIST4325 with a certified $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ value of 2.79×10^{-11} . The subtracted average laboratory process-blank $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio is 4.90×10^{-15} except for samples CH-0, CH-50, and CH-105, which were measured during another laboratory campaign and have an average laboratory process-blank $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of 7.18×10^{-15} . Prior to inversion of the TCN depth-profiles (see below), preliminary exposure ages for each sample were estimated using the online ^{10}Be exposure age calculator Cronus (http://hess.ess.washington.edu/math/al_be_v22/alt_cal/Heyman_compilation_input_aspublished.html). We used a Sea Level High Latitude (SLHL) spallation production rate of 3.9 ± 0.1 at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$, based on the recent calibration by Heyman (2014), combined with the site-specific production-rate scaling scheme of Lal (1991) as modified by Stone (2000), the simple paleomagnetic correction based on Nishiizumi et al. (1989), and topographic shielding corrections following Dunne et al. (1999). The muogenic component was calculated with a depth-dependent curve fit to TCN production by muons published by Balco et al. (2008), based on the theoretical production equations of Heisinger et al. (2002a,b), and assumes a negligible latitudinal effect on muon flux (Hidy et al., 2010). The systematic errors related to production rates (3%) and radionuclide half-life (1% for a ^{10}Be half-life of 1.387 ± 0.012 Ma; Chmeleff et al., 2010) are included in the uncertainties of the exposure-age results. ^{10}Be concentrations and calculated exposure ages are given in Table 4 (cf. Results).

For profiles that showed an interpretable pattern of TCN concentrations with depth, we use the Matlab code of Hidy et al (2010) to simultaneously estimate best-fit exposure age, erosion rate, and inherited TCN concentration, taking into account the site-specific production-rate parameters as above. According to empirical studies on bulk densities of soils with rock fragments (Vincent and Chadwick, 1994) and several studies on gravelly terrace material (Hidy et al., 2010; Viveen et al. 2012), bulk densities for our terrace profiles were estimated relatively constant over depth and allowed to vary between 2.0 and 2.2 g cm⁻³. The maximum allowable amount of potential erosion was estimated by field observations and included in the Monte-Carlo simulations as a bound on total surface erosion. If IRSL ages (see below) were available for a terrace, these we used as a constraint on the maximum allowable abandonment age in the simulations. Similarly, the ¹⁰Be concentration of the deepest sample of the profile was used to set the maximum allowable inheritance. None of the profiles provided fits to the data within the 2 σ confidence window and no solutions could be found for the theoretical production curve within a 1 σ or 2 σ confidence interval (see Hidy et al., 2010 for a definition of these parameters). Thus, we increased the χ^2 cut-off values for the simulations in order to obtain fits to our data using ranges for the parameter values as outlined above and ran simulations to yield 1000 profile solutions that fit the data within the set confidence interval.

VII.3.4. Optically and Infra-Red stimulated luminescence (OSL, IRSL) dating

Samples collected for optically stimulated luminescence (OSL) dating were prepared and measured in the OSL Laboratory of the University of Bern, Switzerland. All work was carried out under subdued orange light in the laboratory, and began with removing the outer layers of samples that may have been exposed to daylight. Samples were first treated with 32% hydrochloric acid to remove carbonates and 30% hydrogen peroxide to remove any organic component, before sieving to isolate the dominant size fraction for each sample, using ranges of 63-100 μ m, 150-200 μ m, 200-250 μ m, 250-300 μ m and 300-400 μ m. Quartz and potassium-rich feldspar fractions were then isolated following density separation using LST at $\delta = 2.70$ and 2.58 g cm⁻³, respectively. Coarse-grain quartz was etched in 40 % HF to remove that part of the grain affected by alpha irradiation and to remove any contamination from remaining feldspars. Following etching, grains were immersed once again in hydrochloric acid to remove fluorides. For each sample, 400-500 g of material was taken from the surrounding sediment for dose-rate calculations, and the specific activities of U, Th, and K

were determined using high-resolution gamma spectrometry (cf. Preusser and Kasper, 2001). Radionuclide concentrations, measured water contents and calculated dose rates are given in Table 2.

Measurements of estimated doses (D_e values) were made using modified versions of the SAR protocol (Murray and Wintle, 2000, 2003; Wallinga et al., 2000; Blair et al., 2005). An instrument error of 1.5 % was included for single-aliquot measurement, and 2.4 %, as determined by Trauerstein et al. (2012), for single grain-measurements. Preliminary analysis of the OSL signal of quartz was conducted but a combination of very dim signals and feldspar contamination rendered further measurements impractical. Therefore, we employed Infrared-Stimulated Luminescence of feldspar (IRSL), using both the $IRSL_{50}$ and pIRIR protocols (e.g. Lowick et al., 2012), to infer luminescence ages of the deposits.

For the measurement of feldspar, $IRSL_{50}$ measurements were conducted using a preheat at 250 °C for 60 s, and the signal was stimulated using IR LEDs at 50 °C for 300 s. D_e values for single-aliquot measurements were determined using the first 10 s of the IRSL decay curve, with background subtraction calculated using the last 200 s. An integral over the first 1 s of the IRSL decay curve was used for single-grain measurements, with background subtraction calculated using the last 2 s of a 5 s shinedown. Dose recovery tests for both single-aliquot and single-grain measurements confirmed that the $IRSL_{50}$ protocol could successfully recover doses to within 10 % unity. An example of a dose-response and shinedown curve for both a single-aliquot and single-grain experiment is shown in

Figure 29 (cf. section VII.4.1.1).

The central-age model (Galbraith *et al.* 1999) was applied to determine mean ages, and to determine over-dispersion of D_e distributions. The minimum-age model (Galbraith et al., 1999) was also used to determine ages, as this is recommended to overcome partial bleaching in sediments, and used to identify that population of D_e values representing grains that were well bleached prior to burial. As the over-dispersion values for nearly all measurements remained within the 20-40% range despite the large variation in grain size, and therefore numbers of grains on aliquots, we assume the samples to be well bleached.

To determine fading of the $IRSL_{50}$ signal for each sample, three aliquots each were measured; these were already sensitized having previously been measured for D_e values. A test dose of ~ 16 Gy was applied. Fading rates for all aliquots were very uniform between individual aliquots, and between samples, with an average g-value of 4.10 ± 0.49 % per decade. The resulting g-values were used to correct both single-aliquot and single-grain D_e values using the approach of Huntley and Lamothe (2001). Resulting g-values together with raw and corrected $IRSL$ ages, calculated using both the central-age and minimum-age models, are provided in Table 3. In the following, we will use fading-corrected single-aliquot central ages as our best estimated of depositional ages, unless stated otherwise.

Full details on measurement protocols, including dose-recovery and fading tests, are given in the supplementary information (Annexe II: *IRSL dating of Tista Megafan*).

IV. Results

We will present our terrace-dating results from upstream in the hinterland-catchment area of the Tista River to downstream on the proximal and distal megafan.

VII.4.1. Intra-mountainous terraces of the Tista catchment (site 1)

Along the middle course of the Tista River in Sikkim, ~ 15 km upstream from the town of Rangpo, a system of both paired and unpaired alluvial terraces is developed on both banks of the river (Figure 28). At this location, the Tista River flows at an elevation of 370 m. The present-day Tista channel (T0) consists of imbricated mega-gravels of quartzite and granite gneiss. Three terrace levels can be distinguished, at elevations of up to 30 m above the riverbed (Figure 28 a,b).

VII.4.1.1. Terrace T3_s

This terrace is the highest (400 m) in the studied area. It is unpaired and only present on the west bank of the Tista River, 30 m above the active riverbed. This terrace is constituted by an upper unit of matrix-supported rounded boulder, cobble and pebble conglomerates of about 70 cm thick. The lower part of the terrace fill is composed of massive sandy facies. The terrace riser is rounded and fresh outcrops were very few; the largest outcrop allows only 2 m of terrace material to be attained (Figure 28 c), preventing from sampling for ^{10}Be analysis.

Thus, we collected a sample for luminescence dating (SIK-06) at 1.7 m below the surface in a fine sandy layer.

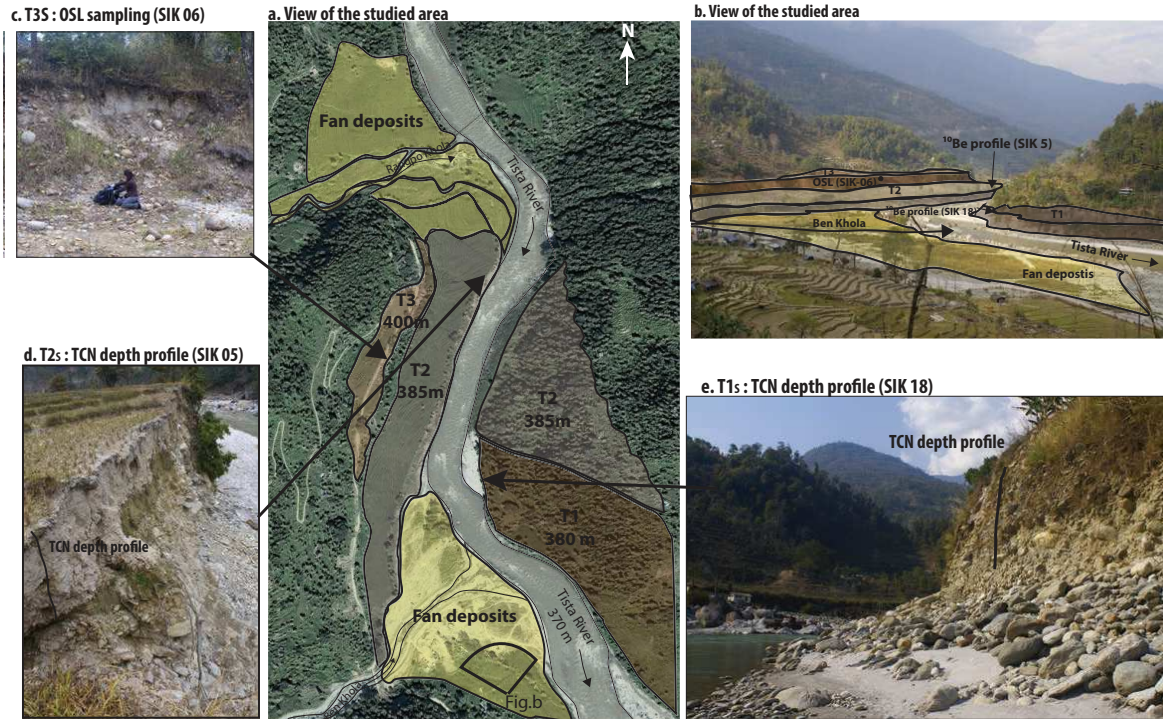


Figure 28 : Site 1: terraces in hinterland. a. Satellite view of the studied area. Terraces surfaces are represented with their surface elevation. b. Picture of the studied area taken from the southern part of (a). c. Picture of the terrace T3s, which is composed of a sandy layer in its upper part, where we collected the IRSL sample. d. Picture of the terrace T2s where we made the TCN depth profile. e. Picture of the lower terrace T1s, where we made the TCN depth profile

Gamma spectrometry measurements detected radioactive disequilibrium in sample SIK-06, with a loss of ^{238}U over time, and subsequently any age determinations are rendered minimum ages only for this sample. A summing of the three single-grain discs measured results in an (uncorrected) age of 70.9 ± 6.7 ka that is in agreement with the single-aliquot age of 74.3 ± 6.1 ka (

Figure 29). This agreement suggests that the relatively low estimated single-grain dose distribution contains a population of low values that suffer higher fading rates, but an averaging of the signal, combined with the proximity of the signal to saturation, conceals the presence of the low D_e values. More than 50 % of the single-grain signals for SIK-06 were saturated and, together with the evidence for radioactive disequilibrium for this sample, mean

that the fading-corrected age of 101.4 ka is a minimum age. The uncorrected pIRIR and IRSL₅₀ ages were in agreement for SIK-06, but this may result from the proximity of the signal to saturation for this sample, rather than representing a reliable age determination for either protocol. We therefore retain the corrected single-grain central age of >101.4 ka. This relatively old age implies an average long-term incision rate (over the last 100 kyr) of ~0.3 mm yr⁻¹.

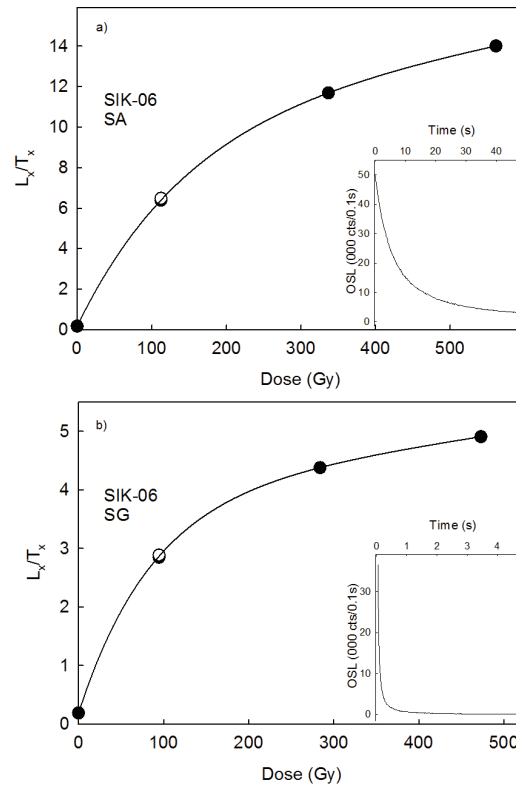


Figure 29 : Dose response curves of sample SIK 6 for a. Single Aliquot (SA) and b. Single Grain (SG)

OSL Sample	Mineral (μm)	Depth (m asl)	Radionuclide concentration (ppm)			Water ¹ (%)	F Dose rate (Gy ka ⁻¹)	g-value (%/decade)
			K (%)	Th	U			
SIK-06	200-250	1,7	3,05 $\pm$ 0,03	20,11 $\pm$ 0,56	6,09 $\pm$ 0,14	3	6,21 $\pm$ 0,42	3,39 $\pm$ 1,54
TST51	63-100	1,65	3,28 $\pm$ 0,05	24,34 $\pm$ 0,57	5,73 $\pm$ 0,10	3	6,58 $\pm$ 0,48	4,46 $\pm$ 1,03
TST52	300-400	1,55	1,88 $\pm$ 0,02	9,54 $\pm$ 0,27	2,23 $\pm$ 0,04	5	4,02 $\pm$ 0,27	4,63 $\pm$ 0,22
TST53	250-300	2,3	1,85 $\pm$ 0,02	7,79 $\pm$ 0,32	1,91 $\pm$ 0,02	9	3,58 $\pm$ 0,24	3,66 $\pm$ 0,46
TST57	300-400	2,4	1,72 $\pm$ 0,03	10,69 $\pm$ 0,20	1,99 $\pm$ 0,03	11	3,89 $\pm$ 0,27	4,04 $\pm$ 0,57
CH1910	200-250	1,8	1,79 $\pm$ 0,04	13,48 $\pm$ 0,51	2,61 $\pm$ 0,09	1	3,92 $\pm$ 0,28	4,44 $\pm$ 0,82
Mean	150-200	19,1	2,88 $\pm$ 0,03	14,25 $\pm$ 0,58	4,15 $\pm$ 0,05	2	5,08 $\pm$ 0,33	4,10 $\pm$ 0,49

¹ as measured water content. Dose rate calculated using 10 ± 5 %

Table 2 : Radionuclide concentrations, measured water contents and calculated dose rates

	Depth		Grain		OD				g-value		D _e CAM		D _e MAM		Age CAM		Age MAM		Age CAM		Age MAM	
Sample	(m)	Mineral	size (μm)	n _{tot}	n	(%)	σ	b	Sat _n	%/decade	(Gy)	(Gy)	(Gy)	(ka)	(ka)			corr (Gy)	corr (Gy)			
SIK-06	1.7	SA F	200-250	24	20	24	-	-	4	3.39 ± 1.5	461.29 ± 21.36	-	-	74.27 ± 6.13	-	-	> 101.4	-	-	-	-	
		SG F		300	55	38	-	-	83		251.70 ± 13.47	-	-	41.53 ± 3.55	-	-	54.68 ± 4.82	-	-	-	-	
		SG F	summed	3	3	-	-	-	-		440.43 ± 15.43	-	-	70.91 ± 6.67	-	-	96.76 ± 9.23	-	-	-	-	
		pIR SA		16	9	-	-	-	7		457.29 ± 13.08	-	-	75.45 ± 5.47	-	-		-	-	-	-	
TST51	1.65	SA F	63-100	48	48	19	-	-	-	4.46 ± 1.0	78.40 ± 2.16	-	-	11.91 ± 0.92	-	-	17.65 ± 1.38	-	-	-	-	
		pseudoSG F		200	146	36	-	-	-		96.29 ± 2.93	-	-	14.64 ± 1.15	-	-	21.81 ± 1.73	-	-	-	-	
		pIR SA		16	8	-	-	-	8		243.23 ± 8.12	-	-	36.97 ± 2.95	-	-		-	-	-	-	
TST52	1.55	SA F	300-400	36	27	27	-	-	-	4.63 ± 0.22	1.95 ± 0.11	-	-	0.49 ± 0.04	-	-	0.68 ± 0.06	-	-	-	-	
TST53	2.3	SA F	250-300	48	43	37	-	-	-	3.66 ± 0.46	2.37 ± 0.14	-	-	0.66 ± 0.06	-	-	0.85 ± 0.08	-	-	-	-	
		pIR SA		16	13	-	-	-	-		10.49 ± 1.40	-	-	2.93 ± 0.44	-	-		-	-	-	-	
TST54	2.4	SA F	300-400	48	48	20	-	-	-	4.1 ± 0.5 ^a	30.85 ± 0.87	-	-	7.93 ± 0.60	-	-	11.19 ± 0.85	-	-	-	-	
TST57	1.8	SA F	200-250	40	39	22	-	-	-	4.0 ± 0.57	75.92 ± 2.65	-	-	19.36 ± 1.52	-	-	27.76 ± 2.19	-	-	-	-	
		SG F		300	115	60	0.5	-	-		69.49 ± 3.91	62.71 ± 3.10	17.72 ± 1.60	15.99 ± 1.39	25.35 ± 2.29	23.08 ± 1.99	-	-	-	-		
CH1910	15.14	SA F	150-200	40	39	28	-	-	-	4.44 ± 0.82	73.64 ± 3.30	-	-	14.51 ± 1.16	-	-	21.55 ± 1.73	-	-	-	-	
		SG F		200	105	72	0.5	1	-		71.82 ± 5.13	40.13 ± 11.17	14.15 ± 1.38	7.90 ± 2.26	21.01 ± 2.06	11.54 ± 3.32	-	-	-	-		

Table 3 : Resulting g-values, raw and corrected IRSL ages

VII.4.1.2. Terrace T2_s – profile SIK 5

Terrace T2_s occurs on both the east and west banks of the Tista River at an average elevation of 385 m, ~15 m above the present-day channel of the Tista, and is the most extensive terrace level at this location (Figure 28 a,b). This terrace is constituted by a sandy matrix-supported pebble and gravel conglomerate.

We collected samples for ¹⁰Be dating from the terrace riser on the west bank of the river, which is actively undercut by the modern channel (Figure 28 d). Five pebbles were collected along a 2.4 m depth profile and one from the surface, but several samples (SIK 5-0, SIK 5-A SIK 5-C) did not yield results during the AMS measurements. For the other samples, ¹⁰Be concentrations vary from 15596±2140 at g⁻¹ at 70 cm depth (SIK 5-B) to 22361±4237 at g⁻¹ at 240 cm depth (SIK 5-E). These results show an increase of ¹⁰Be concentration downward, which does not correspond to the theoretical distribution of TCN with depth. We calculated an exposure age of 9.5±1.4 ka for the shallowest sample (SIK 5-B) using the Cronus calculator. Exposure ages for deeper samples are 26.8±3.4 and 55.3±11.1 ka for SIK 5-D (168 cm) and SIK 5-E (240 cm), respectively. However, these calculations do not take potential inheritance into account. A sample from the modern Tista River at the mountain front has a ¹⁰Be concentration of 14306±2596 at g⁻¹ (Abrahami et al., in review), corresponding to 64-92% of the ¹⁰Be concentrations measured in these samples. We therefore consider the youngest age obtained on the shallowest sample as the best estimate of the date of abandonment of the surface by the Tista River. Retaining this age of 9.5±1.4 ka, we estimate an average Holocene incision rate of 1.6±0.2 mm yr⁻¹.

VII.4.1.3. Terrace T1_s

The lowest terrace T1_s is only present on the east bank of the Tista River and has an average elevation of 380 m, ~10 m above the active Tista channel (Figure 28). This terrace is constituted by a sandy matrix-supported pebble conglomerate. The T1_s and T2_s terraces are very similar and one can be mistaken for the other in the field.

Sampling Site ID		Surface ID	Sample ID	Depth	Schielding factor	¹⁰ Be surface production	¹⁰ Be concentration	Error on ¹⁰ Be concentration	Cronus exposure ages	Error on exposure ages	
				cm							
						at/g/yr	at/gr	at/gr	yr	yr	
Hinterland	1	T2 _s	surface	0	0.987	4.103					
			SIK-5 B	70				15596	2140	9513	1410
			SIK-5 D	168				17491	1986	26824	3409
			SIK-5 E	240				22361	4237	55361	11078
		T1 _s	surface	0	0.975	4.038	-	-	-	-	
			SIK 18 B	52			14240	1551	6718	821	
SIK 18D	164		7247	1084			10614	1697			
Proximal fan	2	S _w	CH 0	0	0.9998	3.4375	17118	2340	5033	735	
			CH 25	25			16970	1957	7056	891	
			CH 50	50			7274	1060	4055	626	
			CH 75	75			26992	2853	18899	2227	
			CH 105	82			10850	1559	10748	1642	
			CH 140	102			7205	1152	10051	1690	
			CH 370	234			19315	2757	75342	11632	
			CH 490	323			1922	578	9992	3055	
			CH 2000	1624			5213	930	26353	4920	
			3	T2 _E			surface	-	1	3.3861	
	TST 65 A	42			30546	2854	14485	1577			
	TST 65 B	75			95928	9290	66935	7627			
	TST 65 C	108			25316	2413	25389	2813			
	Distal fan	4	BR	BR 0	0	1	3.2257	31461	2767	9396	956
BR 40				40	28390			3247	13908	1746	
BR 128				128	28061			2285	34397	3329	
BR 255				255	20197			2550	59685	7417	
5		DL	DL-0	0	1	3.1167	50399	6353	15415	2103	
			DL-60	60			30108	3799	18972	2593	
			DL 95	95			32119	2668	29210	2865	
			DL-345	345			12513	1486	48301	6314	

Table 4 : ¹⁰Be analytical data and derived surface exposure ages. ^a Production rates calculated from a Sea Level High Latitude (SLHL) production rate of 3.9±0.1 according to the most recent calibration by Heyman (2014; cf. <http://hess.ess.washington.edu/math/>) and the altitudinal / latitudinal scaling scheme of Stone (2000) with an attenuation length of 160 g/cm² for neutron-induced spallation, which represents 97.5% of the surface production of ¹⁰Be (Heisinger et al., 2002). ^b In-situ produced cosmogenic nuclide concentrations are calculated from sample mass and ¹⁰Be/⁹Be ratios, normalized to standard NIST 4325 with a ¹⁰Be/⁹Be value of 2.79×10⁻¹¹. The subtracted average laboratory process blank ¹⁰Be/⁹Be ratio is 4.9×10⁻¹⁵. ^d Exposure ages are based on an assumed rock density of 2.2 g.cm⁻³.

We sampled 4 pebbles along a 1.7 m depth profile on the actively undercut terrace riser (Fig. 2e), but two samples (SIK 18-A, SIK 18-C) did not yield results during the AMS measurements. The other two samples have ^{10}Be concentrations of 14240 ± 1551 at g^{-1} (SIK 18-B; 52 cm depth) and 7247 ± 1084 at g^{-1} (SIK 18-D; 164 cm depth). Two samples are not sufficient for a profile inversion; we therefore use the exposure ages obtained with the Cronus calculator. These are 6.7 ± 0.8 ka (SIK 18-B) and 10.6 ± 1.7 ka (SIK 18-D), respectively. SIK18-B is the shallowest sample and was collected just below the visible ploughing depth. Thus, we consider its age as the best estimate for the date of abandonment of terrace surface $T1_S$ by the Tista River, implying an average incision rate of 1.5 ± 0.2 mm yr^{-1} , similar to the rate estimated from terrace $T2_S$.

VII.4.2. Proximal Tista Megafan

The outlet of the Tista River from the mountains coincides with the apex of the Tista megafan. The river enters the plain at an elevation of 115 m and has a local slope of 0.11° at this location (as measured by RTK GPS; Fig. 4). The channel of the current river is composed of coarse gravel and boulders. The morphology of the apex of the Tista megafan is constituted by the main megafan surface (S_w) on the western bank of the Tista River, which is incised to about 40 meters, and three superposed and asymmetric terraces ($T1_E - T3_E$) on its eastern bank (Figure 30).

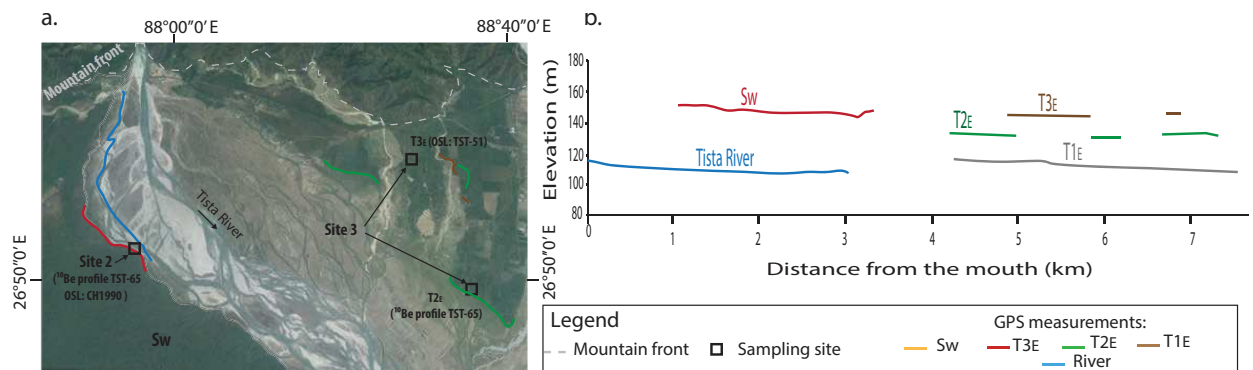


Figure 30 : Terrace and GPS profiles. a. Satellite picture of the apex of the Tista megafan. Colors correspond to the GPS profiles and reported in (b). b. GPS elevation profiles. Data measured were projected on the river profile ($N 135^\circ E$)

VII.4.2.1. Megafan Surface S_w (Site 2)

The incised megafan surface (S_w) has a limited north-south extent (25 km) but is very well expressed on the apex of the fan. It is bounded by an impressive sandy cliff on the western

bank of the Tista River (Figure 31). This surface is very flat and covered with dense forest, which renders GPS acquisition difficult due to intermittent connection with the satellites. We recorded the elevation of surface S_w along a 2-km profile along the terrace edge (Figure 30). The surface S_w displays a 0.12° downstream slope, practically parallel to the modern river channel, and is situated around 40 m above the present-day channel. The highest point that we measured by RTK GPS near the megafan apex is at 150 m elevation.

The 42 m high cliff bounding surface S_w allows the megafan deposits to be logged (Figure 31 a, b). The deposits are dominated by planar, horizontal to low-angle stratified medium sand, with some m-thick levels of planar cross-stratified pebbly coarse sand in the upper part of the deposits. These outcrops permit sampling for both ^{10}Be and luminescence dating (Figure 31 a, b).

The ^{10}Be profile (profile CH; Table 4) is constituted by 8 samples from the surface down to 4.9 m depth and an additional sample at 16 m depth. ^{10}Be concentrations vary from 1922 ± 578 at g^{-1} (CH-490, 4.9 m below the surface S_w) to 26992 ± 2853 at g^{-1} (CH-75, 0.75 m below the surface). The deepest sample (CH-2000) has a ^{10}Be concentration of 5213 ± 930 at g^{-1} . Overall, the measured ^{10}Be concentrations show an exponential decrease with depth, allowing estimation of the abandonment age of the surface using TCN-profile inversion. We calculated a site-specific spallogenic production rate of 3.36 at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ and a total muogenic surface production rate at 0.189 at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ following Balco (2008). We estimated surface denudation to be less than 20 cm. The maximum age for the Monte-Carlo inversion was constrained thanks to the luminescence age of a sample at 15 m depth (see below) and maximum inheritance by sample CH-2000. Initially, the inversion was not able to produce solutions for the profile, because two surface samples have very high ^{10}Be concentrations (CH-75, CH-370) with respect to the overall exponentially decreasing trend. We therefore assumed that these two samples were outliers. After excluding those samples, the inversion produced 1000 profile solutions below a χ^2 cut-off value of 11 (Figure 31 c). The Monte Carlo simulations suggest $4.0^{+0.6}_{-0.4}$ ka to be the most probable exposure age of the surface S_w , with an associated inherited ^{10}Be concentration of $2.4^{+0.3}_{-0.4} \times 10^4$ at g^{-1} (Table 5; Figure 31 d). Because of our imposed constraint on net erosion, the erosion rate solution space is truncated, but the most probable erosion rate is very low at 0.01 mm yr^{-1} . As the megafan surface is located 42 m above the modern riverbed, the average post-abandonment incision rate is $10.5^{+0.6}_{-1.8} \text{ mm yr}^{-1}$.

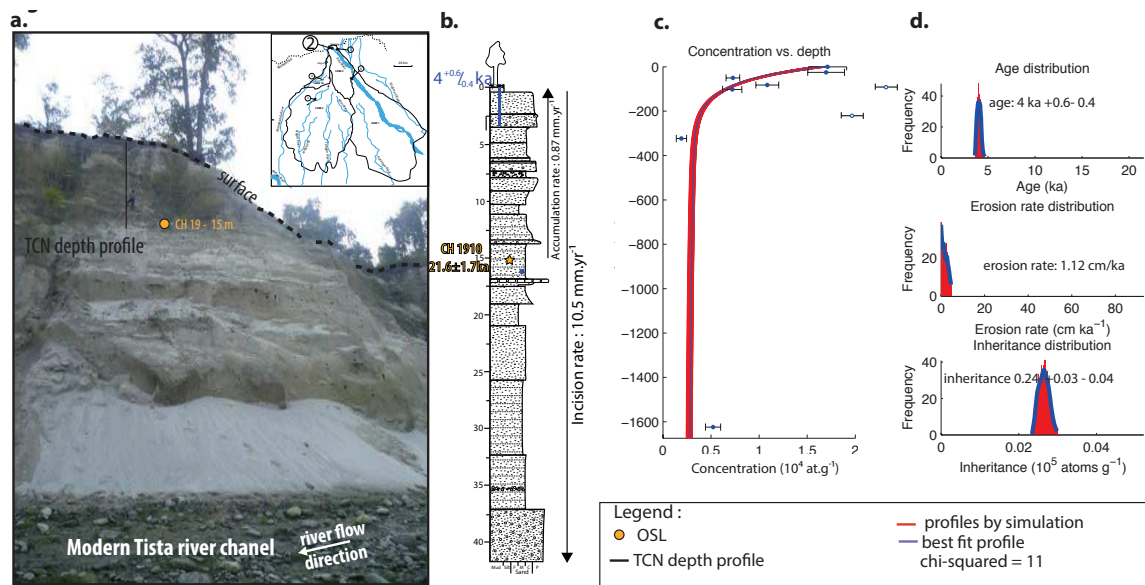


Figure 31 : Proximal fan (Site 2 – profile CH). a. Picture of the outcrop where we collected both OSL and ^{10}Be samples. On the right top corner, an overview of the studied area. b. Sedimentary log of the outcrop with OSL and ^{10}Be samples and ages. c. Monte Carlo simulation results for the T3 CH concentration-depth profile (cf. Table 4) as obtained from the ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). Profile (centre) shows the ^{10}Be concentrations of the samples (small dots) and their associated uncertainties (box plots). The blue line shows the Monte Carlo simulation's best-fit ^{10}Be production curve (solid line) corresponding to the presented ^{10}Be exposure age of S_w . The centre profile shows all 1000 depth-profile solutions (red lines) for the applied parameter solution spaces (cf. text section 4.2.1). The right graphics show the Monte Carlo based frequency for exposure age, erosion rate and ^{10}Be inheritance concentrations.

A luminescence sample (CH-1990) was collected in a fine sandy layer at 15.35 m below the surface. For this sample, fading-corrected single-aliquot and single-grain IRSL ages are in good agreement (Table 3). We retain the corrected single-aliquot central age of 21.6 ± 1.7 ka. Comparing the depositional age at 15 m depth and the abandonment age allows estimating a sedimentation rate of 0.88 ± 0.10 mm yr $^{-1}$ between 21.6 and 4.0 ka. If we consider that the sedimentation rate remained constant over time, we can approximate the age of the exposed base of the deposits, at the modern river level, at ~ 50 ka.

VII.4.2.2. East-bank terraces of the megafan apex (site 3)

The east bank of the Tista River displays a complex of three distinct levels of terraces at the megafan apex (T3_E, T2_E, T1_E; Figure 30, Figure 32). The lower terraces T1_E and T2_E occur both along the present-day Tista main stem and tributaries, whereas the highest level (T3_E) only occurs along present-day tributary streams. These tributary valleys may have been former meanders of the Tista main stem, as suggested by their curved map pattern (Figure 30). Terrace remnants are asymmetric and only occur on the east bank of these tributaries. We sampled the two higher terraces (T3_E, T2_E) for age dating. The lowest terrace (T1_E) is located

only 2-3 m above the modern channel of the Tista River, at elevations of 109 to 114 meters, and did not permit any sampling for luminescence or ^{10}Be analysis.

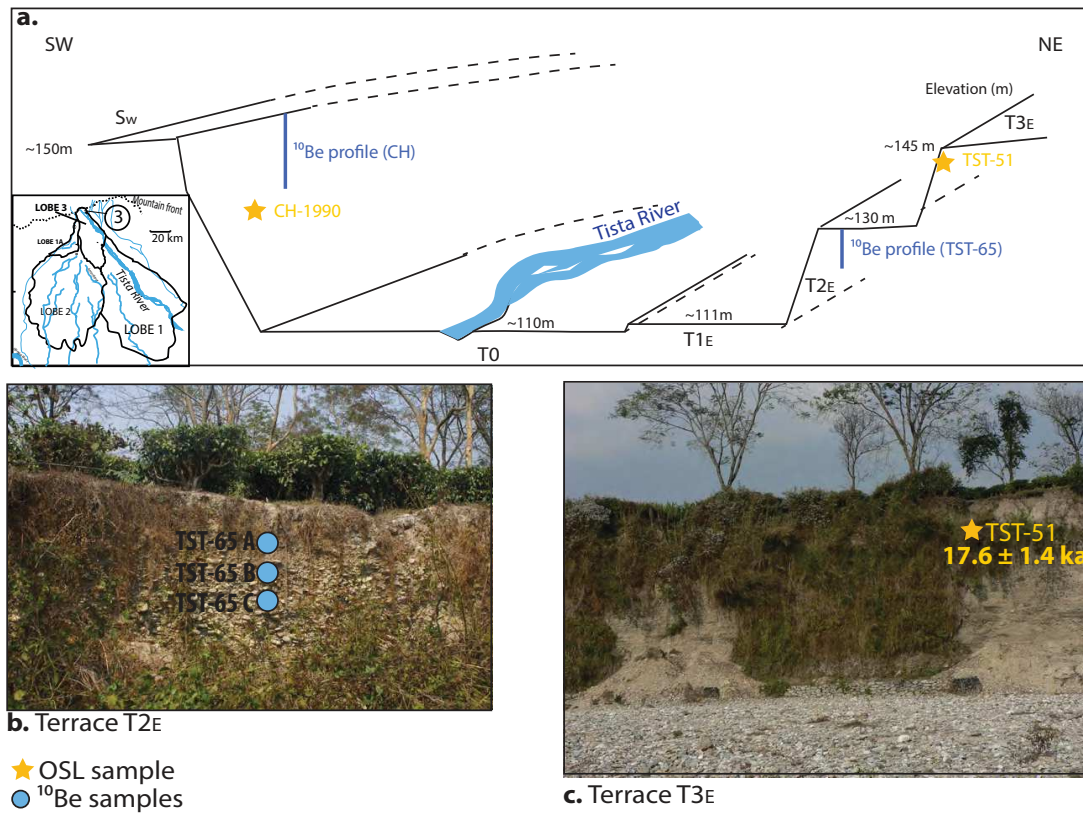


Figure 32 : Site 3. a. Schematic view of the studied area with the different levels of terraces, their mean elevation, and the IRSL and TCN depth profiles. b. Picture of the terrace T2_E. Blue dots correspond to the ^{10}Be samples analysed. c. Picture of the terrace T3_E. Yellow star corresponds to the IRSL sample analysed

Terrace T3_E corresponds to a large surface along the east bank of the Tista River at an average elevation of 145 ± 2 m. The surface is situated 30 meters above the modern channel of the river and is gently tilted southeastward (Figure 30, Figure 32). This surface is well expressed in the field and is covered by tea plantations. A sandy layer of a few meters thick constitutes the top of the deposits, which we sampled for luminescence analysis. Deeper, the terrace comprises alternations between pebble-gravel layers supported by a coarse pebbly-sandy matrix and sandy layers.

The luminescence sample TST-51 was collected in a very fine sandy layer, 1.65 m below the surface of T3_E (Figure 32). For TST-51, feldspar grains were only 60–100 μm in size, and so each hole on the single-grain disc contained many grains, so that these can only be regarded as pseudo-single-grain measurements. A pIRIR protocol similar to that of Buylaert et al.

(2009) was applied to sample TST-51, using a stimulation temperature of 225 °C (pIRIR₂₂₅) following the initial IR stimulation conducted at 50 °C. The resulting uncorrected pIRIR age for TST-51 was around twice that of fading-corrected IRSL₅₀ ages, and suggests that the elevated-temperature protocol leads to stimulation of “deep” unbleached luminescence signals and subsequent overestimation of ages. Measured residuals using three aliquots were very uniform within the sample with an average of 32 Gy. Residual doses were subtracted from estimated dose values before calculating the ages reported in Table 3. We retained the corrected single-aliquot central age of 17.6 ± 1.4 ka as the maximum abandonment age of terrace T3_E, implying a minimum incision rate of 1.7 mm yr^{-1} .

The middle-level terrace (T2_E) is more irregular with an elevation between 129 and 133 m (Figure 32). This terrace is located 20-25 m above the channel of the Tista River and is also covered by tea plantations. T2_E is composed by a pebble-gravel conglomerate supported by a coarse pebbly- sandy matrix.

We sampled 4 pebbles along a vertical profile (TST 65) but we did not sample the surface of the terrace because it was constituted by a fine, well-developed soil with an apparently poor quartz content. The lowest sample (660 cm below the surface) did not yield results during the AMS measurements. Calculated ^{10}Be concentrations for the other three samples are 30546 ± 2854 at g^{-1} (TST 65-A; 42 cm), 95928 ± 9290 at g^{-1} (TST 65-B; 75 cm) and 25316 ± 2413 at g^{-1} (TST 65-C; 108 cm depth). The distribution of ^{10}Be concentration with depth does not correspond to the theoretical exponentially decreasing trend. We therefore calculated the exposure age of the shallowest sample (TST 65-A) with the Cronus calculator and obtained ages of 14.5 ± 1.6 ka and 15.6 ± 1.9 ka for surface erosion rates of 0 and 0.01 mm yr^{-1} , respectively. Thus, we consider 14.5 ± 1.6 ka as the minimum abandonment age for the T2_E surface. The associated maximum incision rate is estimated at $1.6 \pm 0.3 \text{ mm yr}^{-1}$, similar to that obtained for terrace T3_E. Deeper samples yielded exposure ages of 25.4 ± 2.8 ka (TST 65-C) and 66.9 ± 7.6 ka (TST 65-B).

VII.4.3. Distal fan surfaces

Since our fieldwork was limited to the Indian part of the megafan, a large part of the distal lobes, lying within Bangladesh, could not be studied. The western distal lobe of the Tista megafan displays well-preserved sandy terraces that stand several meters high (Figs. 7 and 8).

In contrast, the eastern lobe of the megafan is very flat and presents only sporadic terraces of maximum 3 m height.

VII.4.3.1. Profile BR (site 4)

Site 4 is located in the western lobe of the Tista megafan, close to the border with Bangladesh (Figure 27), and corresponds to a terrace surface incised by a tributary of the Fulahar River, which takes its source almost 10 km north of the site. The Fulahar joins the Ganga River 200 km downstream of the tributary junction and corresponds to the western limit of the Tista megafan (Figure 27).

Profile BR was sampled in a sandy terrace with a well-preserved surface situated around 8 m above the present-day channel (Figure 33 a). The horizontal surface of this terrace is very flat and locally covered by tea plantations. The terrace deposits contain two sequences separated by an erosion surface. We collected five samples from the surface down to 6.6 m for ^{10}Be analysis, but the lowest sample did not yield results during the AMS measurements. We also collected a sample (TST-57) for luminescence dating at 1.8 m depth, near the base of the upper sequence. For this sample, single-aliquot and single-grain IRSL ages are in good agreement and we retained the fading-corrected single-aliquot central age of 27.8 ± 2.2 ka (Table 3). Calculated ^{10}Be concentrations in the four cosmogenic samples vary from 31461 ± 2767 (BR-0) to 20197 ± 2550 (BR-255) at g^{-1} (Table 4).

The concentration-depth profile is close to linear (Figure 33 b), and does not correspond to the theoretical distribution of TCN-concentrations with depth. This kind of depth profile could be explained by several hypotheses:

- (1) A very young exposure age of the terrace together with a significant inherited ^{10}Be concentration can smooth the concentration-depth profile. This hypothesis is consistent with the relatively high ^{10}Be concentration calculated in modern sands of the Tista River at the apex of the megafan (14306 ± 2596 at g^{-1} ; Abrahams et al., in review), but conflicts with the 27.8-ka IRSL age at the base of the upper sequence.

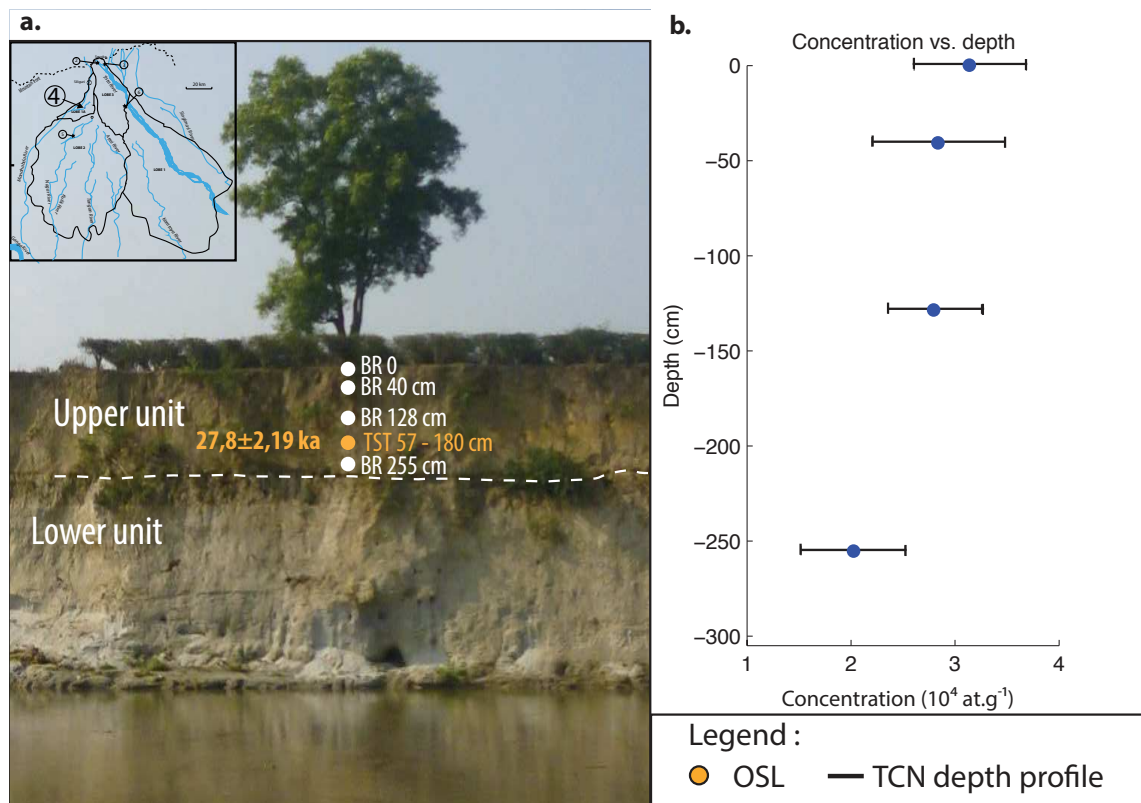


Figure 33 : Eastern distal fan (Site 4 - Profile Br). a. Picture of the outcrop where we collected both OSL and ^{10}Be samples. On the left top corner, an overview of the studied area. b. Concentration-depth profile (cf. Table 4). Profile shows the ^{10}Be concentrations of the sample (small dots) and their associated uncertainties (box plots).

- (2) A major recent erosion episode, which would have removed a significant amount of material above the present-day surface, would have left only the lower part of the TCN-concentration profile. Inversion results for the profile without setting a limit to the amount of erosion predict an exposure age that is consistent with the IRSL date but require 15 m net erosion of the surface (in fact, this solution corresponds to a near-steady state erosion context, and the erosion rate is much better constrained than the terrace age in this case). As the terrace is well preserved and its surface smooth and horizontal, it is hard to imagine such an amount of surface erosion to have taken place.
- (3) The two samples from the surface and subsurface (BR-0 and BR-40, Table 4) show lower concentrations than expected from the theoretical TCN production curve. They may have been recently excavated from deeper depths, possibly due to agricultural activities. The upper 30-40 cm of the terrace, where these two samples were collected, can be considered as the ploughing depth.
- (4) The upper unit was deposited during a slow and continuous aggradation episode, rather than during a single event as implicitly assumed by the profile inversion.

We therefore calculated exposure ages for the samples with the online Cronus calculator (Table 4). For the surface (BR-0) we obtained exposures ages of 9.4 ± 1.0 ka and 10.0 ± 1.1 ka for surface erosion rates of 0 and 0.01 mm yr^{-1} , respectively. These ages are within error and we retain an age of 10.0 ± 1.1 ka for the abandonment of this terrace, implying an average Holocene incision rate of $0.8 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$. Combining the IRSL age at the base of the upper sequence and the abandonment age of the surface leads to an average sedimentation rate of $0.10 \pm 0.02 \text{ mm yr}^{-1}$ between ~ 28 and 10 ka.

VII.4.3.2. Profile DL (site 5)

Site 5 is located 30 km southwest of site 4, also on the western distal lobe of the fan (Figure 27). It is located at the level of a meander in the Nagar River, which takes its source 20 km northeast of the sampling site and flows southward for ~ 250 km to join the Ganga River. This sandy terrace is situated around 5 m above the present-day channel and its level is well traceable and well preserved. Like at site 4, the surface of this terrace is very flat and locally used for tea plantations. The terrace deposits are constituted of two sequences separated by an erosion surface (Figure 34 a).

We collected a sand sample at the surface (DL-0), two other samples from the upper unit (DL-60, DL-95) and one in the lower unit (DL-345) for ^{10}Be analysis. Measured ^{10}Be concentrations vary from 12513 ± 1486 (DL-345) to 50399 ± 6353 (DL-0) at g^{-1} and show an exponential decrease of concentration with depth (Fig. 8b). These data permitted profile inversions and provided solutions below a χ^2 cut-off value of 7. The profile inversion yields modal values for exposure age, surface erosion rate and inheritance of $14.6^{+1.6}_{-1.7}$ ka, $0.01^{+1 \times 10^{-4}}_{-4 \times 10^{-4}} \text{ mm yr}^{-1}$ and $1.13^{+0.08}_{-0.19} \times 10^4$ at g^{-1} , respectively (Table 5 and Figure 34).

A luminescence sample (TST-54) was collected from a coarse sandy layer in the top of the lower unit, 2.4 m below the surface. Only a single-aliquot IRSL age was obtained for this sample; the corrected central age of 11.2 ± 0.8 ka is slightly younger than the optimal terrace-abandonment age inferred from the ^{10}Be profile, suggesting rapid deposition of both units before abandonment of the surface at around 11 ka. As the terrace surface is 5 m above the present day channel, we infer an average Holocene incision rate of $\sim 0.45 \text{ mm yr}^{-1}$.

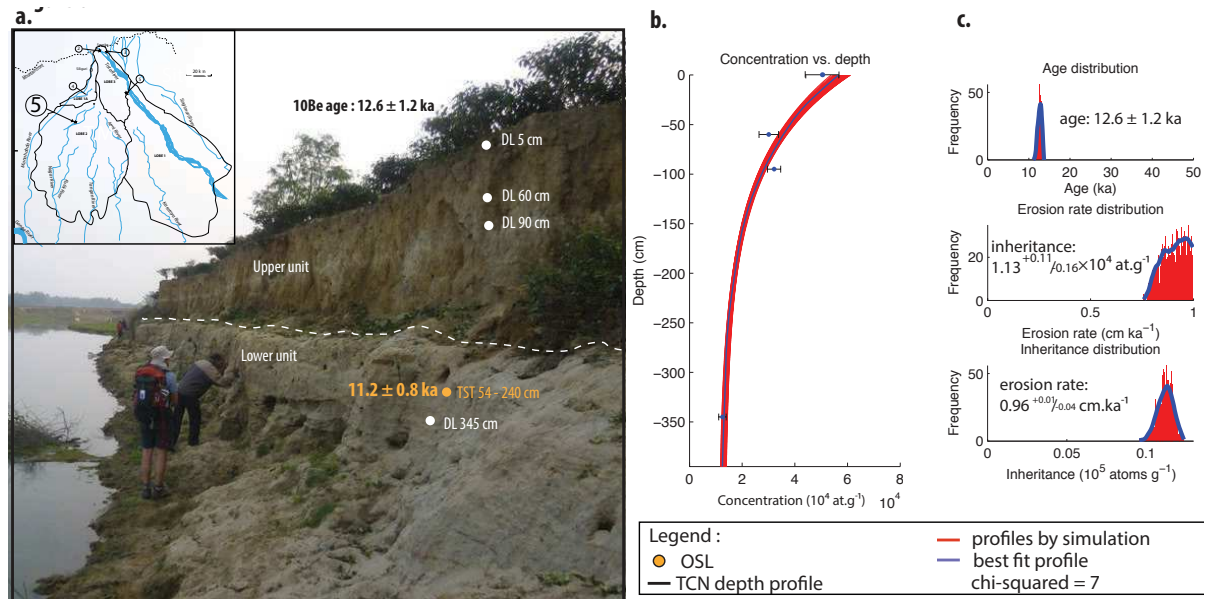


Figure 34 : Western distal fan (Site 5 - Profile DL). a. Picture of the outcrop where we collected both OSL and ^{10}Be samples with an overview of the studied area in the left top corner. b. Monte Carlo simulation results for the T3 DL concentration-depth profile (cf. Table 4) as obtained from the ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). Profile (centre) shows the ^{10}Be concentrations of the samples (small dots) and their associated uncertainties (box plots). The blue line shows the Monte Carlo simulation's best-fit ^{10}Be production curve (solid line) corresponding to the presented ^{10}Be exposure age of the terrace DL. The centre profile shows all 1000 depth-profile solutions (red lines) for the applied parameter solution spaces (cf. text, section 4.3.2). The right graphics show the Monte Carlo based frequency for exposure age, erosion rate and ^{10}Be inheritance concentrations.

VII.4.3.3. Eastern distal lobe (site 6)

In the distal part of the megafan, the Tista River and its tributaries have incised terraces of maximum 3 meters high. To constrain the depositional ages of these deposits, we collected samples at the middle and the base of an outcrop along a small tributary close to the main Tista valley (Figure 35). Sample TST-52 was collected in a coarse sand layer (300-400 μm) at 1.55 m below the surface and TST-53 in a medium sand layer (250-300 μm) at 2.3 m depth.

As for sample TST-51 (site 3), the uncorrected pIRIR age for TST-53 was significantly older than the fading-corrected IRSL₅₀ age, and suggests that the elevated-temperature protocol leads to overestimation of ages. An overestimation in pIRIR ages was also reported for waterlain sediments in Switzerland (Lowick et al., 2012) and, similar to this study, the residual signals displayed a dependence on increasing burial dose and suggest that the overestimation may be due to the presence of an unbleachable signal, rather than incomplete bleaching of the signal prior to burial (Buylaert et al., 2012).

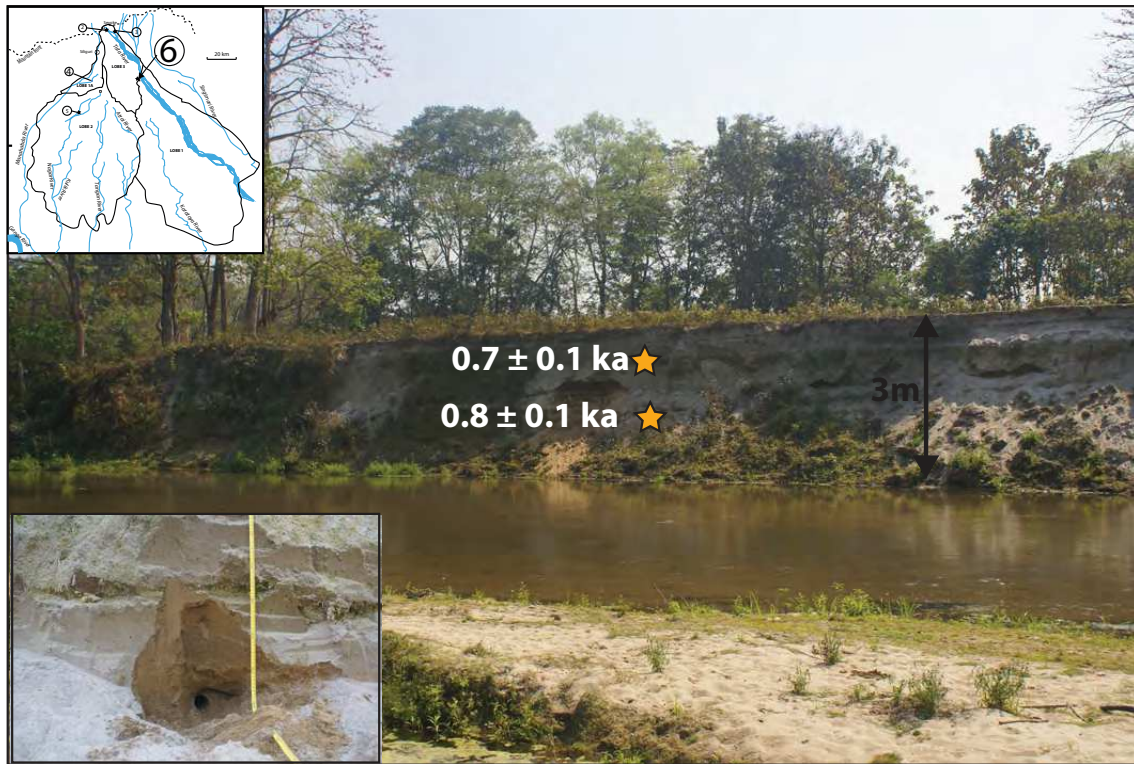


Figure 35 : Eastern distal megafan (Site 6) . Two OSL samples were collected in this sandy terrace at 1.55 (TST-52) and 2.3 m (TST-53) below the surface and give very recent ages: 0.7 ± 0.1 ka and 0.8 ± 0.1 ka respectively.

We therefore retain the fading-corrected single-aliquot $IRSL_{50}$ central ages for both samples, allowing us to date the middle and the base of the terrace deposits at 0.7 ± 0.1 and 0.8 ± 0.1 ka, respectively. These depositional ages are very recent in comparison to those from the western or proximal lobes of the fan. They suggest a minimum millennial sedimentation rate of $1.9\text{--}3.2 \text{ mm yr}^{-1}$ and a minimum incision rate of $4.3 \pm 0.7 \text{ mm yr}^{-1}$.

V. Discussion

VII.5.1. Tista megafan characteristics and sediment fluxes

The Tista megafan is characterized by its anomalously large size with respect to its catchment area: $16,500$ versus 8000 km^2 . Alluvial fans generally show a simple close-to-linear scaling relationship between fan and catchment areas, such that the fan area is roughly half the contributing catchment area and rarely exceeds the catchment area (Dade and Verheijen, 2007). Similar scaling controls the Himalayan and other megafans, except the Tista that forms a clear exception to this pattern (e.g. Leier et al., 2005). This observation, together with the

fact that it is currently being incised, while the Kosi, Gandak and Sarda megafans to the west are all actively aggrading, poses the question of the controls on building and abandonment of the megafan, as well as its role as a transient sediment trap in the eastern Himalaya.

We have made a first-order estimate of the amount of material trapped in the Tista megafan between ~ 50 and ~ 4 ka (the ages of the base and top of the deposits in the apex of the fan, where it is most deeply incised). To do this, we sampled transverse elevation profiles on the megafan every 3-4 km near the apex and then every 20 km, and integrated the surfaces between these profiles and the base level. The resulting estimated sediment volume of 820 km^3 , deposited over a 46 kyr period, corresponds to a mean annual sediment flux of $18 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$, or 39 Mt yr^{-1} of solid mass flux when considering a sediment density of 2200 kg m^{-3} . This number can be compared to the average present-day erosion rate of the catchment area in Sikkim, which we previously determined from cosmogenic ^{10}Be analysis of modern Tista River sediment collected where it crosses the mountain front (Abrahami et al., in review). The catchment-average erosion rate of $1.31^{+0.29}_{-0.21} \text{ mm yr}^{-1}$ corresponds to an annual sediment flux of $11 \pm 2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$, or $28 \pm 5 \text{ Mt yr}^{-1}$ for an average eroded rock density of 2700 kg m^{-3} . The comparison between these two numbers suggests that the Tista megafan, when operative, was an extremely efficient sediment trap that collected all the sediment evacuated from the Sikkim Himalaya over the last glacial cycle and the early Holocene. The Tista megafan thus contributes significantly to increasing sediment residence time in the sedimentary source-to-sink cell significantly, and producing major time lags (of the order of 10^4 - 10^5 yr) between the source response to tectonic and climatic changes and the distal sedimentary record of such changes.

The megafan sediments are remarkably fine-grained everywhere we observed them, including at the megafan apex (except for terraces T3_E and T2_E at site 3, which will be discussed below): sandy grain-sizes are dominant whereas the modern Tista River bed carries coarse gravel and boulders. Other Himalayan megafans also systematically contain gravelly braided river facies sediments in their apexes (e.g., Singh et al., 1993; DeCelles and Cavazza, 1999; Jain and Sinha, 2003). This observation poses the question of the controls on sediment calibre in the megafan: where were the coarse sediments stored if not in the megafan? It has recently been suggested that Himalayan wedge-top basins or “Duns” play a major role in controlling sediment flux and calibre to the megafans and more generally the Ganga foreland-basin system (Densmore et al., 2015) but these Duns only occur in the western half of the Himalaya

(west of $\sim 86^\circ\text{E}$), possibly controlled by along-strike changes in the dip of the base of the wedge (van der Beek et al., 2002). Very little coarse sediment is stored in the steep uplands of the Tista catchment. However, we note that terrace deposits consisting of sandy matrix-supported pebble and gravel conglomerate occur along the middle reaches of the Tista River and are partly contemporaneous with the megafan deposits (cf. section VII.4.1). The estimated volume of the sandy west-bank deposits at the apex of the megafan is about 10.2 km^3 . If we consider that the terraces exposed along the middle reaches of the Tista are remnants of an initially much larger alluvial sediment body that was deposited along the river between the MCT and the mountain front, the resulting inferred volume of coarse sediments is 3.5 km^3 . Thus, we propose as preliminary results that an important part of the coarse sediments missing in the Tista megafan have been stored in the numerous middle-valley terraces of the Tista River.

VII.5.2. Development of the Tista megafan

Our dating results, (summarized in Table 5) although imperfect, allow us to establish to first order the timing of deposition and incision of the lobes of the Tista megafan as well as of terraces located along the middle reaches of the Tista River in Sikkim.

The apex of the megafan is much more incised (up to 42 m) than the distal lobes. Assuming a constant sedimentation rate, the oldest exposed sediments in the apex (at the present-day river level) have an age of $\sim 50 \text{ ka}$ and the sedimentation rate throughout the last glacial cycle and the early Holocene was $0.88 \pm 0.10 \text{ mm yr}^{-1}$. The relatively high sedimentation rates, when compared to other published data from the Ganges Plain (e.g. Srivastava et al., 2003), are expected for a megafan apex setting. The abandonment age of the fan surface at the apex is estimated at $4.0^{+0.6}_{-0.4} \text{ ka}$, implying a late Holocene incision rate of $10.5^{+0.6}_{-1.8} \text{ mm yr}^{-1}$. This incision rate is an order of magnitude larger than the modern erosion rate of the Sikkim upland catchment, as determined from ^{10}Be analysis of modern Tista River sand collected at the mountain front ($1.31^{+0.29}_{-0.21} \text{ mm yr}^{-1}$; Abrahams et al, in review) and is also significantly higher than incision rates downstream on the megafan (see below) and elsewhere in the Ganga Basin (e.g. Srivastava et al., 2003). These very high incision rates must correspond to a transient response of the river (e.g., Whipple et al., 2000; Brocard et al., 2003) combined with the easily erodible nature of the loose sandy megafan deposits.

The two banks of the river at the megafan apex present different features. The west bank is characterized by the well-preserved surface of the sandy megafan deposits S_w , which slopes 0.12° toward the southeast, roughly parallel to the present-day river bed (Fig. 4). The east bank of the river, in contrast, is characterized by a complex of three distinct levels of terraces ($T3_E$, $T2_E$, $T1_E$; Figure 30; Figure 32). Both the highest and middle terraces ($T3_E$ and $T2_E$) are constituted by pebble-gravel conglomerates supported by a coarse pebbly-sandy matrix unit, while $T1_E$ is composed by sandy deposits. Sediments of terrace $T3_E$ have an IRSL age of 17.6 ± 1.4 ka at 1.65 m depth, while our best estimate of the ^{10}Be surface-exposure age of terrace $T2_E$ is 14.5 ± 1.5 ka, implying that $T3_E$ must have been incised between ~ 17.5 and ~ 14.5 ka. Therefore, both these terraces were abandoned while the sandy sediments on the west bank of the present-day Tista channel were still accumulating. Even though the fan surfaces on both banks of the river (S_w and $T3_E$) have approximately the same elevation, their different ages and grain-sizes indicate that they are not the same deposits. Thus, we attribute the deposits of the west bank of the Tista River to the main Tista drainage and the deposits on the east bank to smaller tributaries of the Tista River, which were probably sourced close to the mountain front, similar to modern tributaries of the Tista near the apex.

The distal part of the fan can be divided in two lobes. The surface of the western lobe is more incised (up to 8 m) and its abandonment took place earlier (about 11 ka) than that of the eastern lobe. Deposition of sediments in the proximal lobe and in site 4 (profile BR) seems to be synchronous, between ~ 28 and ~ 10 ka. The eastern distal fan is little incised (up to a few m), sediments are much younger (< 1 ka) and sedimentation rates appear higher than in the west (~ 2 versus ~ 0.1 mm y^{-1} , respectively; but note that they were measured over a much shorter timespan).

Using these absolute age controls, we propose a new scenario for the development of the Tista megafan that is simpler than the one previously established by Chakraborty and Gosh (2010). We suggest that the two distal lobes developed successively downstream from a common proximal lobe. The western lobe of the megafan was deposited since at least ~ 28 ka by a paleo-Tista river that was a tributary of the Ganga River. This lobe was abandoned in the early Holocene, around 10-11 ka, as inferred from the ^{10}Be ages obtained from profiles BR and DL. The eastern lobe was built during the Holocene, when the main stem of the Tista River draining Sikkim had shifted eastward through possible nodal avulsions. The Tista River

has started incising this lobe only very recently (< 1 ka) and probably still inundates it during major floods.

The abandonment ages of the proximal lobe (~ 4 ka) and the western distal lobe (~ 10 ka) also have implications for recent avulsions of the Tista River, as inferred from historical maps (Chakraborty and Ghosh, 2010). Given the significant incision of the apex of the fan, the Tista River appears locked into its valley in this reach since at least the middle Holocene and any historical avulsions must have occurred downstream of the apex. Also, our data do not support reoccupation of the western distal lobe during Holocene times. Any recent avulsions of the Tista River must therefore be limited to the eastern distal lobe, casting doubt on the accuracy of some of the historical maps used by Chakraborty and Ghosh (2010) to establish their avulsion history.

Sampling site	Surface ID	IRSL Ages	¹⁰ Be Exposure	¹⁰ Be	Surface erosion rate ^c	Incision rate ^d	Sedimentation rate ^e
			ages ^a	Inheritance ^b			
		yr	yr	at/g	mm/yr	mm/yr	mm/yr
1	T3S	$> 101.4 \pm 0.4$				~ 0.3	
	T2s		9513 ± 1410			1.6 ± 0.2	
	T1s		6718 ± 821			1.5 ± 0.2	
2	Sw	21600 ± 1700	4000^{+600}_{-400}	2700^{+300}_{-400}	0.01	$10.5^{+0.6}_{-1.8}$	0.88 ± 0.1
3	T3E	17600 ± 1400				1.7	
	T2E		14485 ± 1577			1.6 ± 0.3	
4	Br	27800 ± 2200	9396 ± 956			0.8 ± 0.1	0.10 ± 0.2
5	DL	11200 ± 800	12600 ± 1200	11300^{+300}_{-400}	0.01	0.45	
6		700 ± 100				$1.9 - 3.2$	4.3 ± 0.7
		800 ± 100					

Table 5 : IRSL and exposure ages, and sedimentation and incision rates used in this study. ^a: Best-fit terrace ¹⁰Be exposure ages for Sw and DL profiles inverted using the Hidy et al. (2010) code. Others ages are calculated by the online Cronus calculator. ^b: Best-fit terrace ¹⁰Be inheritance for profiles inverted using the Hidy et al. (2010) code. ^c: Best-fit terrace surface erosion rates profiles inverted using the Hidy et al. (2010) code. ^d: Incision rates are calculated from surface exposure ages and river channel elevations. ^e: Sedimentation rates are calculated from IRSL ages and are valid between sampling depth and the surface. §

VII.5.3. Correlation between hinterland terraces and the Tista megafan

Our IRSL data on the highest terrace (T3s) in Sikkim imply a minimum age of 101.4 ka. This terrace is thus much older than all the terraces sampled on the megafan. This terrace records an average long-term incision rate of ~ 0.3 mm yr⁻¹ since ~ 100 ka in the middle reach of the Tista River in Sikkim. Catchment-averaged modern erosion rates from ¹⁰Be cosmogenic analysis of modern river sands vary between $0.47^{+0.08}_{-0.06}$ and $0.77^{+0.11}_{-0.08}$ mm.yr⁻¹ in South Sikkim (Abrahami et al., in review), somewhat higher than the inferred long-term incision

rates. These relatively low incision rates and the preservation of Pleistocene terraces predating the last glacial cycle are comparable to observations from the Nepalese Lesser Himalaya (Lavé and Avouac, 2001; Pratt-Sitaula et al., 2004).

Lower terraces ($T2_S$, $T1_S$) from the same site present Holocene exposures ages of respectively 9.4 ± 1.4 and 6.7 ± 0.8 ka. The abandonment of the surface of $T2_S$ by the Tista River is roughly synchronous with the abandonment of the western lobe of the distal fan (profiles DL and BR) whereas incision of terrace $T1_S$ in Sikkim appears almost contemporaneous to that of the surface of the megafan (S_w) at its apex (Fig. 10). We acknowledge that these abandonment ages are only based on a single sample for each terrace, as the ^{10}Be depth profiles could not be exploited. Nevertheless, if we accept the abandonment ages, we note that (1) the Holocene incision rate in the hinterland catchment of $\sim 1.6 \text{ mm yr}^{-1}$ is nearly an order of magnitude lower than that at the megafan apex ($10.5^{+0.6}_{-1.8} \text{ mm yr}^{-1}$); (2) the abandonment of the lowest terrace $T1_S$ predates that of the megafan surface at the apex (S_w) by ~ 2 ka. Wobus et al. (2010) performed numerical model experiments to discriminate between tectonic and climatic controls on fluvial incision. Their results suggest that a downstream increase of incision rate and corresponding steepening of the river profile (observation 1 above) is most easily explained by tectonic tilting of the catchment, but that downstream propagation of incision (observation 2) is more compatible with a climatic control on incision, through either increased discharge or decreased sediment flux.

Finally, we note that inferred Holocene incision rates of the Tista terraces in the hinterland are comparable to those inferred from terraces $T3_E$ and $T2_E$ at the megafan apex and are within error of the catchment-average modern erosion rate for the entire hinterland catchment of the Tista of $1.31^{+0.29}_{-0.21} \text{ mm yr}^{-1}$ (Abrahami et al, in review), although they are significantly higher than the erosion rates obtained for Lesser Himalayan catchments in south Sikkim (see above).

VII.5.4. Controls on the abandonment of the Tista megafan

Fluvial landscapes respond with complex feedback mechanisms (aggradation, incision, formation and retreat of knickpoints, etc.) to external forcing such as climate changes, gradual or episodic tectonics, or drainage capture (Mather, 2000). Below, we discuss these potential controls in guiding the development and abandonment of the Tista megafan.

VII.5.4.1. Possible tectonic controls

Random nodal avulsions of the main feeder channel are described to explain the shifting of the Tista drainage over time (Chakraborty and Gosh, 2010). Nonetheless, earthquakes occur in the Himalayan foredeep including the Tista megafan (Fig 1) and could have changed the river course or facilitate avulsion phenomena. Tectonic controls on the evolution of the Tista megafan could have been asserted by: (1) active shortening on the MFT; (2) diffuse deformation below the foredeep; (3) active uplift of the Shillong Plateau to the southeast.

Major ($M_w > 8$) historical earthquakes have occurred on the MFT in and around the study area (cf. section 2.2) and the small Matiali alluvial fan, east of the Tista megafan, clearly shows Holocene deformation related to movement on the MFT (Kar et al., 2014). Nevertheless, Kar et al (2014) argued that the deposition and incision of the fan-terrace system was primarily climatically controlled by changes in monsoon regime, similar to alluvial-fan systems in other tectonically active settings (e.g. Pepin et al., 2013). Moreover, the deposits of the Tista megafan apex do not show any deformation. We therefore do not see a direct link between shortening on the MFT and downstream megafan development.

As described in section 2.2, buried basement ridges have been argued to control neotectonic deformation in the Indo-Gangetic plains affecting the building of alluvial fans (Dasgupta et al., 1987; Das et al., 2011; Pati et al., 2011). A number of seismic lineaments, including the NW-SE trending Tista lineament along the present-day Tista River, have been described in the Sikkim Himalaya (e.g. Hazarika et al., 2010). Recently, Chopra et al (2014) have proposed that the Tista lineament may have been the causative fault for the 09.18.2011 M_w 6.9 Sikkim earthquake. However, the suggested existence of the Tista lineament appears to be inspired more by the straight course of the Tista River in the foreland than by a clear clustering of seismicity, for which alternative explanations have been proposed (e.g., Arora et al., 2014). Moreover, there is no geophysical data to prove the existence and activity of this lineament in the alluvial plain. We therefore do not consider it to play a major role in guiding the modern Tista drainage or in triggering incision of the megafan.

Finally, the actively uplifting Shillong massif (e.g., Bilham and England, 2001) to the southeast of the megafan has clearly steered the course of the Brahmaputra-Jamuna River (Figure 27), although no detailed age constraints on potential westward propagation and

diversion of the Brahmaputra are currently available. In the Bengal basin to the south, unconstrained avulsions of the Brahmaputra-Jamuna and Ganga Rivers were established in the mid-Holocene in response to post-glacial sea-level rise (Goodbred et al., 2014). The Tista megafan is limited to the southeast by the Jamuna River (Figure 27), which thus acts as base level and may have driven autogenic incision of the fan as envisaged in the model of Pepin et al. (2010). However, any uplift related to propagation of the Shillong Plateau and/or incision due to the Jamuna river would have led to an upstream-migrating wave of incision that affected the eastern distal lobe most directly. Such a scenario appears inconsistent with our inferred chronology of megafan incision.

VII.5.4.2. Possible climatic controls

To assess potential climatic controls on the formation and abandonment of the terraces, we correlated IRSL depositional ages and ^{10}Be abandonment ages with climate proxies including high-resolution $\delta^{18}\text{O}$ measurements from the Greenland Ice Sheet Project 2 (Grootes and Stuiver, 1997) and both model- (Prell and Kutzbach, 1987) and data- (Gasse et al., 1996; Overpeck et al., 1996; Enzel et al., 1999; Fleitmann et al., 2003; Herzschuh, 2006) derived measures of Indian monsoon strength. We also compare our dates with inferred periods of aggradation and incision both within Himalayan valleys (Pratt-Sitaula et al., 2004; Bookhagen et al., 2006; Ray and Srivastava, 2010) and in the Ganges foreland (Goodbred, 2003; Roy et al., 2012). Figure 36 provides a chronological interpretation of the Tista megafan landscape history based on our geomorphological and geochronological analysis and its correlation with climate proxies cited above.

We note that strong monsoon precipitations during the end of MIS 3 (30 to 25 ka) are correlated with depositional episodes in the proximal and distal megafan. The adjacent Matiali fan also shows aggradation during 35-28 ka (Kar et al., 2014). Further west, widespread fluvial aggradation is recorded both within the Himalaya (Lavé and Avouac, 2001; Pratt-Sitaula et al., 2004; Ray and Srivastava, 2010) and within the Ganges foreland during the end of MIS 3 (prior to ~23 ka) and from ~17-11 ka.

The Holocene strong monsoon episode from ~6 to 9 ka (Clemens et al., 1991; Gasse et al., 1996; Overpeck et al., 1996; Schulz et al., 1998; Enzel et al., 1999) is bracketed at 9-11 ka by incision of the middle-level terrace in Sikkim (T_{2s}) and the western distal part of the megafan (Sites 4 and 5), and at 4 ka by incision of the proximal fan surface (S_w), as well as the terraces

of the adjacent Matiali fan (Kar et al., 2014). Our data suggest that incision of the lower-level terrace (T1_s) in Sikkim appeared somewhat earlier toward the end of this strong monsoon episode, possibly suggesting erosion propagated from upstream to downstream of the river. The Holocene strong monsoon episode is marked by major alluviation within the Nepal and western Indian Himalaya (Pratt-Sitaula et al., 2004; Bookhagen et al., 2006), linked to increased sediment production by landsliding.

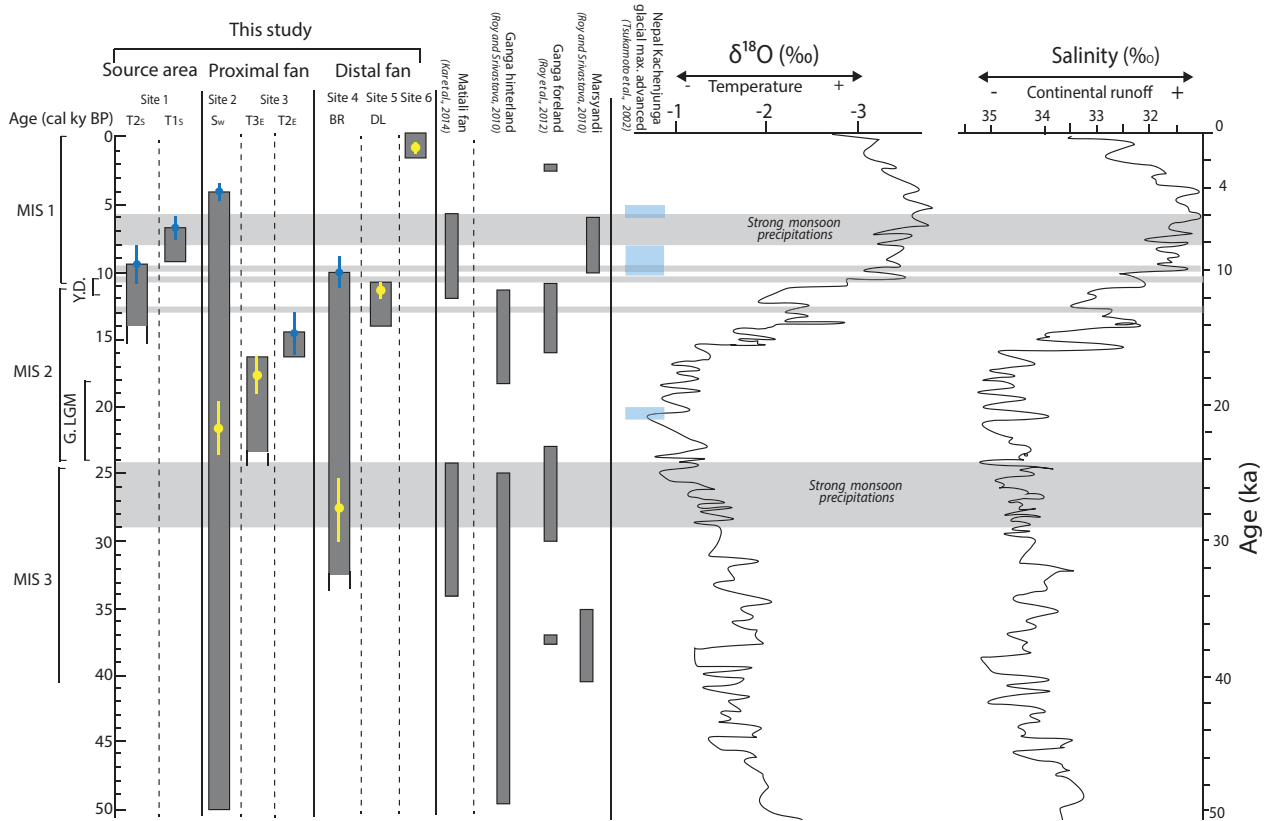


Figure 36 : Aggradation and incision phases during the last 50 ka recorded in this study and documented in the literature (from left to right, Kar et al., 2014, Roy et al., 2012, Roy and Srivastava, 2010). We compare these results with the last glacial maximal advanced as recorded by Tsukamoto et al. (2012) in the western side of the Kangchenjunga, paleoclimate proxies from the Bengal fan (Kudrass et al., 2001), and strong monsoonal precipitations events from Van Campo and Gasse, 1993; Gasse et al., 1996; Overpeck et al. 1996; Demske et al., 2009). Yellow and blue dots respectively correspond to the IRSL ages and ^{10}Be exposure ages and their associated uncertainties. Grey boxes indicate the hypothetic aggradation time of the terraces and fan deposits.

Thus we propose that the depositional and incision history of the terraces in the Sikkim Himalaya and the Tista megafan are correlated with temporal variations in monsoonal precipitation. The overall synchronicity of periods of deposition throughout the Himalaya and

their foreland with periods of strong monsoonal precipitation suggests a climatic control. In detail, a transfer time of a few kyr may separate a transition from alluviation to incision in the mountains from that in the plains and the onset of a phase of strong monsoon precipitation may be characterised by initial incision due to a more rapid increase in water discharge compared to sediment flux (Densmore et al., 2015 and this study).

These results contradict Mukul (2010), who linked formation of alluvial terraces in south Sikkim to activity on the Main Boundary Thrust, but agree with the conclusions of Meetei et al. (2007), based on sedimentology observations. Kar et al. (2014) also link the formation and incision of the Matiali fan to the east of the Tista megafan with fluctuations of the Asian summer monsoon rather than Himalayan tectonics.

VI. Conclusions

The Tista megafan is characterized by its large size compared to its mountainous catchment and sandy deposits making up the megafan from the apex to its most distal part. The megafan developed from at least 50 to ~4 ka; the deposited volume during this time is larger than that calculated by integrating the modern sediment flux from the Tista catchment in the Sikkim Himalaya, suggesting that erosion rates must have been higher in the past and that the megafan was a very efficient sediment trap during the time of its activity. The lack of coarse material at the apex of the megafan could be explained by storage upstream in the catchment in terraces along the middle river course.

Based on IRSL and ^{10}Be data (both surface samples and depth profiles) presented here, we establish a new chronology for the development and abandonment of the Tista megafan. We suggest that two distal lobes developed successively downstream from a common proximal lobe. The proximal lobe is characterized by deep incision of the megafan deposits up to ~25 km from the mountain front. Deposition took place since ~50 ka assuming a constant sedimentation rate of $0.88 \pm 0.10 \text{ mm.yr}^{-1}$, based on combined IRSL and ^{10}Be ages, and incision began at $4.0^{+0.6}_{-0.4} \text{ ka}$ at an average rate of $10.5^{+0.6}_{-1.8} \text{ mm yr}^{-1}$. The western distal lobe of the megafan was deposited early in the history of the megafan, possibly when the Sikkim Himalaya catchments were drained by rivers that were tributaries of the Ganga River, and was abandoned in the early Holocene, around 10-11 ka. Recent depositional ages (<1 ka)

suggest that the eastern distal lobe is much younger. In this part of the megafan, a small number of terraces are observed that stand only a few m above the modern river channels. The eastern lobe may have been built when the main Tista drainage system had shifted eastward through possible nodal avulsions.

Fluvial terraces are also observed along the course of the Tista River in the hinterland catchment in Sikkim, and we sampled a complex of three-level terraces in the middle Tista valley to better understand the relation between the hinterland and the foreland. Our results show that the highest terrace (T3_s) is much older (>101.4 ka) than all the dated foreland deposits. However, the abandonment of the surface of the middle terrace (T2_s) in Sikkim is synchronous with the abandonment of the western distal fan surfaces, whereas incision of terrace T1_s in Sikkim appears to slightly predate that of the megafan surface at the apex (S_w). Thus we can suppose that incision has propagating rapidly from the hinterland toward the megafan. Incision rates inferred from the abandonment ages of the three terrace levels in the middle Tista valley vary from <0.3 to 1.6 mm yr⁻¹ and are of the same order of magnitude as erosion rates calculated for different sub-basins in Sikkim (from 0.47^{+0.08}_{-0.06} to 1.31^{+0.29}_{-0.21} mm yr⁻¹; Abrahams et al., in review). Apparently, fluvial incision rates are approximately equivalent to landscape denudation rates in the middle Tista valley. In contrast, these rates are much lower than those recorded at the apex of the megafan, implying transient steepening of the river profile since abandonment of the megafan surface.

A comparison of our new age data with published data allows discussing the controls on the abandonment of the Tista megafan. Generally, aggradation and incision episodes can be attributed to various external forcings such as tectonic activity, climatic changes or drainage reorganisation. Neotectonic deformations are suggested to have affected the building of alluvial fans in the Indo-Gangetic plains (e.g. Pati et al., 2011). The deposits of the Tista megafan do not show any deformation due to development and reactivation of faults or thrusts and seismic activity in the foreland is limited. Thus, we suggest that tectonic processes play a minor role in guiding the Tista River course and driving incision of the megafan deposits.

Our results appear more compatible with a climate-induced trigger of deposition and incision episodes, through changes in monsoon intensity and associated sediment flux. Depositional episodes in the Tista megafan, as elsewhere in the Himalaya and its foreland, appear to

correlate with periods of strong monsoon precipitations and associated high sediment flux toward the foreland. Abandonment and incision of megafan surfaces and hinterland terraces appears associated to both the onset and the ending of phases of strong monsoon precipitation, during which the balance between water and sediment discharge changes rapidly.

VII. Acknowledgements

This project forms part of R. Abrahams's Ph.D. thesis, funded by a grant from Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir – ANR10 LABX56) and was funded by Institut National des Sciences de l'Univers Syster (2011) and Labex@2020 grants awarded to P. Huyghe. Fieldwork was funded by an ISI international cooperation grant to T. Chakraborty. We thank Nathalie Cotte, Isabelle Douste-Bacqué and Sophie Beauprêtre for their help in the preparation and treatment of GPS data. We acknowledge Suchana Taral for her field assistance. Gamma spectrometric measurements were carried out by Sönke Szidat, Department of Chemistry and Biochemistry, University of Bern. We also thank Maurice Arnold, Karim Keddadouche and Georges Aumaître for assistance during AMS measurements.

Chapitre 5 : Les archives sédimentaires du mégafan de la Tista : un enregistrement de l'évolution du réseau de drainage, de l'érosion et de l'altération en Himalaya oriental lors des 50 000 dernières années.

TABLE DES MATIERES

Résumé	163
VIII. A proximal record of drainage development, erosion and chemical weathering in the Sikkim Himalaya over the last 50 kyr from Tista megafan sediments.	165
VIII.1 Introduction	166
VIII.2 Setting	168
VIII.2.1 Geology of Sikkim	169
VIII.2.2 Tista megafan	171
VIII.2.3 Climate and Hydrology	172
VIII.3 Methodology	173
VIII.3.1 Sampling strategy	173
VIII.3.2 Sand petrography	174
VIII.3.3 Heavy minerals	175
VIII.3.4 Nd and Sr isotopes	176
VIII.3.5 Major- and trace-element compositions	176
VIII.4 Results	177
VIII.4.1 Petrography and heavy-mineral data	177
VIII.4.2 Sr and Nd isotopic composition	178
VIII.4.2.1 The Tista River and its major tributaries in the Sikkim Himalaya	178
VIII.4.2.2 Tista megafan deposits	179
VIII.4.3 Major element composition	181
VIII.4.3.1 Hydrodynamic sorting	181
VIII.4.3.2 Weathering proxies	182
VIII.5 Discussion	182
VIII.5.1 Provenance discrimination by petrography and isotope data	182
VIII.5.1.1 Himalayan sources	182
VIII.5.1.2 Modern river sediments in Sikkim	185
VIII.5.1.3 Modern Tista River sediments in the foreland	185
VIII.5.2 Sources of Tista megafan deposits	187
VIII.5.2.1 Comparison between modern and Tista megafan deposits	187
VIII.5.2.2 Evolution of provenance through time	188
VIII.5.3 Weathering record	190
VIII.5.3.1 Modern weathering in Sikkim	190
VIII.5.3.2 Evolution of weathering since 50 ka	191
VIII.5.4 Holocene capture of the upper Tista catchment by the Kosi River?	192
VIII.6 Conclusion	194
VIII.7 Acknowledgements	196

Résumé

La chaîne himalayenne, soumise à une convergence tectonique et à un régime de mousson importants, est une région idéale pour étudier les couplages entre la tectonique, l'érosion et le climat. A la fin du Pléistocène, au pied des reliefs du Sikkim, la rivière Tista a construit un important mégafan qu'elle incise depuis 4000 ans. Les dépôts du mégafan de la Tista représentent une archive sédimentaire remarquable, qui permet de discuter les variations temporelles de l'intensité de l'érosion et de l'altération des sédiments au sein du Sikkim et de leur production et de leur exportation depuis la chaîne vers le bassin. Pour contraindre les sources des sédiments, nous avons comparé les sédiments du mégafan et les sédiments modernes provenant de rivières au Sikkim grâce à des analyses pétrographiques et isotopiques (Sr et Nd). La composition chimique, notamment les éléments majeurs et traces, a été utilisée pour estimer l'altération chimique au Sikkim dans le passé et à l'actuel.

Les résultats pétrographiques et isotopiques indiquent que les dépôts constituant le mégafan ont des degrés métamorphiques plus faibles et des valeurs d' ϵ_{Nd} moins négatives que les sédiments actuellement transportés par la Tista. Cette différence peut indiquer l'influence de roches sédimentaires téthysiennes crétacées exposées au nord du Sikkim, actuellement drainées par la Kosi. Cela suggère que cette zone ait été récemment (4000 ans) capturée par la Kosi, provoquant l'incision récente et importante du mégafan due au rééquilibrage du profil de la Tista. Cette hypothèse préliminaire permettrait d'expliquer également la taille disproportionnée du mégafan comparée à celle de son bassin versant actuel.

Par ailleurs, nos résultats montrent que les variations de l'érosion et de l'altération chimique répondent à des variations climatiques globales et régionales. Les périodes de fortes intensités de précipitations de mousson se traduisent au Sikkim par une plus forte pénétration des précipitations dans la haute chaîne et une plus forte altération chimique des silicates. Depuis le dernier maximum glaciaire, la région du Sikkim est caractérisée par une augmentation de l'érosion et de l'altération chimique.

VIII. A proximal record of drainage development, erosion and chemical weathering in the Sikkim Himalaya over the last 50 kyr from Tista megafan sediments.

Rachel Abrahams^{1*}, Pascale Huyghe¹, Peter van der Beek¹, Eduardo Garzanti², Sidonie Révillon³ Tapan Chakraborty⁴

¹ *Université Grenoble Alpes, ISTerre, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France*

² *Department of Earth and Environmental Sciences, Università Milano Bicocca, Milano, Italy*

³ *Sedisor Analyses & Expertise, Place N. Copernic, 29280 Plouzané, France*

⁴ *Indian Statistical Institute, Geological Studies Group, 203 Barrackpore Trunk Road, Kolkata 700108, India*

*Corresponding author, email: rachel.abrahams@ujf-grenoble.fr

Keywords: Himalaya, sediment petrography, ϵ_{Nd} , major-element chemistry, provenance, weathering, climatic control, river capture, Sikkim

Abstract

The Himalaya is an active collisional orogen that is subject to a strong monsoonal climate and has one of the world's highest physical and chemical erosion rates. It thus constitutes a key region to study the couplings between tectonics, erosion and climate. This paper reports on a study of the provenance and weathering signal carried by sediments of the Tista Megafan (West Bengal, India). The Tista megafan is a large sedimentary feature, which spreads more than 16000 km² from the Himalayan mountain front to the Brahmaputra-Jamuna River in eastern India and Bangladesh. Close to the mountain front, the Tista River has incised its alluvial megafan by ~40 m since 4 ka providing access to a unique proximal sediment archive covering the last ~50 kyr. Here, we use these proximal Tista megafan deposits as records of drainage, climate and weathering evolution in the eastern Himalaya through the last glacial cycle. To discriminate sediment sources, we used Nd- and Sr-isotope measurements together with petrographical analyses of sediment of the Tista megafan, which we compare to those of modern river sediments from the Tista catchment in the Sikkim Himalaya. We also use the

chemical compositions (major and trace elements) of these sediments in order to constrain the intensity of weathering across the Sikkim Himalaya.

Petrological data and isotopic signatures of Tista megafan sediments indicate that their mainly from the Great Himalayan Sequence in northern Sikkim. The ϵ_{Nd} values also suggest an influence of Cretaceous rocks from the Tethyan Sedimentary Series located North to Sikkim and are currently drained by the Kosi river. Thus, we propose that this area has possibly been recently captured (≈ 4000 years) by the Kosi river. Such capture may explain both the specific isotope signatures of the Tista megafan sediments, but also its recent incision, its disproportionate size compared to its watershed and the higher annual sedimentary fluxes estimated when the megafan was active than the one calculated from modern river sand.

Furthermore, the chemical alteration recorded in modern river sands by the H_2O^+/Si ratio is anti-correlated with ^{10}Be erosion rates obtained from the same samples.

The provenance and evolution of chemical weathering of Tista megafan sediments appear to be linked to climate variations. First, we observe an overall increase of ϵ_{Nd} values between 50,000 and 4000 years, suggesting an increase in the proportion of rocks from the Tethyan sedimentary series North to Sikkim, possibly due to a penetration further North of precipitations into the Tibetan plateau.

There was also an increase in the intensity of chemical weathering since the Last Glacial Maximum. This increase seems to reach its peak during the monsoon intensification phase at the beginning of the Holocene.

VIII.1 Introduction

The Himalaya is an active collisional orogen that is subject to a strong monsoonal climate and has one of the world's highest physical and chemical erosion rates. It thus constitutes a key region to study the couplings between tectonics, erosion and climate. Physical erosion and chemical weathering are recorded by the mineralogy and chemistry of particulate and dissolved matter that is transferred from the mountains to the foreland basin and major offshore sediment fans (e.g., Galy and France-Lanord, 2001; Goodbred, 2003; Garzanti et al., 2004; Singh et al., 2008; Lupker et al., 2012a,b). A large majority of these sediments are transported during the Indian summer monsoon, underlining the major role of the monsoon

climate in this dynamic system (Goodbred, 2003; Wulf et al., 2010; Andermann et al., 2012). Thus, temporal variations in intensity of the monsoon will influence the supply of sediment from the high mountains to the basins through their control on precipitation, runoff and (on longer timescales) the extent of glacial cover (e.g., Bookhagen et al., 2005). Several authors have shown the strong influence of monsoonal strength on millennial timescales on erosion rate and sediment production within the mountain belt (Pratt-Sitaula et al., 2004; Bookhagen et al., 2006) and export to the basin (Goodbred and Kuehl, 2000; Clift and Giosan, 2014; Densmore et al., 2015).

The geochemical and mineralogical characteristics of sediment deposits can be used to reconstruct changes in provenance that can be linked to paleoclimate proxies. For instance, Clift et al. (2008; 2010) and Rahaman et al. (2009) have shown that the provenance of deposits derived from the Himalaya is controlled by changes in monsoonal precipitation and extent of glacial cover, driven by variations in insolation. However, fluvial systems in areas of active tectonics are also subjected to changes in their drainage network organization, which may affect provenance independent of climatic changes.

Several studies have also investigated the intensity of the monsoon and associated weathering through glacial-interglacial cycles. Gurlan et al. (2010) have demonstrated an increase in Himalayan runoff and dissolved sediment load during interglacial periods by looking at the isotopic signature of dissolved Nd, while Lupker et al. (2013) show an increase in weathering intensity since the Last Glacial Maximum (LGM) from the chemical composition of sediments in the Bay of Bengal.

However, the sedimentary signal from distal records such as the Bengal and Indus fans may be significantly modified due to the partial storage of sediments in the floodplain (Goodbred and Kuehl, 1999; Clift and Giosan, 2014). For instance, recent studies suggest that most of the weathering recorded by distal sediments takes place in the floodplain rather than in the mountains (Huyghe et al., 2011; Lupker et al., 2012b), while the relatively long response- and transfer-times of the system may lead to buffering of climatically driven sediment-flux variations in such distal deposits (Castelltort and Van Den Driessche, 2003; Armitage et al., 2013). Therefore, proximal foreland-basin sediments may provide better temporally resolved information because they may respond faster to the cause of variations in sediment flux and/or provenance, and are not affected by potential modifications of the signal during

transport across the floodplain. Therefore, study of proximal deposits at the Himalayan front can provide complementary insights into climatic controls on provenance and weathering to those obtained from the distal sediment fans. However, well-resolved proximal records on Pleistocene-Holocene timescales are rare in the Himalayan foreland.

This paper reports on a study of the provenance and weathering signal carried by sediments of the Tista Megafan (West Bengal, India). The Tista megafan is a large sedimentary body, which spreads more than 16000 km² from the Himalayan mountain front to the Brahmaputra-Jamuna River in eastern India and Bangladesh (Figure 37). Close to the mountain front, the Tista River has incised its alluvial megafan by ~40 m since 4 ka (Abrahami et al in prep), providing access to a unique proximal sediment archive covering the last ~50 kyr. Here, we use these proximal Tista megafan deposits as records of drainage, climate and weathering evolution in the eastern Himalaya through the last glacial cycle.

To discriminate sediment sources, we used Nd- and Sr-isotope measurements together with petrographical analyses of sediment of the Tista megafan, which we compare to those of modern river sediments from the Tista catchment in the Sikkim Himalaya. We also use the chemical compositions (major and trace elements) of these sediments in order to constrain the intensity of weathering across the Sikkim Himalaya. Our data show an increase in weathering intensity since the LGM that seems to peak during the early Holocene strengthened-monsoon phase. The provenance data, together with the disproportionate size of the megafan with respect to its current catchment area and the reconstructed sediment fluxes (Abrahami et al., in prep.), suggest that the Tista has recently lost a significant part of its catchment area, which may have been captured by the adjacent Kosi River. This capture event may have triggered post-4-ka incision of the megafan.

VIII.2 Setting

The Tista is the main river draining the Sikkim Himalaya and is the largest Himalayan tributary of the Brahmaputra River. Our study focuses on the Tista megafan in the Ganga-Brahmaputra alluvial plain and the upstream watershed of the Tista River (Figure 37).

VIII.2.1 Geology of Sikkim

The Sikkim Himalaya displays the classic structure of the southern Himalayan flank with a succession of northward dipping faults (e.g. Le Fort, 1975; Hodges, 2000), which branch off the Main Himalayan Thrust (MHT; Zhao et al., 1993; Avouac, 2003; Schulte-Pelkum et al., 2005; Nábelek et al., 2009) and separate different litho-tectonic units. From north to south, these units are the Tethyan Sedimentary Sequence (TSS), the Greater Himalayan Sequence (GHS), the Lesser Himalayan Sequence (LHS) and the Siwalik foreland-basin sediments (Figure 37).

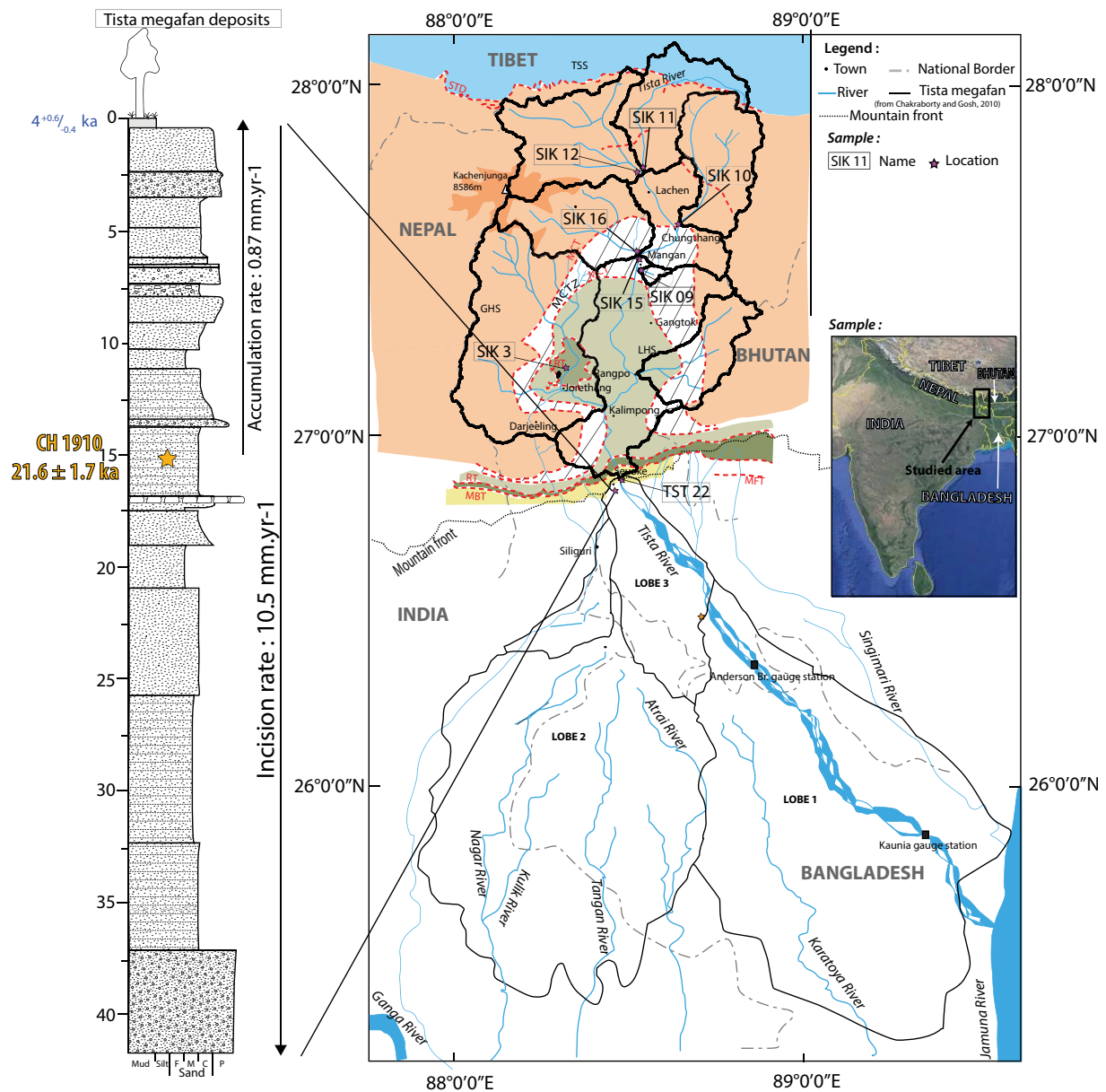


Figure 37 : Overview of the study area in the Sikkim Himalaya and West Bengal (NE India) showing the Tista River catchment, sample locations and sampled tributary catchments. Inset shows location within Indian subcontinent. Geological map after Kellet et al (2014). Boundary of the Tista megafan after Chakraborty and

Gosh (2010). Sedimentary log and chronological constraints on exposed sediments in the apex of the megafan after Abrahams et al. (in prep).

The Tethyan Sedimentary Sequence (TSS) is an Upper Proterozoic-Eocene sedimentary succession that was deposited on the Indian passive margin (e.g., Liu and Einsele, 1994). It is bounded to the north by the Indus-Yarlung suture, which marks the plate boundary between the Eurasian and Indian continents (see Hébert et al., 2012 for a recent synthesis), and to the south by the South Tibetan Detachment (STD). TSS rocks exposed in northernmost Sikkim (Figure 37) are mostly Devonian-Jurassic carbonates and clastics, and Upper Proterozoic-Ordovician phyllite and schist (Wu et al., 1998; Pan et al., 2004; Kellett et al., 2013; 2014). The latter rocks have been attributed to the Chekha Group in Bhutan (Kellett et al 2010), which is laterally equivalent to the Everest Series and North Col Formation in eastern Nepal, the Annapurna Yellow formation of central Nepal and the Haimanta Group in northwest India (Lombardo et al., 1993; Carosi et al., 1999; Searle et al 2003; Myrow et al 2009).

South of the STD, the Greater Himalayan Sequence (GHS) is composed of high-grade metamorphic rocks derived from the Indian crust. Within the GHS, the Kanchenjunga massif is composed of massive slabs of Miocene leucogranites (Searle and Szulc 2005; Kellett et al., 2014; Figure 37). The Main Central Thrust Zone (MCTZ) is a highly sheared zone bracketed in Sikkim between two branches of the Main Central Thrust (MCT; Bhattacharyya and Mitra, 2009; Kellett et al., 2014). The Lesser Himalayan Sequence (LHS) makes up the footwall of the MCTZ and is divided into the Lower Proterozoic Reyang and Daling Formations, the Upper Proterozoic-Cambrian Buxa Formation and the Permian Gondwana Group (Bhattacharyya and Mitra, 2009; Mitra et al., 2010). The Reyang and Daling Formations are laterally equivalent to Lower LHS rocks in Nepal, while the Buxa Formation can be considered equivalent to Upper LHS rocks (DeCelles et al., 2001; Robinson et al., 2001). The LHS in Sikkim crops out in a large tectonic half-window known as the Tista half-window (Figure 37). As elsewhere in the Himalaya, they form a major structural duplex, the Rangit Duplex, bounded by the MHT and the Ramgarh thrust as the floor- and roof-thrusts, respectively (Bhattacharyya and Mitra, 2009; Mitra et al., 2010; Figure 37).

South of the Tista half-window, high-grade metamorphic rocks of the GHS and MCTZ reappear in the Darjeeling klippe and are exposed to within a few km of the mountain front (Mitra et al., 2010). The LHS are thrust over the deformed Mio-Pliocene syntectonic molasses

of the Siwalik Group along the Main Boundary Thrust (MBT; Mukul, 2000). The most external thrust of the Himalaya is the active Main Frontal Thrust (MFT), which forms the contact between the Siwalik Group and the Quaternary deposits of the Ganga-Brahmaputra plain, and has accommodated several major surface-breaking earthquakes in the last millennium (Kumar et al., 2010).

VIII.2.2 Tista megafan

From the Himalayan mountain front southward, the Tista River has built a fluvial megafan, which extends over 16,500 km² from its apex down to the confluence with the Brahmaputra River (Figure 37). The Tista megafan stands out because of its disproportionate size compared to that of the upstream Tista River catchment (8000 km²). The megafan has a radiating drainage pattern and its surface has a slope from 0.12° near its apex to 0.01° in its distal part (Chakraborty and Gosh 2010; Abrahimi et al., in prep.). The proximal and medial parts of the megafan are dominated by sandy sheet-braided stream deposits, while the distal megafan is characterised by low-energy sand-mud channel deposits and a southward increase of floodplain marsh or lake deposits (Chakraborty and Gosh, 2010).

The Tista megafan can be subdivided into at least three different lobes, based on detailed topography and channel patterns (Chakraborty and Gosh, 2010; Figure 37). From IRSL and ¹⁰Be exposure ages, Abrahimi et al (in prep.) suggest that the two distal lobes developed successively downstream from a common proximal lobe. The western distal lobe of the megafan was deposited early in the history of the megafan, possibly when the Sikkim Himalaya catchments were drained by rivers that were tributaries of the Ganga River, and abandoned in the early Holocene (10-11 ka). Very young depositional ages (<1 ka) suggest that the eastern distal lobe is much more recent. This lobe may have been built when the Sikkim main draining system (i.e. the modern Tista River) was shifted eastward through possible nodal avulsions.

The Tista River has incised the apex of the proximal lobe by up to 42 m, along a stretch reaching ~25 km south of the mountain front. We have constrained depositional and abandonment ages of the apex of this lobe using IRSL and ¹⁰Be exposure ages, respectively (Abrahimi et al., in prep.). An IRSL sample at 15.4 m below the surface has an age of 21.6±1.7 ka, while a ¹⁰Be depth-profile provides a well-constrained abandonment age of

$4.0^{+0.6}_{-0.4}$ ka for the megafan surface. From these, we infer a latest Pleistocene – early Holocene sedimentation rate of 0.9 ± 0.1 mm yr⁻¹ at the megafan apex and, supposing that this rate was constant through time, an age of the deposits currently exposed at the river level of ~50 ka (Figure 37).

VIII.2.3 Climate and Hydrology

In the studied area, the seasonal monsoon dominates climatic variability on times scales from the annual cycle to glacial-interglacial cycles. Average precipitation for the entire mountainous catchment of the Tista River is 1870 mm yr⁻¹ (Bookhagen and Burbank, 2006, 2010; Abrahams et al., in review). This amount reaches nearly 3000 mm yr⁻¹ in southeastern Sikkim and falls to less than 1000 mm yr⁻¹ in northern Sikkim. In the alluvial plain, precipitation increases toward the mountain belt: near the apex of the megafan, average precipitation reaches 4070 mm yr⁻¹ while it oscillates between 1000 and nearly 2000 mm yr⁻¹ in its distal parts.

The Tista River exhibits high seasonal flow variability that causes inundation of floodplains during the monsoon and low-flow conditions in the dry season. Two gauge stations inform about the average annual discharge between 1965 and 1971 (pre-damming period) of the Tista River. Around 80 km downstream of the point of exit of the Tista River from the mountain front, at the Anderson Bridge gauge, the river has a yearly-average discharge of 609 m³ s⁻¹, with monthly-average discharge varying between 130 m³ s⁻¹ in the dry season and 1500 m³ s⁻¹ during the monsoon. In Bangladesh, before the confluence with the Brahmaputra River, the Kaunia gauge station records a yearly-average discharge of 896 m³ s⁻¹ for the Tista River, with monthly-average discharge exceeding 2000 m³ s⁻¹ during the monsoon and dropping to 125 m³ s⁻¹ in the dry season (data from the SAGE Global River Discharge Database; <http://www.sage.wisc.edu/riverdata/>). As no major tributaries join the Tista River between these two gauge stations, the significant increase of river discharge may be due to groundwater recharge (but note that the data for the two stations only partly overlap in time and inter-annual variability is large).

Prell and Kutzbach (1987) discussed the nature of variability in the South Asia summer monsoon over the past 150 kyr. They showed that monsoon precipitations in South Asia were reduced during the Last Glacial Maximum (LGM, ~20 ka) relative to the Marine Isotope

Stage 3 (MIS-3, 60 to 25 ka), as a consequence of lower northern-hemisphere insolation during the LGM. Some authors suggest that the increase of moisture transport to the Himalayan mountain belt at the end of MIS-3 led to an increase in precipitation accumulated as snow at high altitudes (e.g., Bush, 2004). These conditions may have allowed glaciers to grow in the Himalaya causing a local LGM early in the last glacial cycle (Owen et al., 2002; Owen, 2009). Tsukamoto et al. (2002) dated glacial sediments on the Nepali flank of the Kanchenjunga massif that record glacier expansion at 5–6, 8–10, and 20–21 ka, suggesting that the local LGM in the study area was synchronous with the global northern-hemisphere LGM. Hydrological changes during the LGM were significant, with strongly reduced monsoon precipitation leading to lower continental runoff (Cullen, 1981; Duplessy, 1982; Kudrass et al., 2001; Herzschuh, 2006), which reduced sediment supply to the Bay of Bengal (Weber et al., 1997; Goodbred, 2003).

Other episodes of strong monsoonal precipitation are described between 6-8, 9.5-10, and 10.5-11 ka (Prell and Kutzbach, 1987, Clemens et al., 1991, Gasse et al., 1996, Overpeck et al., 1996; Schulz et al., 1998, Enzel et al., 1999). The Holocene glacier expansions recorded in the Kanchenjunga massif by Tsukamoto et al. (2002) may be related to higher precipitation during these periods.

VIII.3 Methodology

VIII.3.1 Sampling strategy

Rapid late-Holocene incision of the Tista megafan apex has left spectacular outcrops that allow using the megafan deposits as an archive of drainage, climate and weathering evolution through the last glacial cycle. We have logged a 42-m high sandy cliff on the west-bank of the Tista River at the megafan apex near the village of Sevoke (Figure 37), which contains deposits spanning from ~50 to 4 ka (cf. Section 2.2 above). We determine the provenance and intensity of weathering of 14 sand samples collected at regular intervals from this outcrop by applying sediment petrography, Sr and Nd-isotope geochemistry and main- and trace-element geochemistry (Table 6). Provenance identification requires discrimination between the potential source regions of the Sikkim Himalaya. Therefore, we also collected modern sand

samples from Sikkim rivers (Tista River and its main tributaries) on which main-element, trace-element and isotope geochemistry was applied (Table 6).

Samples were collected during two distinct campaigns. Modern river sands were sampled during February 2013 across Sikkim and in December 2011 at the outlet of the mountain front (TST-22). Tista megafan deposits were collected in December 2011. The modern river samples have been previously used to determine spatial and temporal variations in erosion/exhumation rate across the Sikkim Himalaya from apatite fission-track and ^{10}Be -cosmogenic analyses (Abrahami et al., in review).

	Sample ID	GPS coordinates		Elevation m	River	Geology ^a	Analysis ^b
Sikkim modern rivers	SIK 3	N 27.174	E 88.294	395	-	LHS	I - Cc
	SIK 9	N 27.479	E 88.526	753	Rang Rang	MCTZ	I - Cc
	SIK 10	N 27.607	E 88.655	1540	Lachung	GHS	I - Cc
	SIK 11	N 27.755	E 88.545	2735	Tista	GHS - TSS	I - Cc
	SIK 12	N 27.755	E 88.543	2735	Zemu	GHS - TSS	I
	SIK 15	N 27.516	E 88.532	770	Tista	GHS - MCTZ - TSS	I
	SIK 16	N 27.522	E 88.553	780	Talong	GHS - MCTZ	I - Cc
Mountain front	TST-22	N 26.889	E 88.476	100	Tista	GHS - MCTZ - LHS - TSS - Sw	P - I - Cc
				Depth m			
Tista megafan deposits	CH 105	N 26.847	E 88.480	0.82	Tista		I - Cc
	CH 490	"	"	3.23	"		P - I - Cc
	TST 2	"	"	5.93	"		P
	CH 1200	"	"	9.04	"		I - Cc
	TST 4	"	"	10.65	"		P - I - Cc
	TST 5	"	"	13.28	"		I - Cc
	CH 2000	"	"	16.24	"		I - Cc
	TST 7	"	"	19	"		P - I Cc
	TST 8	"	"	20.84	"		I - Cc
	TST 9	"	"	26.33	"		P - I - Cc
	TST 10	"	"	28.83	"		I - Cc
	TST 11	"	"	32.75	"		I - Cc
	TST 12	"	"	34.38	"		P
	TST 13	"	"	38.83	"		P - I - Cc

Table 6 : Sample and catchment characteristics. ^a: Abbreviations of litho-tectonic units: TSS: Tethyan Sedimentary Series, GHS= Greater Himalayan Sequence, MCTZ= Main Central Thrust Zone, LHS=Lesser Himalayan Sequence, Sw= Siwaliks. ^b: Abbreviations of analyses : P= Petrography, I= Isotopy (Nd and Sr), Cc=Chemical composition (Major and trace elements)

VIII.3.2 Sand petrography

Petrographical analyses were performed on eight samples from the Tista megafan deposits and on modern Tista River sand collected at the outlet of the mountain front (TST-22). Split

aliquots of the nine sand samples were impregnated with araldite, cut into standard thin sections, stained with alizarine red to distinguish dolomite and calcite, and analysed by counting 400 points under the petrographic microscope using the Gazzi-Dickinson method (Ingersoll et al., 1984). Sands were classified according to their main components (Q = quartz; F = feldspars; L = lithic fragments).

Full quantitative information was collected on coarse-grained rock fragments, and the metamorphic types were classified according to protolith composition and metamorphic rank. The average rank of rock fragments in each sample was expressed by the Metamorphic Indices MI and MI*, which are estimators of the average metamorphic grade of the source rocks (Garzanti and Vezzoli, 2003). They vary respectively from 0 (in detritus shed exclusively by sedimentary and volcanic cover rocks) or 100 (in detritus shed exclusively by very low-grade metamorphic rocks) to 500 (in detritus shed exclusively by high-grade basement rocks). Very low- to low-rank metamorphic lithics, for which the protolith could still be inferred, were subdivided into metasedimentary (Lms) and metavolcanic (Lmv) categories. Medium- to high-rank metamorphic lithics were subdivided into felsic (metapelite, metapsammite and metafelsite; Lmf) and mafic (metabasite; Lmb) categories.

VIII.3.3 Heavy minerals

To obtain a faithful characterization of the heavy-mineral suite, we selected the 32-355 μm class for analysis (Garzanti et al., 2009). From a split aliquot of this 3.5 Φ -wide size-window, separated by dry sieving, the dense fraction was separated by centrifuging in sodium polytungstate (density $\sim 2.90 \text{ g cm}^{-3}$) and recovered by partial freezing with liquid nitrogen. From each sample, 200 to 230 transparent detrital minerals were analysed in grain mounts under the petrographic microscope by the area method of Galehouse (1971).

The “Hornblende Colour Index” HCI and “Meta-sedimentary Minerals Index” MMI (Andò et al., 2013) were used to estimate the average metamorphic grade of meta-igneous and meta-sedimentary source rocks, respectively. They vary from 0 in detritus from greenschist-facies to lowermost amphibolite-facies rocks yielding exclusively blue/green amphibole and chloritoid, to 100 in detritus from granulite-facies rocks yielding exclusively brown hornblende and sillimanite. The “Sillimanite Index”, defined as the ratio between prismatic sillimanite and total (prismatic + fibrolitic) sillimanite grains, varies from 0 in detritus from

upper amphibolite-facies metasediments to 100 in detritus from granulite-facies metasediments.

The complete petrographic and heavy-mineral analysis procedures are provided in the supplementary data (cf. Annexe III).

VIII.3.4 Nd and Sr isotopes

Sr and Nd isotopic compositions are commonly used to characterize the different Himalayan lithotectonic units and thus provenance of detrital deposits in the foreland basin as well as the Indus and Bengal fans (e.g., Galy et al., 1996; Huyghe et al., 2001; Robinson et al., 2001; Najman, 2006; Galy et al., 2011). However, little source-area data are currently available for the Sikkim Himalaya. We therefore performed Sr and Nd isotopic analysis both on modern river sands in Sikkim, and on the Tista megafan deposits.

Sr and Nd isotopic measurements were performed on the carbonate-free fraction of the samples at the University of Brest, France. They were measured respectively on a multi-collector thermal ionization mass spectrometer (Thermo Triton MC-TIMS) and on an inductively coupled plasma multi-collector mass spectrometer (Neptune ICP-MS-MC) after standard separation and purification by ion exchange resins (Pin and Santos Zalduegui, 1997; Revillon and Hureau-Mazaudier, 2009).

VIII.3.5 Major- and trace-element compositions

To obtain a signal of the temporal variability of weathering intensity within the Sikkim Himalaya, we investigated the degree of chemical weathering of modern river sands and Tista megafan deposits by analysing their major-element composition. Major- and trace-element analyses were performed at the CNRS Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) following analytical procedures developed by Carignan et al (2001), and measured by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES).

The Chemical Index of Alteration (CIA, Nesbitt and Young, 1982) is classically used as a quantitative indicator for estimating the degree of silicate weathering in drainage basins. It represents a ratio of predominantly immobile Al_2O_3 to the mobile cations (Na^+ , K^+ and Ca^{2+}) given as oxides and is defined as: $\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) \times 100$. However,

the CIA is not an unambiguous indicator of instantaneous weathering intensity as it integrates both catchment lithology and weathering history (e.g., Li and Yang, 2010).

The intensity of chemical weathering of silicate sediments can also be traced using the mobile to immobile elemental ratios of river sediments, in particular K/Si and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ (Lupker et al., 2012b, 2013). The structural hydroxyl (H_2O^+) content of sediments is a proxy of chemical weathering that traces mineral hydrolysis and secondary neo-formations. An increase of the $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ ratio indicates more intense weathering. The loss of K is mainly attributed to the weathering of biotite in the Himalayan system. Therefore a decrease of the K/Si ratio also corresponds to an increase in the degree of weathering.

VIII.4 Results

VIII.4.1 Petrography and heavy-mineral data

All 9 samples analysed display rather monotonous feldspatho-quartzose metamorphiclastic composition ($Q\ 61\pm5\ F\ 36\pm6\ L\ 3\pm3$; Figure 38 a). They are characterized by an abundance of feldspars, granitoid and very-high rank metapelite/metapsammite rock fragments commonly yielding sillimanite ($MI^* 429\pm26$, $MI\ 422\pm30$), and dominance of biotite over muscovite ($83\pm9\%$). Heavy-mineral assemblages are moderately rich and include garnet, blue-green to green-brown amphiboles ($HCI = 22\pm9$), fibrolitic and prismatic sillimanite ($MMI = 90\pm10$; Sillimanite Index 40 ± 18), apatite, tourmaline, zircon, epidote, diopsidic clinopyroxene and minor titanite, rutile, staurolite and kyanite (Figure 38). Full details on sediment petrography and heavy-mineral composition are reported in Supplementary (cf. Annexe III, Table 7).

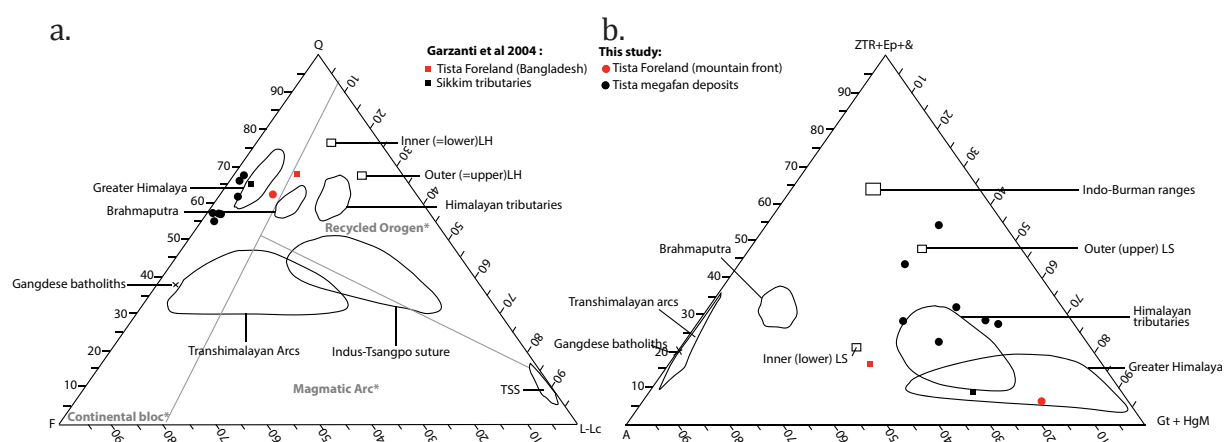


Figure 38 : a. Bulk petrography of sediments from the Tista megafan and modern Tista River. Lc=carbonate lithic fragments. Q= Quartz. F = Feldspar. Himalayan domains from Garzanti et al 2004. Provenance from Dickinson (1985). B. Heavy mineral compositions of these samples.

Sample TST-22 from the modern river is the richest in medium-rank metapelite/metapsammite grains, garnet, staurolite and kyanite. Also, zircon, tourmaline and apatite are much less common, and heavy-mineral concentration is higher than in other samples.

Metamorphic indices recorded along the outcrop of the Tista megafan deposits display significant variations through time with values varying from 383 (CH-490) to 467 (TST 13). The profile displays an overall decrease in metamorphic indices up-section, with a positive incursion between 5 and 10 meters depth (samples TST-2 and TST-4)

VIII.4.2 Sr and Nd isotopic composition

Sr and Nd isotope compositions of the modern river sands from Sikkim and Tista megafan deposits are reported in Supplementary Table 8 (see Annex IV) and Figure 39.

VIII.4.2.1 The Tista River and its major tributaries in the Sikkim Himalaya

In modern river sands from Sikkim, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵ_{Nd} values vary from 0.73344 (SIK-11) to 0.91125 (SIK-03) and from -12.9 (SIK-12) to -23.9 (SIK-03), respectively. The rivers sampled for modern sands drain different lithotectonic units (Figure 37); their ϵ_{Nd} values are discussed in section 5.1. Sample TST-22 collected just downstream of the mountain front displays a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.78761 and ϵ_{Nd} value of -17.2.

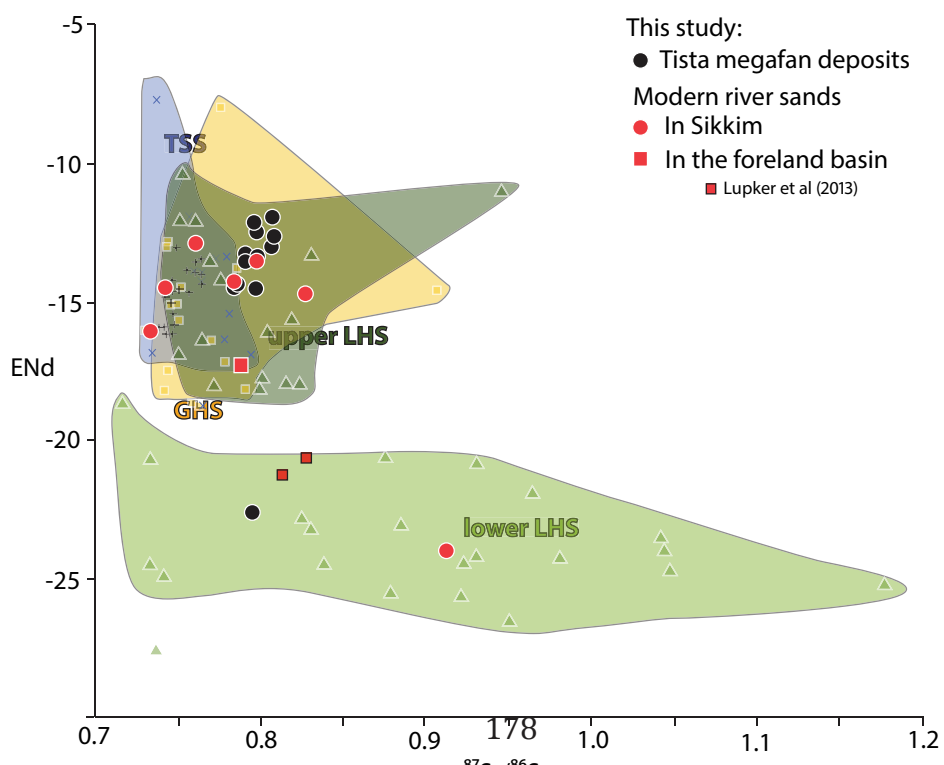


Figure 39 : : Sr and Nd isotopic compositions of the silicate fraction of modern river sands from Sikkim and Tista apex megafan deposits, compared to fields of major Himalayan lithotectonic units (from Parrish and Hodges, 1996; Ahmad et al., 2000; Robinson et al., 2001; Richards et al., 2005). GHS: Greater Himalayan Sequence; LHS: Lesser Himalayan Sequence; TSS: Tethyan Sedimentary Sequence.

VIII.4.2.2 Tista megafan deposits

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵ_{Nd} values vary from 0.78377 (TST-11) to 0.80698 (TST-4) and from -11.9 (CH-490) to -22.5 (TST-8), respectively. ϵ_{Nd} values of the Tista megafan deposits display significant variations with depth, the amplitude of which is much larger than the average estimated uncertainty of ± 0.1 e-unit (standard error of 0.5×10^{-5} on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios) and can therefore be attributed to source variations (see section 5.1). The ϵ_{Nd} values display an overall increase upsection and a large negative excursion at 21 m depth (sample TST-8). Overall trends and main excursions of ϵ_{Nd} values and metamorphic indices seem to be anti-correlated.

a.

b.

c.

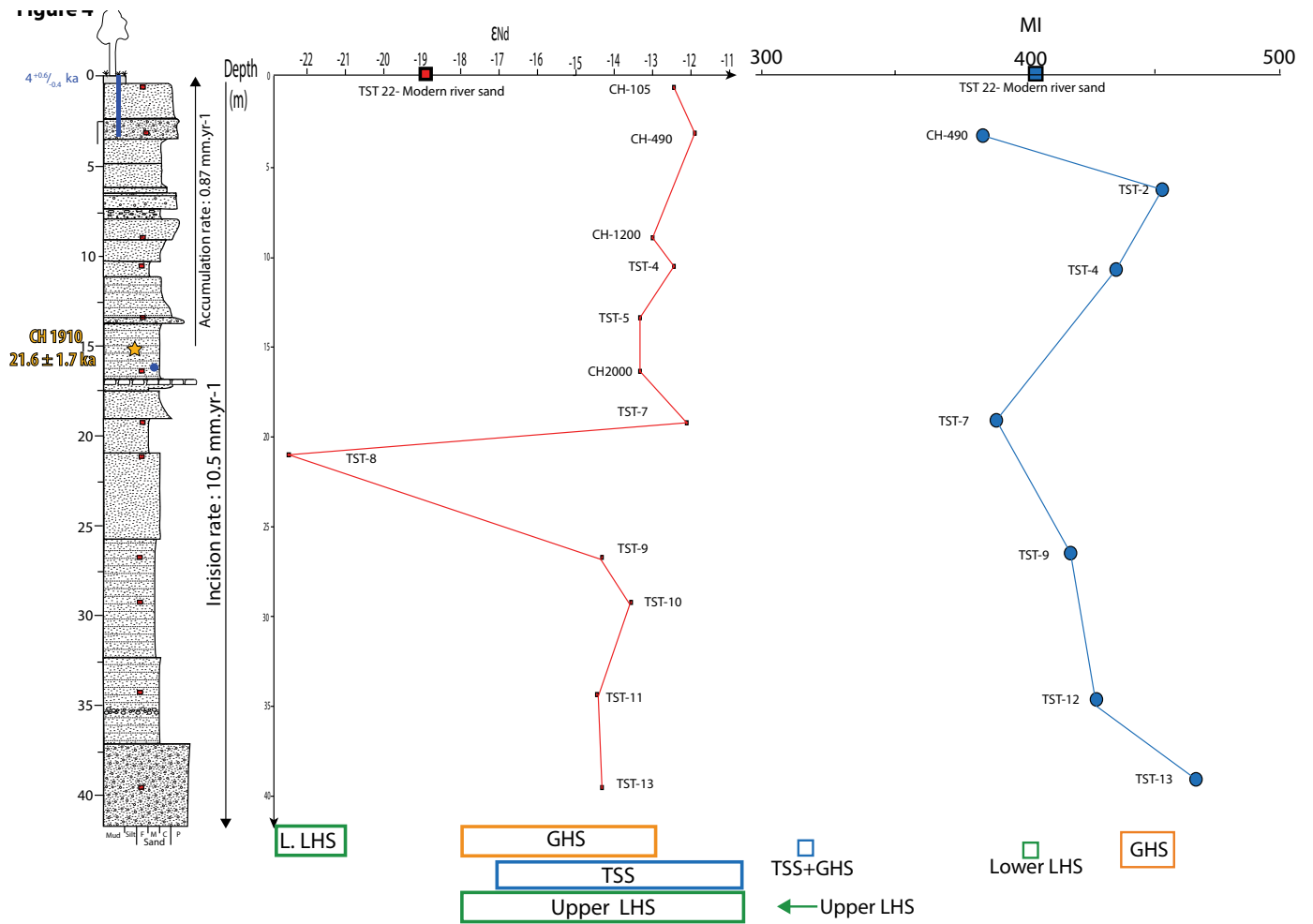


Figure 40 : **a.** Log of the Tista megafan apex with sample locations. **b.** Variations in ϵ_{Nd} compositions of Tista megafan deposits with depth. In addition to minor fluctuations, a large excursion to very negative ϵ_{Nd} compositions is observed at ~21 m depth. **c.** Average metamorphic rank of rock fragments in each sample as expressed by the Metamorphic Index (MI; Garzanti and Vezzoli, 2003).

The Tista megafan deposits can be directly compared to modern river sand collected at the apex of the megafan (sample TST-22) as they represent paleo-channel deposits of the same river. ϵ_{Nd} values of the deposits (-11.9 to -14.5) are much less negative than TST-22 (-17.2), except for sample TST-8 (-22.5). However, Tista megafan deposits are in the same range as, or slightly less negative than, modern river sands of the Tista catchment. In detail, ϵ_{Nd} compositions of deposits are more similar to the catchments draining the northern part of Sikkim than those draining the south (SIK-3), except again for TST-8.

VIII.4.3 Major element composition

The complete chemical composition for major and trace elements of samples is reported in Supplementary Table 9 (see Annexe V). Sediments of the Tista megafan deposits and in the modern rivers are dominated by two major elements: Si (66 to 79 wt% SiO₂) and Al (11 to 14 wt% Al₂O₃). Other major element concentrations are significantly lower: e.g., Fe (1 to 6 wt% Fe₂O₃, higher values correspond to modern Sikkim river sands), K (1 to 4 wt% K₂O), Na (1 to 3 wt% Na₂O), Ca (0.5 to 4 wt% CaO), Mg (0.5 to 2 wt% MgO). The structural hydroxyl content of sediments varies from 0.5 to 2.7 wt% H₂O⁺.

VIII.4.3.1 Hydrodynamic sorting

During sediment transport, minerals in the water column are segregated: coarse-grained quartz is enriched in the bedload and at the bottom of the water column while phyllosilicates (micas and clays) are enriched in the sub-surface waters of rivers. This hydrodynamic sorting causes heterogeneities in the concentration and the chemical composition of sediments in the water column (Lupker et al 2011). These heterogeneities are well illustrated by Lupker et al. (2011, 2012b, 2013) using the immobile element ratios Fe/Si and Al/Si (Galy and France-Lanord 2001), as bedload and suspended load display low and high Al/Si and Fe/Si, respectively. Samples collected in the sandy Tista megafan deposits correspond to the bedload fraction and we also collected samples from sandy banks in Sikkim rivers. Our samples show a limited range in Al/Si ratio (0.2-0.25; Figure 41a). Therefore, we do not normalize the chemical composition of our samples for hydraulic sorting effects.

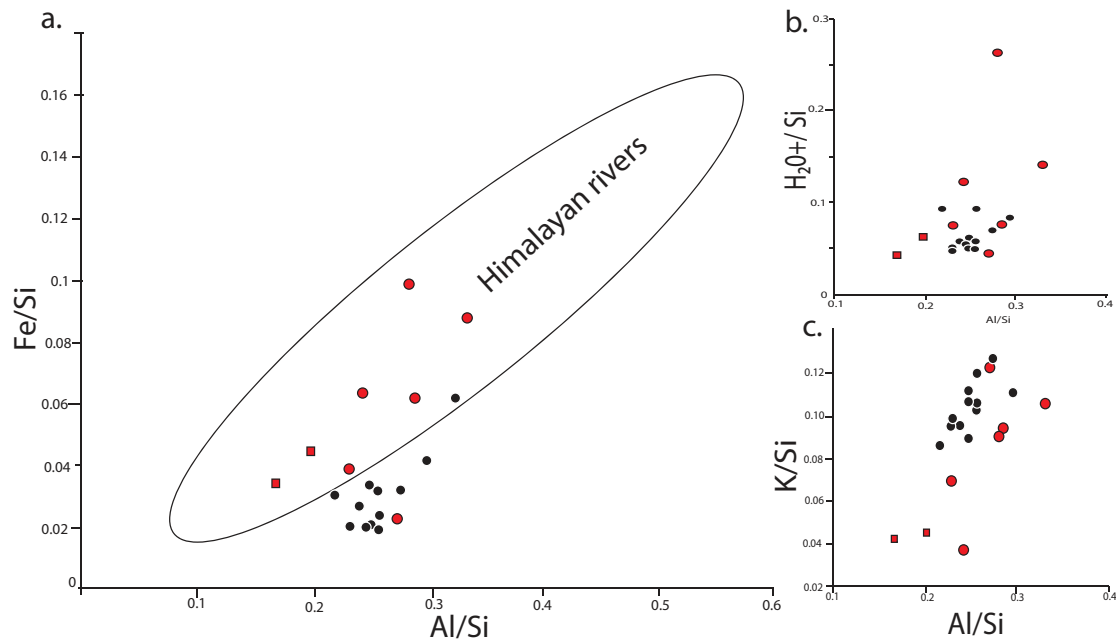


Figure 41 : Si-Al-Fe-H₂O⁺ chemical composition of modern river sediments (red dots: our data; red squares: downstream Tista River data from Galy, 1999) and Tista megafan sediments (black dots). Inset in **a.** shows hydraulic sorting effect on the Si-Al-Fe system on our data compared to himalayan rivers data compiled by Lupker et al., 2013. **b.** and **c.** show the degree of weathering on the sediments. Strong H₂O⁺/Si and weak K/Si ratios correspond to a high degree of weathering.

VIII.4.3.2 Weathering proxies

Tista megafan deposits show a limited range of CIA values varying from 60 to 65. Therefore, the intensity of silicate chemical weathering of sediments was traced using the mobile to immobile elemental ratios of river sediments (K/Si and H₂O⁺/Si; Lupker et al., 2012b, 2013). For modern Sikkim river sands and Tista megafan deposits, these ratios are presented in Figure 41 (b. and c.). Sample TST-22, collected from modern river sand at the apex of the megafan, displays lower K/Si ratio and higher H₂O⁺ than most of the Tista megafan deposits (Figure 41). Sikkim modern river sands are more disparate.

VIII.5 Discussion

VIII.5.1 Provenance discrimination by petrography and isotope data

VIII.5.1.1 Himalayan sources

Different Himalayan source areas can be characterised by their isotopic signatures, which are a function of the age and composition of the rock units. Several authors have documented the

Sr and Nd isotopic signatures of the different Himalayan lithotectonic units (e.g., Deniel et al., 1987; Parrish and Hodges, 1996; Galy, 1999; Ahmad et al., 2000; Robinson et al., 2001; Richards et al., 2005). These data show that the Sr and Nd isotopic compositions of the main Himalayan units (LHS, GHS and TSS) are clearly different (Figure 39). However, the fields are partly superimposed for the GHS, the TSS and the Upper LHS (see the different ranges in the description below). Therefore, we combine the ϵ_{Nd} signature with the Metamorphic Index (MI), which is different for these units, to discriminate source areas for the Tista megafan deposits. We shortly review the different Himalayan units in terms of ϵ_{Nd} , $^{87}Sr/^{86}Sr$ and MI below. Quoted isotopic values are from the studies cited above, while MI data are from Garzanti et al. (2004); these are reported in Figure 42.

The LHS are separated in Upper and Lower units, which display distinct petrographic and isotopic signatures. The Lower LHS consist of early Proterozoic meta-sediments characterized by very negative ϵ_{Nd} values, from -27.5 to -15.8, very radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (from ~0.72 to ~1.18) and a relatively high MI of ~400. The Upper LHS show less negative ϵ_{Nd} values (from -18.1 to -10.9), $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios that vary from ~0.75 to ~0.95, and a very low metamorphic index (MI $\approx$ 220).

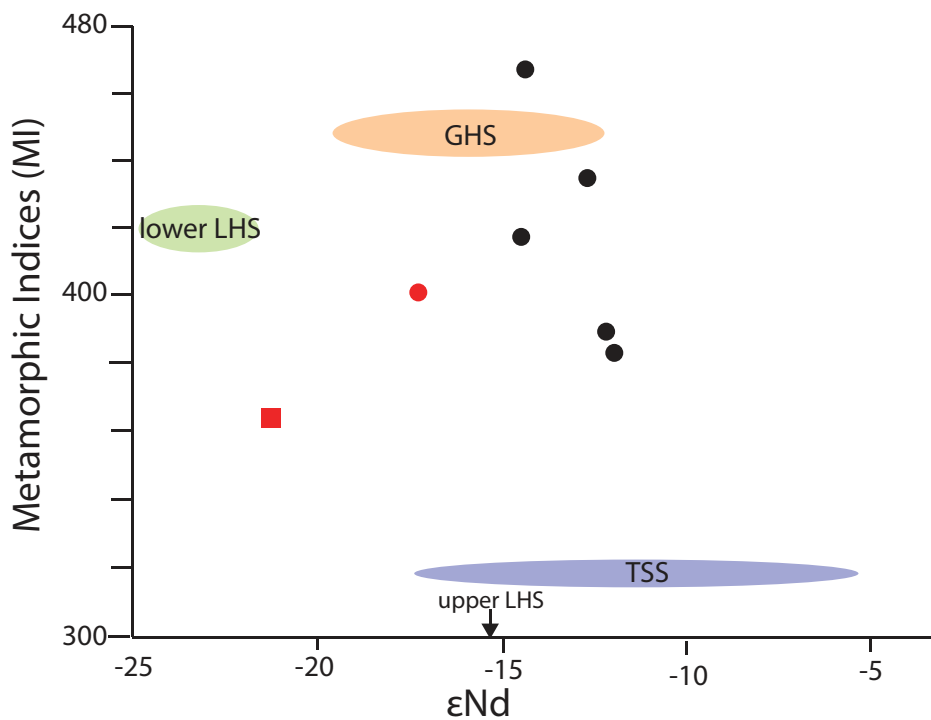


Figure 42 : Provenance of Tista megafan deposits and modern Sikkim river sands determined from the rank of metamorphic rock fragments (MI) and ϵ_{Nd} compositions. Our results are compared to fields of major Himalayan lithotectonic units (MI from Garzanti et al. 2004; ϵ_{Nd} compositions from Parrish and Hodges, 1996; Ahmad et al., 2000; Robinson et al., 2001; Richards et al., 2005).

The GHS are characterized by ϵ_{Nd} values that vary from -19.7 to -7.9, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from ~ 0.73 to ~ 0.91 and a very high MI, between 430 and 460. Various Miocene leucogranites have also been documented along the Himalayan orogen. They display Nd and Sr isotopic signatures that are very similar to those of the GHS, with ϵ_{Nd} values from -16.1 to -13.0 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from ~ 0.74 to ~ 0.76 .

The TSS display significant variability in age and lithology along the entire orogen, which results in a wide range of ϵ_{Nd} values (from -19.9 to -6.0), while $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varies from ~ 0.73 to ~ 0.79 . In Sikkim, this unit occupies 2.7% of the entire catchment of the Tista River (220 km²) and is constituted by Upper Proterozoic – Jurassic phyllites, schists, carbonates and clastics. Robinson et al (2001) measured ϵ_{Nd} values ranging from -20.1 to -16.2 in Palaeozoic-Early Mesozoic shale and phyllite in central Nepal. We suppose that the TSS in Sikkim, which have the same age and similar lithology, may have the approximately the same ϵ_{Nd} signature. Rocks described by Kellet et al. (2010) as the Chekha formation in the hanging-wall of the STD in northwest Bhutan are considered similar to latest Proterozoic-Ordovician formations along the Himalayan mountain belt (see section 2.1). Richards et al. (2005) studied the isotopic signature of rocks from the Haimanta group and reported $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from ~ 0.5117 to ~ 0.5122 and ~ 0.73 to ~ 0.79 , respectively. Recalculated ϵ_{Nd0} values from that study (using the standard $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value from Bouvier et al., 2008) are -18.8 to -7.8. Garzanti et al. (2004) estimate the Metamorphic Index of modern sands from a river in Bhutan draining the TSS and GHS at ~ 320 . As the metamorphic index of the GHS is significantly higher than this mixed value, the MI of the TSS should be < 320 .

North of Sikkim, the TSS are described as mainly Cretaceous volcanoclastic sandstones intercalated with volcanic rocks (Liu and Einsele, 1994; Pan et al., 2004). Robinson et al (2001) report a ϵ_{Nd} value of -6.2 from the laterally equivalent Cretaceous Chukh formation in Nepal and propose that the presence of detrital volcanic clasts may be the source of these less negative values. Thus we suppose that the ϵ_{Nd} signature of the Cretaceous TSS exposed north of Sikkim is comparable to that of the Chukh formation in Nepal.

The Siwaliks are constituted of material eroded from the orogen (mainly GHS rocks). They are characterized by ϵ_{Nd} values from -19.2 to -14.7 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio vary from ~ 0.72 to ~ 0.79 (Galy, 1999). Petrographically, these recycled clastic sediments are characterized by relatively high amounts of stable zircon, tourmaline and apatite.

VIII.5.1.2 Modern river sediments in Sikkim

The Nd and Sr isotopic signature of the modern river sands collected in Sikkim lie within the fields of the different Himalayan lithotectonic units (Figure 39). Sample SIK-3 was collected in the Rangit window; its catchment is mainly composed of Gondwana Formation rocks but the upper catchment extends into the Daling Formation in the hanging-wall of the Ramgarh Thrust (Bhattacharyya and Mitra, 2009; Mitra et al., 2010). Its $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and ϵ_{Nd} values of 0.912 and -23.9, respectively, are typical for the Lower LHS along the orogen. The Lachung River, from which SIK-10 was collected, drains only the GHS. It has an ϵ_{Nd} of -14.4 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.742, which correspond to the field of the GHS along the orogen. Sample SIK-9 from a small catchment in the MCT Zone displays an ϵ_{Nd} value of -14.4 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.826, also characteristic of the GHS. Samples SIK-12 and SIK-16 display ϵ_{Nd} values of -12.9 and -13.4, respectively. These rivers drain the Kanchenjunga massif, which is largely composed of Miocene leucogranite, while the rest of their catchments are constituted by rocks from the GHS. The relatively high ϵ_{Nd} values of these two samples may be attributed to the presence of leucogranite. Sample SIK-11 is the only modern sediment collected in a river draining rocks from the TSS and the Chekha formation. It displays a relatively low ϵ_{Nd} value of -16.0, consistent with the low ϵ_{Nd} values reported from lateral equivalents of these rocks in Nepal and western India (Robinson et al., 2001; Richards et al., 2005).

VIII.5.1.3 Modern Tista River sediments in the foreland

Sample TST-22 was collected at the mountain front, which corresponds to the apex of the Tista megafan. Nd and Sr isotopic signatures and petrographical characteristics of this sample are very distinct from those in Sikkim and in the Tista megafan deposits (see below). Of all samples analysed, this sample is the richest in medium-rank metapelite/metapsammite grains, garnet, staurolite and kyanite, revealing a greater contribution from upper-greenschist to lower-amphibolite-facies meta-sediments. Also, zircon, tourmaline and apatite are much lower, and heavy-mineral concentration higher than in other samples. These clues may indicate greater contribution from the LHS and lower part of the GHS, as well as more limited recycling of Siwalik Group sediments, as compared to the Tista megafan deposits. The metamorphic index of TST-22 (MI 402) is lower than those from Sikkim mountain tributaries (MI 440; Garzanti et al., 2004). Nd and Sr isotopic signatures are in agreement with

petrographical results, showing more negative ϵ_{Nd} than the other samples (-17.2), most easily explained by a greater influence of the LHS (Figure 42). The ϵ_{Nd} value of Tista River sediments at the mountain front is in the range of those of the major rivers draining the Himalaya orogen, from -12 to -18.1 (Lupker et al, 2013, Garçon et al 2014).

Since our sampling strategy included sampling from sub-catchments, we can use a budget calculation of ϵ_{Nd} values to test if our data faithfully record catchment-averaged Nd isotopic signatures. We calculated a Nd-budget on the scale of the entire Sikkim Himalaya, by comparing sample TST-22 with all other samples for two cases: (1) assuming spatially constant erosion rates within Sikkim and (2) considering catchment-average erosion rates calculated from cosmogenic ^{10}Be concentrations in the same samples by Abrahams et al. (submitted).

The ϵ_{Nd} value of sample TST-22 (-17.2) is very close to the area-weighted average ϵ_{Nd} value of the upstream catchments, that is, assuming spatially constant erosion (-16.9). However, Abrahams et al. (submitted) suggest that modern erosion rates are spatially strongly variable in Sikkim; in particular, modern erosion rates are 2-4 times higher in the northernmost part of Sikkim, which is affected by numerous landslides and corresponds mainly to rocks from the GHS, than in south Sikkim where LHS rocks crop out. These variations in erosion rates have an impact on the predicted ϵ_{Nd} value at the mountain front. We performed the same budget calculation but injecting modern erosion rates inferred from ^{10}Be data and obtained a predicted ϵ_{Nd} value of -15.9, significantly less negative than that recorded by TST-22.

The construction of several dams completed between 1998 and 2007 in the middle Tista valley south of the MCT Zone may affect the isotopic signature recorded at the mountain front by restricting input of material eroded from the northernmost part of Sikkim, composed essentially of GHS rocks. This could explain why the budget calculation of ϵ_{Nd} values injecting ^{10}Be -derived modern erosion rates is not equilibrated. Another possibility to explain the low ϵ_{Nd} value at the mountain front is that the Tista River is mostly gravel-bedded and most of the gravels display GHS lithologies. However, TST-22 was sampled from a sandy bank of the river and therefore may not represent complete mixing of the entire Sikkim Himalaya catchment but rather oversampling of the LHS, which, because of the abundance of schistose lithologies, would bring finer-grained sediment to the river. As the sources of GHS

rocks are mainly located upstream of the recent dams, gravels in the present-day Tista River bed should pre-date the construction of the dams.

Bedload sediments were collected in August 1993 and March 1994 from the Tista River at Kaunia, in the foreland downstream of the megafan apex (Fig. 1). Garzanti et al. (2004) and Galy (1999) respectively performed petrographical and Sr and Nd isotopic analyses on this sample (BGP 11). It displays a lower metamorphic index (MI 372) and more negative ϵ_{Nd} values (-21.2 and -20.6 for samples collected during the wet and dry seasons, respectively) than the sample at the mountain front analysed in this study. However, this sample was collected 60 km downstream of the Duabi Tista dam in Bangladesh, which was constructed between 1979 and 1997-98. Thus the more negative ϵ_{Nd} values and lower metamorphic index of this sample can be explained by the partially constructed dam, which may have limited the downstream transfer of coarser GHS material, while allowing the finer-grained LHS sediments to bypass.

VIII.5.2 Sources of Tista megafan deposits

VIII.5.2.1 Comparison between modern and Tista megafan deposits

Mineralogical assemblages, relatively high metamorphic indices (MI 422 ± 30) and dominance of biotite over muscovite ($83 \pm 9\%$) in the Tista megafan sands consistently indicate provenance chiefly from mid-crustal, upper-amphibolite-facies rocks exposed in the upper Tista catchment and belonging to the upper part of the GHS. The detrital mineral suite and the relatively low heavy-mineral concentration are consistent with provenance chiefly from upper-amphibolite-facies meta-sedimentary and granitic rocks. Recycling of Cenozoic Siwalik Group clastic sediments accreted in the frontal part of the range is suggested by relatively high amounts of stable zircon, tourmaline and apatite (ZTR 20 ± 8).

Nd and Sr isotopic values are mostly within the range of rocks from the GHS, the TSS and the Miocene leucogranites except for sample TST-8, which displays an isotopic signature typical of the Lower LHS (Figure 39). As discussed in section 5.1, metamorphic indices combined with ϵ_{Nd} values allow discriminating the source rocks of the sediments (Figure 42). The relatively high ϵ_{Nd} values of most samples (-14.5 to -11.9) when compared to the GHS field, together with the Metamorphic Index (383-467) that is, on average, somewhat lower than that of the GHS, suggest admixture of TSS rocks. While the lower MI could also be explained by

admixture of LHS rocks (in particular the Upper LHS), this is not consistent with the less negative ϵ_{Nd} values recorded by these samples, in comparison to the GHS source. In detail, the best candidate additional source (together with the GHS) for explaining the combined ϵ_{Nd} and MI values recorded in the Tista megafan sediments would be the Cretaceous volcanoclastic sediments currently found north of the Tista catchment, as they are characterised by low MI and high ϵ_{Nd} (Robinson et al., 2001; Garzanti et al., 2004).

The samples collected from the Tista megafan sediments (except TST-8) present a significantly different petrological and isotopic signature from the modern river sand at the mountain front. In particular, their relatively high ϵ_{Nd} values differ from all Himalayan domains currently drained by the Tista River. These petrological and isotopic characteristics can be explained by admixture of Cretaceous TSS rocks located north of Sikkim and currently drained by the Kosi River. These observations interrogate about a possible capture of the paleo-headwaters of the Tista catchment by the Kosi River during the Holocene. This hypothesis will be discussed in detail in section 5.4.

VIII.5.2.2 Evolution of provenance through time

Using the age model from data of Abrahami et al. (in prep.), we record provenance variations from ~50 to 4 ka (Figure 43). In this period of time major global and regional climatic variations have been recorded such as the Last Glacial Maximum (~18 to 24 ka) and the Holocene Climatic Optimum (~5 ka; cf. section 2.3). We use $\delta^{18}O$ and sea-surface salinity records from the northern Bay of Bengal as proxies of respectively temperature and precipitation (Kudrass et al., 2001), as well as South China lake levels and South-Arabia and West-India marine humidity proxies (Gasse et al., 1996, Bookhagen et al., 2005) to determine the possible influence of climatic variations on the Tista megafan deposits.

We observe a general increase of ϵ_{Nd} values from the base of the Tista megafan deposits at ~50 ka toward their top at 4 ka. This trend is punctuated by an important negative ϵ_{Nd} excursion at ~28 ka (TST-8), which corresponds to the onset of a strong monsoon-precipitation period. Otherwise, strong monsoon-precipitations events at 24-28, 15-18 and 6-8 ka (Holocene Climatic Optimum) correspond to an increase of ϵ_{Nd} values. Especially during these wet events, metamorphic indices and ϵ_{Nd} values are anti-correlated (e.g., CH490 and TST-7; **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). This may due to additional input of

material from the TSS, explained by penetration of precipitation further north into the Himalayan mountain belt, enhancing erosion of the northernmost part of the Tista catchment. We also observe small decreases of ϵ_{Nd} values during the Last Glacial Maximum as well as in other periods of glacier expansion described by Tsukamoto (2012). These lower ϵ_{Nd} values may be explained by the potential transient storage of glacial erosion products (e.g., as moraines) in the northernmost part of Sikkim during these times.

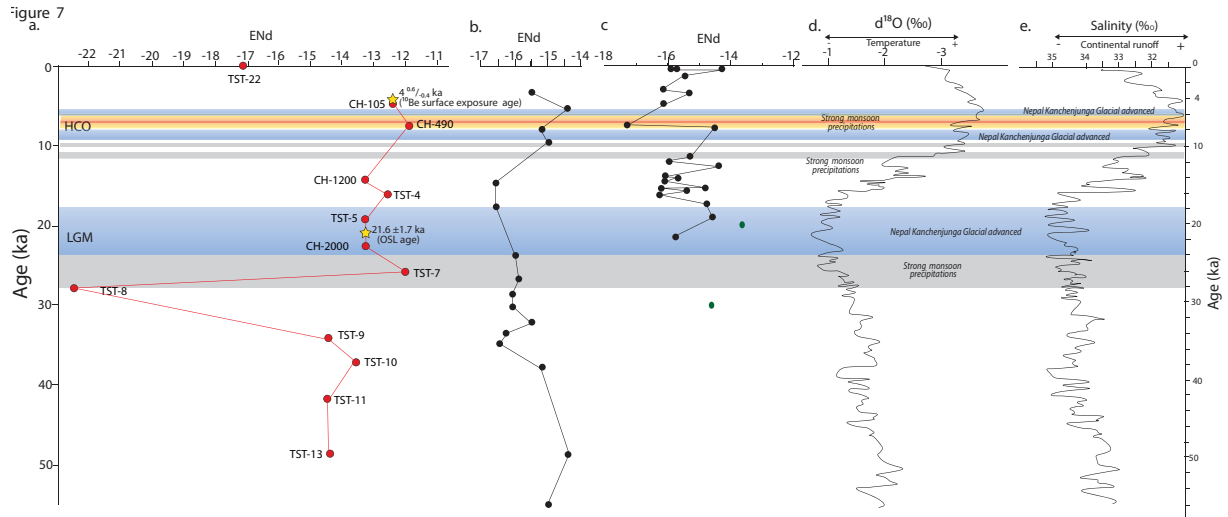


Figure 43 : Variations in ϵ_{Nd} compositions with time for Tista megafan deposits (a). To compare with our data, ϵ_{Nd} compositions of alluvial (b) and marine sediments (c) are also plotted (b. Rahaman et al., 2009, c. in green, Galy et al., 2010 and Lupker et al., 2013). d and e) $\delta^{18}O$ and sea-surface salinity variations in the northern Bay of Bengal from Kudrass et al. (2001) indicate variations in regional temperature and precipitation, respectively.

Our data are consistent with the record reported by Rahaman et al. (2009) from a 50-m long core in the alluvial Ganga plain at Kanpur (Uttar Pradesh), about 800 km to the west of the Tista River (Figure 43). These authors propose two cold episodes at 20 and 70 ka, which caused reduced erosion of the GHS with respect to the LHS and thus depletion of their ϵ_{Nd} values. In distal records from the northern Bay of Bengal, Sr and Nd isotopic compositions appear almost constant since the LGM, implying that there is no evidence for major changes in the distribution of erosion within the Himalayan range at this scale (Lupker et al., 2013; Figure 43). These different results may be explained by smoothing of the signal recorded in the Bay of Bengal caused by the mixing between different sources, together with a possible time lag between erosion and distal deposition. In contrast, our data show an opposite trend to those of Clift et al. (2008, 2010) from the Indus Fan, which imply stronger erosion of the LHS during strong monsoon phases. This contradiction may suggest a different response to strengthened monsoons of the western and eastern Himalaya. Finally, the deep negative

excursion in ϵ_{Nd} at 28 ka (TST-8) is not recorded in the core of the Ganga-Brahmaputra alluvial plain (Rahaman et al., 2009) and may correspond to a local event involving greater erosion from the LHS in South Sikkim.

VIII.5.3 Weathering record

The Chemical Index of Alteration does not vary sufficiently in our samples to be a useful tracer of variations in weathering intensity. Therefore, we rather use the mobile to immobile elemental ratios of river sediments K/Si and H_2O^+/Si (Lupker et al., 2012b, 2013; cf. section VIII.3.5).

VIII.5.3.1 Modern weathering in Sikkim

A significant negative correlation between the K/Si and H_2O^+/Si ratios characterizes the modern river sands collected across Sikkim (Figure 44a), except for two samples (SIK-3, SIK11), which display an H_2O^+/Si ratio that is significantly positively offset from the trend. These two samples were collected in rivers draining rocks from respectively the LHS and the TSS, which are both metasedimentary units that appear more sensitive to weathering. Thus, the weathering signal of these two samples appears to be influenced by their lithologic provenance.

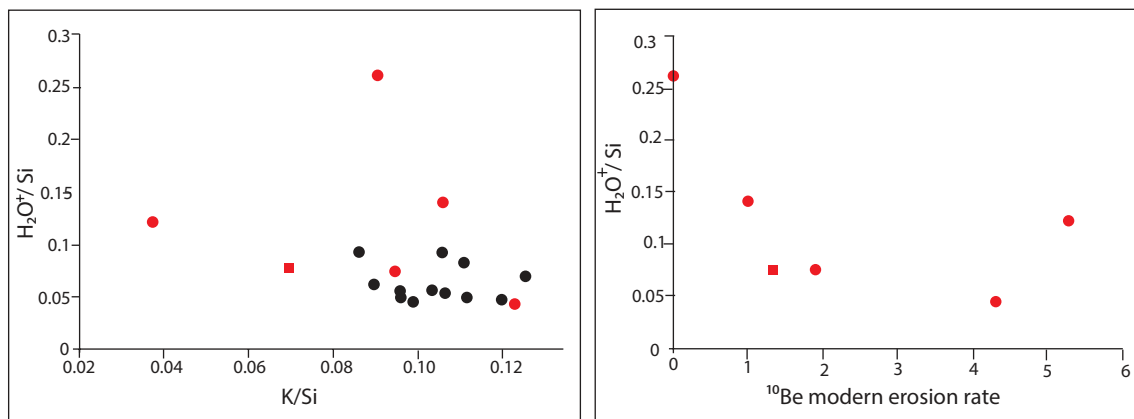


Figure 44 : K/Si vs. H_2O^+/Si for all samples; H_2O^+/Si vs. modern erosion rate for modern Sikkim river sands.

Modern river samples also display a strong negative correlation between modern ^{10}Be -derived erosion rates (from Abrahams et al., submitted) and the intensity of weathering as recorded by the H_2O^+/Si ratio (Figure 44b). Samples that record more rapid catchment-averaged erosion

rates are less weathered, suggesting that weathering rates are limited by kinetic controls (e.g., Dixon and von Blanckenburg, 2012). Sample SIK-16 displays the highest modern erosion rates and the lowest intensity of weathering ($\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ ratio). It was collected in the upper part of Sikkim in a sub-basin that contains the most important glacial cover (Abrahami et al., submitted). Southward, weathering intensity increases as the modern erosion rates decrease. Sample SIK-9 is an exception, as it presents a very high ^{10}Be -derived erosion rate, probably influenced by landsliding (Abrahami et al., submitted), but also high $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$.

VIII.5.3.2 Evolution of weathering since 50 ka

The analysed Tista megafan deposits are located a few kilometres downstream of the mountain front. Therefore, they trace weathering within the mountainous catchment area instead of the floodplain, which dominated the signal in previous studies (Lupker et al., 2012b, 2013). Except for major climatic episodes as the Last Glacial Maximum (LGM) or the Holocene phase of strong monsoon precipitations, $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ and K/Si are correlated, rather than anti-correlated as expected (Figure 45). We choose the variation in $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ ratio as a proxy of silicate weathering in the Tista catchment through the past 50 kyr because it is well correlated with variations of $\delta^{18}\text{O}$ and sea-surface salinity recorded in the northern Bay of Bengal (Kudrass et al., 2001).

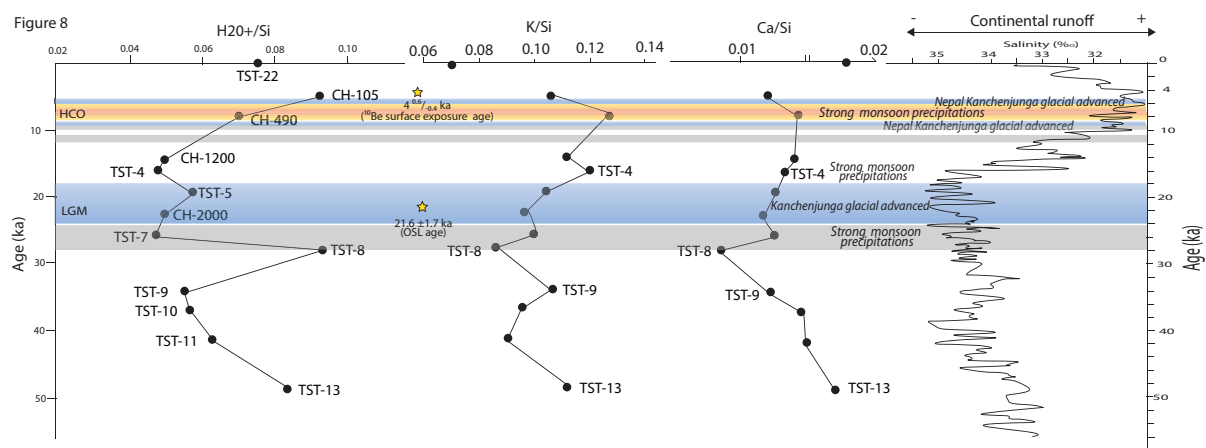


Figure 45 : Evolution of K/Si and $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ with time for sediments in the Tista Megafan deposits. The composition of river sediments from the modern Himalayan system (average and 1st–3rd quartile range) is also plotted for comparison with the sediment record. The Bay of Bengal sea surface salinity (Kudrass et al., 2001) is shown as a proxy for the Ganga and Brahmaputra continental runoff.

We observe a general decrease in the $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ ratio from 50 ka to the LGM, punctuated by a strong monsoonal event characterized by an increase of weathering (28 ka, TST-8) and input of material from the LHS, as recorded by a very negative ϵ_{Nd} value (-22,5; see above section). From the end of the LGM to the Holocene Climatic Optimum (6-8 ka) our data display an increase in the weathering intensity (Fig. 9). These results are in agreement with the record from Bay of Bengal sediments (Lupker et al., 2013). The surface of the Tista megafan was abandoned at $4^{+0.6/-0.4}$ ka (Abrahami et al., in prep.), and we therefore lack a late Holocene record. However, modern river sands collected at the apex of the megafan suggest that present-day weathering is the most intense since 50 ka, except for the strong monsoon-precipitation events at 28 ka and during the Holocene Climatic Optimum.

However the $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ and K/Si ratio are significantly lower and higher, respectively, than those recorded by Lupker et al. (2013) in the Bay of Bengal. This confirms the results of Lupker et al. (2012b) that suggest floodplain weathering is predominant over mountain weathering in the sediments exported from the Himalayan system.

VIII.5.4 Holocene capture of the upper Tista catchment by the Kosi River?

The recent incision of the Tista Megafan, the disproportionate size of the megafan with respect to its catchment area, as well as remarkably positive ϵ_{Nd} values in the megafan deposits as compared to modern Sikkim river sands, raise the intriguing possibility of a recent capture event, which would have drastically and recently decreased the catchment area of the Tista River. The source of the modern Tista River in northern Sikkim is located only a few km from that of a tributary of the modern Kosi, with a low ridge separating them, and the drainage of the region north of Sikkim is not well integrated, rendering capture of part of the upper Tista catchment by the Kosi River and its tributaries a distinct possibility.

Alluvial fans generally show a simple close-to-linear scaling relationship between fan and catchment areas, such that the fan area is roughly half the contributing catchment area and rarely exceeds the catchment area (Dade and Verheijen, 2007). Similar scaling controls the Himalayan and other megafans (e.g. Leier et al., 2005). The Tista Megafan deviates strongly from this trend, as it is more than twice the size of the current upstream catchment in the Sikkim Himalaya (16,500 vs. 8000 km²; Figure 37).

In order to explore this hypothesis, we used our best estimate of the chemical composition (from Robinson et al., 2001) and erosion rates of the Upper TSS (more details in supplementary Table 10 in Annexe VI) to estimate the area of TSS needed to obtain the measured ϵ_{Nd} values in the Tista megafan deposits. The Nd concentrations recorded in modern sands from rivers draining single lithotectonic units in Sikkim are in agreement with published average Nd concentrations in bedrock of the same units. Thus, in our calculation we used the Nd concentration of TSS bedrock (80 ppm, Robinson et al., 2001). We attribute an ϵ_{Nd} value of -6.0 to the Cretaceous TSS sediments exposed north of Sikkim (see section 5.1.1). Because of the lack of data on modern erosion rates within the TSS in southern Tibet, we approximate it at 0.2 mm yr^{-1} . This value is roughly consistent with apatite fission-track ages of $\sim 15\text{-}20 \text{ Ma}$ in southernmost Tibet (e.g. Rohrman et al., 2012; Carrapa et al., 2014; Li et al., 2015). Our results, documented in the supplementary information, show that an additional area of $\sim 6500 \text{ km}^2$ of TSS eroding at a rate of 0.2 mm yr^{-1} is necessary to explain the ϵ_{Nd} values recorded in the Tista megafan deposits. We suggest this is a conservative estimate, as we are taking fairly high values for both the ϵ_{Nd} values and the inferred erosion rate.

Abrahami et al. (in prep.) use volume calculations to show that modern sediment fluxes exported from Sikkim ($10.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ or 28 Mt yr^{-1} of solid mass flux when considering a sediment density of 2700 kg m^{-3}) are significantly lower than those required to build the megafan between 50 and 4 ka ($\sim 18 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ or 39 Mt yr^{-1} with a sediment density of 2200 kg m^{-3}). Considering the same overall modern erosion rate of Sikkim than Abrahami et al (submitted- $1.31 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$), but with a drainage area including 6300 km^2 of TSS rocks north to Sikkim with a theoretical modern erosion rate of $0.2 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$, we calculated an approximate sedimentary flux of $11.8 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ or 32 Mt yr^{-1} of solid mass flux.

Cina et al. (2009) reported U–Pb ages on detrital zircon from modern Tista River sands sampled at the exit of the mountain front, as well as from Mio-Pliocene Siwalik Group sediments close to the Tista. None of these samples contain Cretaceous - Early Tertiary detrital zircons characteristic of provenance from the Gangdese batholith, showing that the Tista River has never drained this lithological unit located around 135 km north of the Sikkim border. Our ϵ_{Nd} budget calculations suggest that only $\sim 6500 \text{ km}^2$ is needed to explain the ϵ_{Nd} values of the Tista megafan deposits, implying an additional catchment area extending ~ 80

km north of the Sikkim border. Thus a northward extent of the paleo-Tista catchment beyond the TSS is not considered.

If the Kosi River has captured a significant part of the catchment of the Tista River north of Sikkim, changes in water and sediment supply must have affected both the capturing (Kosi) and the beheaded (Tista) rivers. The resultant decrease in discharge and sediment supply may have initiated incision of the Tista Megafan, providing an explanation why it is currently being incised while the Kosi, Gandak and Ghaghra megafans to the west are all actively aggrading. The Kosi River must have experienced an increase in both sediment and water supply, which must be recorded in Kosi megafan deposits. Unfortunately this kind of record has not yet been investigated.

To synthesize, capture of a part of the catchment area north of the modern source of the Tista River by the Kosi River may explain the observed differences in provenance and sediment fluxes between the modern sediments and the Tista megafan deposits. This mechanism could also explain the recent major incision of the Tista megafan surface by the river, while 150 km westward, the Kosi River is still aggrading, as well as the disproportionate size of the Tista megafan. Nevertheless, further studies are needed to confirm this hypothesis.

VIII.6 Conclusion

We have investigated the major- and trace-element geochemistry, Nd and Sr isotopic and petrographical signatures of sediments from the apex of the incised Tista megafan to obtain a ~50 kyr record of drainage development, erosion and weathering in the Sikkim Himalaya. The temporal correlation of our samples was established by extrapolating accumulation rates obtained from IRSL and ^{10}Be surface exposure ages from the exposed section by Abrahams et al. (in prep).

We use both literature data from elsewhere in the Himalaya and modern sands from different sub-basins in Sikkim in order to compare these signatures with the different potential source areas. The ϵ_{Nd} compositions and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the modern sands are within the published fields of the different Himalayan lithotectonic units. The weathering intensity recorded by modern river sands, as implied by the $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ ratio, is anti-correlated with ^{10}Be -derived

erosion rates estimated from the same modern river-sand samples by Abrahami et al. (submitted). The strong LHS signal recorded by both our own and previously published data from the Tista main stem south of the mountain front (ϵ_{Nd} -17 to -23) are inconsistent with ^{10}Be -derived modern erosion rates indicating more rapid erosion in the upper part of the Tista catchment, constituted by GHS rocks (Abrahami et al., submitted). The signal may be influenced by the presence of dams, which selectively retain coarser material in the upstream catchment, together with a size bias in provenance (i.e. material derived from the GHS is coarse than that from the LHS).

The petrographical and isotopic signatures of the Tista megafan deposits imply derivation mainly from the GHS exposed in northern Sikkim. However, ϵ_{Nd} values are in the range -11 to -13, significantly higher than those from the modern river sands in Sikkim (-13 to -24) and from the modern Tista at the mountain front, while the sediment petrography indicates between GHS material with rocks of lesser metamorphic grade. We interpret this signature as recording an influence of Cretaceous TSS rocks, currently exposed north of the Tista catchment, but which are the only sources that are consistent with the characteristic isotopic signature of the Tista megafan deposits. This area is currently drained by the Kosi River; we therefore propose the possibility that it was recently (at ~4 ka) captured by the Kosi River. Besides the particular isotopic signature of the Tista megafan deposits, the capture hypothesis explains the recent incision of the Tista megafan, its disproportionate size with respect to the Sikkim source area, as well as the sediment fluxes recorded by the megafan deposits, which are higher than those inferred from modern erosion rates in Sikkim (Abrahami et al., in prep.).

Variations in provenance and weathering through time recorded by the Tista megafan deposits can be linked to climatic variations. We observe an overall increase in the ϵ_{Nd} values between ~50 and 4 ka, suggesting an increased proportion of TSS sources from north of Sikkim possibly due to precipitation penetrating further northward into the southern Tibetan Plateau. From ~50 ka to the Last Glacial Maximum, our results imply a decrease of weathering intensity, except at 28 ka where a high and punctual increase of weathering intensity is coupled to a major decrease in ϵ_{Nd} values, suggesting a strong transient pulse of sediments derived from the LHS. This event corresponds to the onset of a phase of strong monsoon precipitations. A small decrease in ϵ_{Nd} values during the Last Glacial Maximum (~21 ka) can be interpreted as recording less input of material from the TSS because strong precipitations

were restricted to the lower part of the catchment during this drier period. Variations in provenance through time are similar to those recorded in the Ganga Basin ~800 km west of our study area (Rahaman et al., 2009), but are opposite to those recorded for the westernmost Himalaya (Clift et al., 2008, 2010).

Both ϵ_{Nd} values and weathering intensity increase from the Last Glacial Maximum until the Holocene Climatic Optimum, which represents the most recent record as the Tista megafan was abandoned at 4 ka (Abrahami et al, in prep). Modern Tista River sands at the apex display the highest weathering intensity over the last 50 ka, except for that recorded during strong monsoonal precipitations event at ~28 and ~6 ka. Our inferences on temporal variations in weathering intensity are in overall agreement with data from the more distal Bengal Fan (Lupker et al, 2013). However, the overall lower H_2O^+/Si and higher K/Si ratios in our samples with respect to those from the Bengal Fans implies stronger weathering in the floodplain than in the mountainous catchment.

VIII.7 Acknowledgements

This project forms part of R. Abrahami's Ph.D. thesis, funded by a grant from Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir – ANR10 LABX56) and was funded by Institut National des Sciences de l'Univers Syster (2011) and Labex@2020 grants awarded to P. Huyghe. Fieldwork was funded by an ISI international cooperation grant to T. Chakraborty. We thank Suchana Taral for her field assistance and Sarah Bureau for help in calculating major- and trace-element compositions. Sediment petrography and heavy-mineral analysis were performed by Giovanni Vezzoli and Maria Limonta, respectively. We also thank Maurice Arnold, Karim Keddadouche and Georges Aumaître for assistance during AMS measurements

and 1st–3rd quartile range) is also plotted for comparison with the sediment record. The Bay of Bengal sea surface salinity (Kudrass et al., 2001) is shown as a proxy for the Ganga and Brahmaputra continental runoff.

Synthèse et perspectives générales

Cette étude s'est articulée autour de plusieurs problématiques ayant pour objectif une meilleure compréhension des processus de surface à l'origine de la production des sédiments au Sikkim en Himalaya et de leur exportation et stockage partiel dans le mégafan de la Tista, situé dans le bassin d'avant-pays. Pour ce faire j'ai (1) quantifié à l'échelle géologique et millénaire l'érosion au sein de la chaîne afin de déterminer les processus climatiques et tectoniques la contrôlant, (2) contraint chronologiquement la formation et le développement du mégafan et (3) reconstruit les variations temporelles de l'érosion et de l'altération chimique des silicates au sein du Sikkim au cours des 50 000 dernières années, grâce à l'étude des enregistrements sédimentaires au front de la chaîne que constitue le mégafan de la Tista.

Dans ce chapitre je synthétiserai les principales conclusions de cette étude suivant les trois thématiques énoncées ci-dessus, en expliquant l'apport, les problèmes et les perspectives envisageables à une meilleure compréhension du système de drainage de la Tista et plus largement des contrôles tectoniques et climatiques sur les bilans sédimentaires. Enfin je mettrai en relation l'évolution de la topographie du Sikkim et le développement du mégafan Quaternaire de la Tista avec les autres études menées précédemment sur des objets géologiques similaires dans la chaîne himalayenne.

I. Quantification de l'exhumation et de l'érosion moderne au Sikkim

La compréhension des variations topographiques d'une chaîne de montagnes et des forçages internes (tectonique) et externes (climatiques) affectant son évolution nécessite une quantification spatiale et temporelle des taux d'érosion. J'ai donc quantifié dans les reliefs du Sikkim, l'exhumation à l'échelle géologique et les taux d'érosion à l'échelle millénaire à partir de sables modernes de la Tista, principale rivière de la région, et de ses affluents majeurs. Les outils utilisés sont (1) la thermochronologie basse température par la méthode des traces de fission sur apatite, qui permet de quantifier les taux d'exhumation à l'échelle de temps géologique (2) les nucléides cosmogéniques avec la méthode ^{10}Be sur les quartz. J'ai ainsi obtenu **une carte de l'érosion sur deux échelles temporelles** sur l'ensemble du Sikkim. Dans le but de contraindre les mécanismes climatiques et/ou tectoniques à l'origine de ces variations, j'ai comparé mes résultats avec la répartition spatiale des précipitations modernes et des principales unités litho-tectoniques du Sikkim ainsi qu'avec des paramètres géomorphologiques : les altitudes et les pentes moyennes des bassins versants étudiés et l'indice de pente pondéré par l'aire drainée en amont de la rivière (k_{sn}).

Mes résultats indiquent que les taux d'érosion moderne sont plus élevés et plus variables que les taux d'exhumation et que leur répartition spatiale est opposée, ce qui suggère que les processus les contrôlant sont différents. A l'échelle géologique, les taux d'exhumation les plus forts sont concentrés dans le Sud-Ouest du Sikkim (1.2 ± 0.6 mm/an) et les taux les plus faibles dans la partie Nord du bassin versant (0.5 ± 0.2 mm/an). Cette répartition spatiale n'est pas corrélée avec les paramètres climatiques ou géomorphologiques. Je proposons donc que les taux d'exhumation élevés dans le Sud-Ouest du Sikkim soient liés à la formation du duplex du Moyen-Pays (« Rangit Duplex ») lors des dix derniers millions d'années.

Les taux d'érosion à l'échelle millénaire (calculés à partir de la concentration en ^{10}Be des échantillons) les plus élevés sont enregistrés dans des sous-bassins versants de la Tista situés dans la « Main Central Thrust Zone » (≈ 5 mm/an) mais qui semblent affectés par des glissements de terrain. La présence de glissements de terrain récents peut affecter le signal enregistré par l'échantillon par l'apport de matériel avec de faibles teneurs en ^{10}Be , augmentant ainsi artificiellement les taux d'érosion calculés (Niemi et al., 2005 ; Yanites et

al., 2010 ; Puchol et al., 2014). Des taux d'érosion importants sont également enregistrés au Nord du Sikkim (1 à 2 mm/an) alors que le bassin versant au Sud-Ouest du Sikkim indique des taux d'érosion faible de $0.47^{+0.08}_{-0.06}$ mm/an. Il n'existe aucune corrélation évidente entre la répartition des précipitations modernes et celle des taux d'érosion moderne. Néanmoins, les taux d'érosion moderne élevés coïncident avec les fortes valeurs de l'indice k_{sn} qui sont localisés (1) dans le domaine de la Main Central Thrust Zone (MCTZ) et (2) dans le Nord du Sikkim au niveau de l'altitude d'avancée maximale des glaciers durant le dernier maximum glaciaire, déterminée par la datation de moraines dans le massif du Kangchenjunga (Asahi, 2010). Les taux d'érosion moderne concentrés dans la MCTZ bien que surement affectés par les glissements de terrain rendent compte d'un possible contrôle tectonique. Je propose par ailleurs, que les fortes valeurs de k_{sn} soient liées à l'héritage géomorphologique des glaciers qui par leur action érosive ou par les dépôts qu'ils engendrent (e.g. les moraines) façonne les paysages. Le réajustement du profil de la rivière suite au retrait glaciaire doit ainsi intensifier l'incision fluviale dans ces zones géomorphologiquement anormales.

Je mets ainsi en évidence l'importance de l'héritage géomorphologique glaciaire sur les processus de surface affectant la topographie du Sikkim à l'échelle millénaire. Peu documenté dans la chaîne himalayenne, ce mécanisme a pourtant été révélé dans d'autres chaînes de montagne comme dans les Alpes européennes (Norton et al., 2010). Ce guidage glaciaire doit toutefois être restreint à de courtes échelles de temps au regard de celles de la formation des chaînes de montagne. De plus, son impact sur les processus de surface peut être inhibé lorsque l'activité tectonique importante devient le contrôle principal de l'érosion. L'étude de petits sous bassins versants anciennement ou partiellement englacés permettrait potentiellement l'enregistrement d'un signal glaciaire et donc climatique non brouillé par l'activité tectonique.

Afin de confirmer mes hypothèses sur les mécanismes contrôlant les taux d'érosion moderne il serait nécessaire d'améliorer nos connaissances sur l'intensité et les caractéristiques des glaciations au Sikkim ainsi que sur les mécanismes d'érosion suite au retrait glaciaire. En effet, en l'absence de datations des empreintes glaciaires au Sikkim, j'ai travaillé à partir de datations effectuées sur des moraines du flanc ouest (népalais) du massif du Kangchenjunga. Bien que l'étendue glaciaire devrait être du même ordre de grandeur dans l'Est du Népal et dans le Sikkim avoisinant, les études montrent que la formation et la croissance des glaciers

peuvent varier en fonction de la quantité de précipitations et d'humidité transférée aux hautes altitudes (Owen et al., 2002, 2008) ainsi que de l'exposition du versant. Les répercussions en termes de géomorphologie du retrait glaciaire peuvent être étudiées par une cartographie approfondie en relevant par exemple les positions de moraines ou verrous glaciaires.

Par ailleurs, mes résultats indiquent que les taux d'érosion les plus forts sont situés autour de la Main Central Thrust Zone. Plusieurs études à l'Est (Coutand et al., 2014) et à l'Ouest (Godard et al., 2014) de ma zone d'étude suggèrent **une forte dépendance des taux d'exhumation et/ou d'érosion moderne à la géométrie de rampe-plat-rampe du chevauchement principal de la chaîne himalayenne, le Main Himalayan Thrust (MHT)**. D'après les données géophysiques (Acton et al., 2011), la structure du MHT semble similaire à celle du Bhoutan (Kellett et al., 2013 ; Coutand et al., 2014). A l'ouest du Bhoutan, Coutand et al. (2014) corrélient la répartition des taux d'exhumation avec la géométrie profonde de la rampe du MHT. La position de cette rampe pourrait correspondre à la zone où sont concentrés les taux élevés d'érosion moderne enregistrés dans le Sikkim. Cependant ces mêmes auteurs évoquent une variabilité latérale de la position et de l'extension de la rampe entre les sections orientales et occidentales du Bhoutan, se traduisant par des variations spatiales significatives des taux d'exhumation. Afin de **clarifier le rôle du Main Himalayan Thrust sur les taux d'érosion moderne enregistrés au niveau de la MCTZ au Sikkim**, il serait donc nécessaire de contraindre sa cinématique et sa géométrie en établissant par exemple un modèle grâce à l'inversion de données thermochronologiques in-situ. Cette approche nécessiterait cependant des données plus denses.

Pour clore ce premier volet, on peut se questionner sur **la représentabilité du signal enregistré par les échantillons** et donc de la pertinence de ces résultats. D'une part, comme expliqué ci-dessus, des phénomènes naturels comme les glissements de terrain peuvent biaiser les résultats obtenus par l'analyse du ^{10}Be dans les échantillons (même si j'ai travaillé sur une granulométrie sableuse à priori la moins affectée par ces phénomènes ; Puchol et al. 2014). D'autre part, plusieurs barrages hydroélectriques sont situés sur le cours de la Tista et de la Rangit. Ces constructions filtrent et retiennent le matériel grossier en amont de l'infrastructure comme le démontrent les données isotopiques sur les sables de rivières actuelles. Ainsi, les échantillons collectés en aval des barrages ne représenteront pas un mélange fidèle des sédiments naturellement transportés par la rivière. Un barrage est situé au milieu du Sikkim à quelques kilomètres au sud du Main Central Thrust. Le signal des échantillons collectés en

aval de ce barrage et notamment celui au front de chaîne, utilisé comme référence pour l'ensemble du Sikkim, peut être affecté par ce biais anthropique même si le bilan ^{10}Be fonctionne.

Par ailleurs, au front de chaîne, le lit de la rivière est constitué d'îlots de sable, mais aussi de bancs importants de galets qui, au regard de leur lithologie, proviennent sûrement des unités du Haut-Himalaya et qui ont donc été déposés avant la construction du barrage. L'analyse de sable implique **un éventuel sous-échantillonnage** de cette unité. La quantification du ^{10}Be et des taux d'érosion dans les galets aurait peut-être permis de palier à ce problème. Cependant, ces galets peuvent avoir été stockés dans les terrasses observées sur le cours de la Tista dans le Moyen-Pays. L'empreinte d'un tel stockage se traduit en une accumulation de ^{10}Be dans les galets avant leurs dépôts au front de la chaîne. Cet héritage biaiserait également les résultats en diminuant les taux d'érosion calculés.

Il est donc important de prendre en compte les phénomènes naturels (e.g. les glissements de terrain, le stockage de matériel en amont de la zone de collecte) et anthropiques (e.g. les barrages hydroélectriques) dans l'interprétation des résultats relatifs aux flux de particules d'amont en aval d'un système de drainage.

II. Formation et incision du mégafan de la Tista

Les produits d'érosion du Sikkim, transportés par la Tista et ses affluents, transitent dans la plaine du Gange et du Brahmapoutre avant de se déposer ultimement dans le Golfe du Bengale. Ainsi, au pied des reliefs du Sikkim, dans le bassin d'avant-pays, la Tista a construit un mégafan qui s'étend depuis le front de montagne jusqu'à la confluence avec le Brahmapoutre, sur approximativement 16 000 km². Le mégafan de la Tista est le seul mégafan faisant partie de la plaine alluviale du Brahmapoutre: c'est le mégafan le plus oriental de la chaîne. Il se distingue des mégafans de la plaine du Gange par sa taille significativement plus grande que celle de son bassin versant et par la dynamique d'incision importante et propre à la rivière de la Tista qui met à l'affleurement plus de 40 mètres de dépôts au niveau de l'apex du mégafan. Ces dépôts, contrairement à la description générale faite des mégafans (DeCelles et Cavazza, 1999), sont dès l'apex du mégafan en front de chaîne fins, de type sableux. En revanche, le lit de la rivière actuelle est constitué de bancs de galets et d'îlots sableux, indiquant un changement dans les processus d'exportation du matériel hors de la chaîne. Toutes ces observations font du mégafan de la Tista un appareil sédimentaire particulier.

Afin de contraindre les contrôles tectoniques ou climatiques potentiels à l'origine de la formation et de l'incision du mégafan, ainsi que pour expliquer ses spécificités citées ci-dessus, **j'ai présenté un scénario de développement du mégafan de la Tista** grâce à la datation, dans différents secteurs, de ses dépôts (âge IRSL) et de l'abandon de sa surface par la rivière (^{10}Be).

Je propose ainsi **le développement successifs de deux lobes distaux en aval d'un lobe proximal commun développé au front de chaîne** et actif durant toute la période de formation du mégafan. Selon mes résultats, et considérant un taux de sédimentation constant de 0.88 ± 0.10 mm/an, le mégafan se développe depuis au moins 50 000 ans et possède un volume approximatif de 820 km^3 . Ce taux de sédimentation est comparable à ceux d'ordre millénaire mesurés dans des sédiments alluviaux au Nord de la plaine de Bihar, entre les mégafans Kosi et Gandak (Sinha et al., 1996), donnant ainsi une certaine fiabilité à ce modèle d'âge.

L'incision de la surface du mégafan par la rivière a commencé il y a 4000^{+600}_{-400} ans à un taux moyen de $10.5^{+0.6}_{-0.4}$ mm/an. Le lobe distal occidental a été formé tôt dans l'histoire du mégafan, par des rivières drainant le Sikkim mais étant probablement des affluents du Gange. Ce lobe semble avoir été abandonné au début de l'Holocène, il y a 10 000 – 11000 ans. Le lobe distal oriental est très peu incisé : seul un petit nombre de terrasses de quelques mètres de hauteur est observé dans les chenaux actuels des rivières. De plus, les âges de dépôt de ces terrasses sont très récents (< 1000 ans) et laissent penser que ce lobe s'est construit alors que le réseau de drainage principal du Sikkim avait migré vers l'est grâce à d'importantes avulsions.

Par ailleurs, le flux sédimentaire moyen calculé à partir du volume du fan et de son modèle d'âge (39 Mt/an) est supérieur au flux sédimentaire moderne sortant du Sikkim, calculé à partir des taux d'érosion moderne ($28 \pm 5 \text{ Mt/an}$). Ces résultats supposent que (1) les taux d'érosion devaient être plus forts durant les derniers 50 000 ans que ceux enregistrés dans les sables modernes et que (2) le mégafan devait être un piège à sédiments très efficace pendant sa période d'activité.

Afin de comprendre **les relations entre les dynamiques de dépôt et d'incision du mégafan et de son bassin versant**, j'ai également daté trois niveaux de terrasses fluviales déposées le long de la Tista dans le Moyen Pays. La terrasse la plus haute (T3s) est très ancienne comparée à l'ensemble des dépôts constituant le mégafan ($> 101\,400$ ans). Par contre l'incision des deux terrasses plus basses semble être approximativement synchrone tout

d'abord de celle du lobe distal occidental puis de la surface du lobe proximal. Par ailleurs, les taux d'incision fluviale enregistrés par ces terrasses (de 0.3 à 1.6 mm/an) semblent équivalents aux taux d'érosion moderne du Moyen-Pays ($0.47^{+0.08}_{-0.06}$ à $1.31^{+0.29}_{-0.21}$ mm/an), mais sont beaucoup plus faibles que ceux enregistrés à l'apex du mégafan. Cette différence de taux d'érosion en amont et en aval du front de la chaîne montre que depuis l'incision du mégafan le profil de la rivière est en déséquilibre et devient de plus en plus raide.

Par ailleurs, l'absence des dépôts grossiers constituant l'apex du mégafan peut être en partie expliquée par le stockage de ce matériel dans ces terrasses du Moyen-Pays. Leur incision aurait permis le transport et le dépôt du matériel grossier observé dans le lit actuel de la rivière. Il serait intéressant d'estimer le volume de galets actuellement occupé dans le lit de la Tista et de le comparer à celui des terrasses. Par ailleurs une partie du matériel grossier a pu être transporté lors de fortes crues dues à la mousson, en aval de la rivière dans le Gange.

Les périodes d'aggradation et d'incision des rivières peuvent être attribuées à plusieurs facteurs : activité tectonique, changements climatiques ou réorganisations du réseau de drainage des rivières. Contrairement à certains cônes alluviaux de la plaine du Gange (e.g. Pati et al., 2001), les dépôts du mégafan de la Tista ne semblent pas avoir été affectés par la déformation due à la réactivation d'accidents tectoniques. Leurs rôles sur la formation et l'incision du mégafan doivent être mineurs.

Mes résultats sont plutôt compatibles avec un guidage climatique où les périodes de forte intensité de mousson et de forts flux sédimentaires associés (Goodbred, 2003) coïncident avec des phases d'aggradation dans l'avant-pays. Les phases initiales et terminales de ces périodes de forte mousson sont caractérisées par de l'incision dans l'avant pays.

Cette étude apporte de nouvelles contraintes d'âge sur un appareil sédimentaire particulier peu étudié. Au débat concernant les facteurs contrôlant la formation et le développement du mégafan, mes résultats montrent que l'alluvionnement coïncide avec des périodes de forte mousson et donc l'importance de l'impact climatique en accord avec de précédentes études menées sur des dépôts quaternaires dans la plaine du Gange (Roy et Srivastava, 2010 ; Roy et al., 2012 ; Kar et al., 2014). Cependant, les incertitudes sur les datations des enregistrements continentaux peuvent parfois recouper différentes périodes d'intensité de mousson. L'interprétation d'un guidage uniquement climatique contraint par ces datations reste donc limitée.

Par ailleurs, il a été proposé que le réseau de drainage principal du Sikkim s'écoulait jusqu'au XVIII^{ème} siècle depuis le front de chaîne, vers l'ouest dans le Gange (Chakraborty et Gosh, 2010). Ce dernier pourrait se comporter comme un niveau de base de la rivière, contrôlant ainsi l'incision du fan dans l'avant-pays (Pepin et al., 2010). Goodbred et Kuehl (2000) suggèrent que vers 5000 ans, le Gange ait migré au niveau de sa confluence avec le Brahmapoutre, d'ouest en est, jusqu'à son cours actuel. Cette migration aurait pu provoquer une vague d'érosion se propageant d'aval en amont vers le Sikkim et impliquer l'incision du mégafan au niveau de l'apex. Cependant, les âges d'exposition ¹⁰Be sont plus jeune au niveau de l'apex que sur la terrasse la plus récente du Moyen-Pays, suggérant plutôt une vague d'érosion d'amont en aval même si les incertitudes sur les âges des terrasses dans le Moyen Pays sont importantes. Pour clarifier le rôle de l'évolution du réseau de drainage sur l'incision du mégafan de la Tista et notamment les dépôts à son apex, il est nécessaire de connaître les temps de réponse du système et de quantifier l'amplitude de l'incision que pourrait occasionner ce type de forçage en ayant recours par exemple à la modélisation numérique.

III. L'évolution du réseau de drainage, de l'érosion et de l'altération au Sikkim

Dans ce troisième volet de mon projet, j'ai mené des études pétrographiques, isotopiques (Nd et Sr) et géochimiques (composition en éléments majeurs et traces) sur les dépôts sédimentaires à l'apex du mégafan afin de **discuter les variations temporelles de l'érosion et de l'altération au Sikkim à une échelle de temps intermédiaire, soit fin Pléistocène – Holocène (50 000 – 4 000 ans)**. De nombreux changements climatiques ont été décrits durant cette période comme le dernier maximum glaciaire ($\approx 21\ 000$ ans) ou l'optimum climatique Holocène ($\approx 6\ 000$ ans), pouvant induire des variations d'érosion et de flux sédimentaire du bassin versant vers la plaine alluviale.

Les résultats pétrographiques et isotopiques indiquent une différence significative entre les sédiments actuellement transportés par la Tista et les dépôts constituant son mégafan. En effet, les dépôts du mégafan, bien qu'ayant des signatures pétrographiques et isotopiques largement influencées par le Haut Himalaya (« Greater Himalayan Sequence »), sont caractérisées par des degrés métamorphiques plus faibles et des valeurs d' ϵ_{Nd} moins négatives

que les sédiments issus de cette unité. J'interprète ces résultats par l'influence des roches sédimentaires téthysiennes crétacées exposées au nord du Sikkim et actuellement drainées par la rivière Kosi. **Je propose donc que cette zone ait été récemment ($\approx 4\,000$ ans) capturée par la Kosi.** La perte d'une grande partie du bassin versant de la Tista ($\approx 6\,000\text{ km}^2$) expliquerait (1) les signatures pétrographiques et isotopiques particulières des dépôts du mégafan, mais aussi (2) l'incision récente et importante du mégafan due au rééquilibrage du profil de la rivière et pour l'instant non explicable par des mécanismes purement climatiques ou tectoniques, (3) la taille disproportionnée du mégafan comparée à son bassin versant actuel et, (4) les flux sédimentaires estimés à partir des dépôts du mégafan qui sont supérieurs à ceux enregistrés par les sables modernes.

Par ailleurs, dans les sables modernes du Sikkim, l'altération chimique des silicates enregistrée par le rapport $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ est anti-corrélée avec les taux d'érosion moderne calculée sur ces mêmes échantillons, indiquant une compétition entre ces deux processus.

J'ai comparé ensuite les variations de provenance et d'altération chimique des dépôts du mégafan avec les variations climatiques régionale. Sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire, j'ai observé une augmentation générale de la proportion de sédiments avec une signature téthysienne. Le degré d'altération chimique des silicates diminue depuis environ 50 000 jusqu'au dernier maximum glaciaire ($\approx 21\,000$ ans) puis augmente jusqu'à l'optimum climatique holocène, correspondant aux archives les plus récentes du mégafan.

Les périodes de fortes moussons semblent être caractérisées par (1) une augmentation du ruissellement et donc de l'érosion physique, (2) par une augmentation du degré de l'altération chimique des silicates, et (3) par des valeurs en ϵ_{Nd} moins négatives. Nous interprétons le décalage positif des valeurs en ϵ_{Nd} des dépôts du mégafan durant les périodes de fortes moussons d'été à des précipitations importantes, atteignant le plateau tibétain et entraînant un apport en matériel issue des séries sédimentaires téthysiennes plus important.

Finalement, les sables modernes de la Tista à l'apex du mégafan montrent une altération chimique plus importante que l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire, excepté pendant les périodes de fortes moussons autour de 28 000 et 6000 ans. L'augmentation de l'altération chimique depuis le dernier maximum glaciaire a été montrée également dans les sédiments plus distaux du Golfe du Bengale (Lupker et al., 2013).

L'étude menée montre (1) que les variations de l'érosion et de l'altération chimique répondent à des variations climatiques globales et régionales ; (2) que les périodes de fortes intensités de précipitations de mousson se traduisent par une augmentation du ruissellement, de l'érosion et de l'altération chimique des silicates ; (3) que bien que l'altération chimique se fasse principalement dans la plaine alluviale (Lupker et al., 2012b), les enregistrements en front de chaîne montrent les mêmes tendances que les enregistrement plus distaux du Golfe du Bengale (Lupker et al. 2013), c'est-à-dire vers une augmentation de l'altération chimique depuis le dernier maximum glaciaire.

Cette étude nous montre également : (4) l'importance de la caractérisation de la provenance des sédiments alluviaux dans des contextes où la dynamique des rivières est très importante ;

(5) que l'incision du mégafan ne s'explique pas directement par des perturbations climatiques ou tectoniques. Par contre, si l'hypothèse d'une réorganisation du réseau de drainage de la Tista s'avère vraie, elle permettrait d'expliquer cette incision, mais également la taille disproportionnée du mégafan comparée à celle du bassin versant actuel.

Même si les variations de provenance, d'érosion et d'altération semblent répondre à des variations d'intensité de la mousson d'été, la correspondance entre les enregistrements sédimentaires continentaux et les reconstructions paléoclimatiques à partir des enregistrements sédimentaires distaux peut être remise en cause. En effet, les enregistrements continentaux sont plus rares et généralement non continus. Ils sont également moins bien contraints chronologiquement et les modèles d'âge supposent des taux de sédimentation constants malgré les variations de flux sédimentaire possibles (surtout en contexte de mousson). Ainsi, l'échantillonnage du mégafan de la Tista est beaucoup moins fourni que ceux des enregistrements marins, informant ainsi sur des tendances générales, mais pouvant masquer d'éventuelles variations de second ordre.

Les enregistrements continentaux et proximaux au front de la chaîne, comme ceux du mégafan de la Tista, présentent cependant l'avantage de refléter plus fidèlement les variations de flux sédimentaires de leurs bassins versants que les enregistrements distaux du fait du temps de réponse du système aux variations externes (Castelltort et Van Den Driessche, 2003 ; Armitage et al., 2013), du temps de transport important avec possibilité de stockage du matériel dans le bassin d'avant pays (Goodbred et Kuehl, 1999 ; Clift et Giosan, 2014) et la transformation du signal enregistré par les dépôts durant ce transport (Huyghe et al., 2011, Lupker et al., 2012b).

Par ailleurs, une hypothèse de cette étude est la possibilité d'une capture d'une partie du réseau de drainage de la Tista par la Kosi vers 4000 ans. Je base cette hypothèse sur des observations géomorphologiques et sur la différence des signatures isotopiques entre les sédiments du mégafan et les sables modernes collectés dans le Sikkim.

Cependant, les séries sédimentaires téthysiennes possèdent une grande variation dans leurs signatures isotopiques (Robinson et al., 2001). Il serait donc intéressant **d'analyser des sédiments provenant de l'érosion de ces séries** au Nord du Sikkim afin d'établir leur signature isotopique et de les comparer directement aux dépôts du mégafan, pour ne pas avoir à se référer à des analogues documentés latéralement le long de la chaîne. Ces analyses permettraient de confirmer l'influence de ces séries dans les dépôts du mégafan et donc de valider l'hypothèse d'une réduction drastique et récente du réseau de drainage de la Tista.

Par ailleurs, si une telle capture a eu lieu, ses conséquences en terme d'apport sédimentaire et de signature isotopique devraient être enregistrées dans les dépôts du mégafan de la Kosi. Cependant, ces modifications peuvent être difficilement détectables car la zone potentiellement capturée est réduite par rapport à la taille du bassin versant de la Kosi et son relief est faible. Ainsi, les flux sédimentaires en résultant doivent avoir un impact réduit sur l'ensemble du matériel exporté et stocké dans le mégafan. Il serait quand même intéressant d'obtenir un enregistrement sédimentaire du mégafan de la Kosi par un forage.

Une autre approche pour tester cette hypothèse serait d'appliquer la méthode développée par Willett et al. (2014) afin de **déterminer si le réseau de drainage de la Tista est en équilibre**, et s'il ne l'est pas, de définir quel changement est nécessaire pour le ramener à l'équilibre. Cette méthode est basée sur l'utilisation d'un code numérique calculant les valeurs de χ , indicateur basé sur la géométrie du chenal et donnant un aperçu instantané de la dynamique du bassin.

Finalement, si l'hypothèse de la capture est avérée, on peut questionner sur les mécanismes à son origine. Les captures peuvent être dues à des événements ponctuels affectant le réseau de drainage (e.g. des phénomènes de diffluence, d'érosion régressive, d'érosion karstique souterraine), mais aussi à un guidage tectonique ou climatique. La zone potentiellement capturée au Nord du Sikkim par la Kosi se trouve sur le plateau tibétain, domaine aride peu alimenté en précipitations. Aucune activité tectonique récente ni aucun événement de forte intensité de précipitations n'est documenté vers 4000 ans. Je conçois donc préliminairement une capture causée par des réorganisations ponctuelles du réseau de drainage.

IV. A l'échelle de la chaîne himalayenne et de la plaine alluviale du Gange et du Brahmapoutre

Dans la plaine du Gange et du Brahmapoutre, une série de mégafans développés en aval du front de la chaîne ont été décrits. Les rivières drainant actuellement ces mégafans sont d'ouest en est, la Yamuna-Ganga, la Sarda, la Gandak, la Kosi et la Tista.

Les mégafans se trouvant au centre de la plaine du Gange (Sarda, Gandhak et Kosi) sont toujours en phase d'alluvionnement et présentent des tailles plus faibles que leur bassin versant. A proximité du front de la chaîne, leur extension est limitée par le développement latéral d'interfans (Decelles et Cavazza., 1999), et leur expansion distale est limitée par le Gange. Il a été proposé que ces trois mégafans ont été formés grâce en partie à une réorganisation du réseau de drainage d'origine tectonique (Gupta, 1997).

Les mégafans de la Yamuna-Ganga et de la Tista, situés aux extrémités de la plaine alluviale du Gange, présentent des similitudes. A l'image du mégafan de la Tista, le mégafan de la Yamuna-Ganga possède une taille plus importante que celle de son bassin versant et il est également incisé. Les rivières de la Tista et de la Yamuna ont migré dans le passé, alimentant alternativement les différents réseaux de drainage majeurs de la chaîne himalayenne. La Yamuna alimentait auparavant l'Indus et aurait migré entre 49 000 et 11 000 ans vers l'Est, pour se jeter dans le Gange (Clift et al., 2012). Une récente migration du réseau de drainage principal du Sikkim, depuis le Gange vers le Brahmapoutre, est également documentée par nos datations du mégafan. La migration de ces rivières a dû avoir un impact important en terme de débit et de flux sédimentaires sur les bassins qu'elles affectent. Dans cette étude, le début de l'incision du mégafan de la Tista a été daté à 4000^{+600}_{-400} ans et expliqué préliminairement par la capture d'une partie du bassin versant de la Tista par la Kosi. Plusieurs niveaux de terrasses en amont du front de chaîne, le long de la Yamuna, ont été datés et permettent de discuter les mécanismes à l'origine des phases d'aggradation et d'incision de la rivière (Dutta et al., 2012). Ces auteurs démontrent le contrôle climatique majeur dans la formation et l'incision de ces terrasses.

Par ces observations, on peut dire que la plaine du Gange se caractérise (1) dans sa partie centrale par des rivières en aggradation formant des mégafans (Sarda, Gandak et Kosi), (2) à

ses extrémités par des rivières plus libres de migrer de latéralement dans la plaine et ayant incisé les mégafans qu'elles avaient formés (Yamuna-Ganga et Tista). Cette répartition caractéristique des dépôts quaternaires de la plaine du Gange et du Brahmapoutre s'explique t'elle par des processus de surface identiques dans leur zone source, où les rivières aux extrémités doivent-elles répondre à des forçages internes ou externes par de l'érosion notamment en aval du front de la chaîne ?

Ces dernières années, les processus de surface affectant la topographie de la chaîne himalayenne ont été quantifiés afin d'en déterminer les contrôles principaux à des échelles de temps géologique et millénaire. Depuis l'Himalaya central (Godard et al., 2014 ; Scherler et al., 2014) jusqu'au Bhoutan oriental (Coutand et al., 2014 ; cette étude pour le Sikkim), il semble que la géométrie et la position de la rampe du MHT joue un rôle principal dans la formation et l'érosion de la topographie tant à l'échelle géologique que millénaire.

Godard et al. (2014) ont étudié 25 sous-bassins non englacés de la Gandak et 5 de la branche la plus occidentale de la Kosi. Ces auteurs montrent une corrélation significative entre les taux d'érosion moderne et les taux d'exhumation à long-terme. Ils proposent que les reliefs se réajustent rapidement aux variations climatiques et que les processus de surface soient contrôlés par des processus tectoniques via le déplacement du matériel sur la rampe du chevauchement du MHT. Pendant ce projet de recherche j'ai également quantifié le taux d'exhumation long-terme au front de chaîne de la Kosi par l'étude des traces de fission sur les cristaux d'apatite. Le résultat obtenu de 0.8 ± 0.4 mm/an est similaire au taux d'érosion moderne ^{10}Be mesuré au même endroit par Lupker et al. (2012 ; 0.9 ± 0.2 mm/an) indiquant également une réponse rapide de la topographie aux variations rapides l'affectant (intensité des précipitations).

Cependant, l'héritage géomorphologique glaciaire et l'érosion due au retrait des glaciers mis en évidence dans cette étude n'ont pas été étudiés tout au long de la chaîne. Scherler et al. (2014) ont quantifié les taux d'érosion moderne (^{10}Be) dans le bassin versant de la Yamuna et montrent une corrélation significative entre ces taux et la répartition des valeurs de l'indice k_{sn} . Ils interprètent ces résultats par un contrôle uniquement tectonique encore une fois, via le déplacement de matériaux le long du MHT. Ils serait cependant intéressant de regarder la répartition des valeurs de l'indice k_{sn} en fonction de l'altitude afin d'établir si les forts taux d'érosion localisés dans les bassins anciennement ou actuellement englacés, résultent aussi d'un héritage géomorphologique glaciaire.

Ainsi, même si des similitudes sont observées entre les bassins versants et mégafans de la Yamuna-Ganga et de la Tista, il n'est pas encore évident de dégager des conclusions sur une dynamique globale de la chaîne himalayenne et des produits de l'érosion l'affectant. Pour se faire, il faudrait étudier plus précisément les mécanismes à l'origine de la dynamique d'incision de la Yamuna et les possibilités de réorganisation de son réseau de drainage en amont du front de chaîne.

References

- Abrahami, R., van der Beek, P., Huyghe, P., Hardwick, E., Carcaillet, J., 2016. Decoupling of long-term exhumation and short-term erosion rates in the Sikkim Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*. doi: 10.1016/j.epsl.2015.10.039
- Acton, C.E., Priestley, K., Mitra, S., Gaur, V.K., 2011. Crustal structure of the Darjeeling–Sikkim Himalaya and southern Tibet. *Geophysical Journal International* 184, 829–852.
- Adamiec, G., Aitken M., 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16, 37–50.
- Ahmad, T., Harris, N., Bickle, M., Chapman, H., Bunbury, 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, 467–477.
- Ahmad, S.M., Anil Babu, G., Padmakumari, V.M., Dayal, A.M., Sukhija, B.S., Nagabhushanam, P., 2005. Sr, Nd isotopic evidence of terrigenous flux variations in the Bay of Bengal: Implications of monsoons during the last ~34,000 years. *Geophysical Research Letters* 32. doi:10.1029/2005GL024519
- Andermann, C., Crave, A., Gloaguen, R., Davy, P., Bonnet, S., 2012. Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters* 351–352, 158–170.
- Andò, S., Morton, A., Garzanti, E., 2013. Metamorphic grade of source rocks revealed by chemical fingerprints of detrital amphibole and garnet. In: Scott, R., Smyth, H., Morton, A., Richardson, N. (Eds.), *Sediment provenance studies in hydrocarbon exploration and production*. Geological Society London, Special Publication 386, 351–371.
- Armitage, J.J., Dunkley Jones, T., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2013. Temporal buffering of climate-driven sediment flux cycles by transient catchment response. *Earth and Planetary Science Letters* 369–370, 200–210.
- Arora, B.R., Prajapati, S.K., Reddy, C.D., 2014. Geophysical constraints on the seismotectonics of the Sikkim Himalaya. *Bulletin of the Seismological Society of America* 104, 2278–2287.
- Asahi, K., 2010. Equilibrium-line altitudes of the present and Last Glacial Maximum in the eastern Nepal Himalayas and their implications for SW monsoon climate. *Quaternary International* 212, 26–34.

- Auclair, M., Lamothe, M. & Huot, S. 2003: Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* 37, 487.
- Avouac, J.P., 2003. Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances in Geophysics* 46, 1-79.
- Bailey, R. M. & Arnold, L. J. 2006: Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. *Quaternary Science Reviews* 25, 2475.
- Balco, G., 2001. Cosmogenic isotope production rates over large areas. http://depts.washington.edu/cosmolab/P_by_GIS.html2001.
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174–195. doi:10.1016/j.quageo.2007.12.001
- Barros, A. P., et al. (2000), A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central Nepal using TRMM products and rain gauge observations, *Geophys. Res. Lett.*, 27(22), 3683–3686, doi:10.1029/2000GL011827.
- Basu, S.R., and De, S.K., 2003. Causes and consequences of landslides in the Darjiling-Sikkim Himalayas, India. *Geographia Polonica*, 76, 37–52.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Science*, 35(12), pp 2362-2367.
- 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, 94-114.
- Bermúdez, M.A., van der Beek, P.A., Bernet, M., 2013. Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes. *Lithosphere* 5, 3-16.
- Berthet, T., Ritz, J.-F., Ferry, M., Pelgay, P., Cattin, R., Drukpa, D., Braucher, R., Hetényi, G., 2014. Active tectonics of the eastern Himalaya: New constraints from the first tectonic geomorphology study in southern Bhutan. *Geology* 42, 427-430.
- Bhattacharyya, K., Mitra, G., 2009. A new kinematic evolutionary model for the growth of a duplex – an example from the Rangit duplex, Sikkim Himalaya, India. *Gondwana Research* 16, 697-715.
- Bilham, R., England, P., 2001. Plateau ‘pop-up’ in the great 1897 Assam earthquake. *Nature* 410, 806–809.
- Bilham, R., Gaur, V.K., Molnar, P., 2001. Himalayan seismic hazard. *Science* 293, 1442–1444.

- Blair, M. W., Yuhikara, E. G. & McKeever, S. W. S. 2005: Experiences with single-aliquot OSL procedures using coarse-grain feldspars. *Radiation Measurements* 39, 361.
- Blomdin, R., Murray, A., Thomsen, K. J., Buylaert, J.-P., Sohbati, R., Jansson, K. N. & Alexanderson, H. 2012: Timing of the deglaciation in southern Patagonia: Testing the applicability of K-Feldspar IRSL. *Quaternary Geochronology* 10, 264-272.
- Blöthe, J.H., Korup, O., 2013. Millennial lag times in the Himalayan sediment routing system. *Earth and Planetary Science Letters* 382, 38–46. doi: 10.1016/j.epsl.2013.08.044
- Blythe, A., Burbank, D.W., Carter, A., Schmidt, K.L. and Putkonen, J., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Himalaya: 1. Apatite and zircon fission-track and apatite [U-Th]/He analyses. *Tectonics*, 26: TC3002, doi:10.1029/2006TC001990.
- Bonnet, S., Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology* 31, 123-126.
- Bookhagen, B., Thiede, R.C., Strecker, M.R., 2005a. Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid northwest Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 231, 131-146.
- Bookhagen, B., Thiede, R.C., Strecker, M.R., 2005b. Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the northwest Himalaya. *Geology* 33, 149-152.
- Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophysical Research Letters* 33, L08405, doi: 10.1029/2006GL026037.
- Bookhagen, B., Fleitmann, D., Nishiizumi, K., Strecker, M.R., Thiede, R.C., 2006. Holocene monsoonal dynamics and fluvial terrace formation in the northwest Himalaya, India. *Geology* 34, 601-604.
- Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2010. Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal of Geophysical Research* 115, doi: 10.1029/2009JF001426
- Boos, W.R., Kuang, Z., 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature* 463, 218e222.
- Bourlès, D.L., Raisbeck, G., Yiou, F., 1989. ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 443–452.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273: 48-57.

- Bronsdon RK, Naden PS. 2000. Suspended sediment in the Rivers Tweed and Teviot. *The Science of the Total Environment* 251/252:95 – 113
- Braun, J., Voisin, C., Gourlan, A.T., Chauvel, C., 2015. Erosional response of an actively uplifting mountain belt to cyclic rainfall variations. *Earth Surface Dynamics* 3, 1-14.
- Bristow, C., 1999. Gradual avulsion, river metamorphosis and reworking by underfit streams: A modern example from the Brahmaputra River in Bangladesh and a possible ancient example in the Spanish Pyrenees. In: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI International Association of Sedimentologists Special Publication*, vol. 28, pp. 221–230.
- Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L., Mugnier, J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 197–214, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00031-1
- Brookfield, M.E., 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology* 22, 285-312.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using *in situ* produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2269–2283.
- Burbank, D.W., 1992. Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature* 357, 680–682.
- Burbank, D.W., Blythe, A.E., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Gabet, E.J., Oskin, M.E., Barros, A.P., Ojha, T.P., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalaya. *Nature* 426, 652-655.
- Burbank, D.W., Bookhagen, B., Gabet, E.J., Putkonen, J., 2012. Modern climate and erosion in the Himalaya. *Comptes Rendus Geoscience* 344, 610-626.
- Burchfiel, B.C., Zhilianh, C., Hodges, K.V., Yuping, L., Royden, L.H., Changrong, D., Jiene, X., 1992. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America Special Paper* 269, 51pp.
- Bush, A.B.G., 2004. Modelling of Late Quaternary climate over Asia: a synthesis. *Boreas* 33, 155-163.
- Buylaert, J. P., Murray, A. S., Thomsen, K. J. & Jain, M. 2009: Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements* 44, 560-565.

- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Thiel, C. & Sohbati, R. 2012: A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435–451.
- Carosi, R., Lombardo, B., Musumeci, G., Pertusati, P.C., 1999. Geology of the higher Himalayan crystallines in Khumbu Himal (eastern Nepal). *Journal of Asian Earth Sciences* 17, 785–803.
- Carrapa, B., Orme, D.A., DeCelles, P.G., Kapp, P., Cosca, M.A., Waldrip, R., 2014. Miocene burial and exhumation of the India-Asia collision zone in southern Tibet: Response to slab dynamics and erosion. *Geology* 42, 443–446.
- Castelltort, S., Van Den Driessche, J., 2003. How plausible are high-frequency sediment supply driven cycles in the stratigraphic record? *Sedimentary Geology* 157, 3–13.
- Catlos, E.J., Dubey, C.S., Harrisson, T.M., Edwards, M.A., 2004. Late Miocene movement within the Himalayan Main Central Thrust shear zone, Sikkim, north-east India, *Journal of metamorphic Geology*, 2004, 22, 207–226
- Chakraborty, T., Ghosh, P., 2010. The geomorphology and sedimentology of the Tista megafan, Darjeeling Himalaya: Implications for megafan building processes. *Geomorphology* 115, 252–266, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.06.035
- Chakraborty, T., Kar, R., Ghosh, P., Basu, S., 2010. Kosi megafan: Historical records, geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River. *Quaternary International* 227, 143–160, doi: 10.1016/j.quaint.2009.12.002
- Chirouze, F., Huyghe, P., van der Beek, P., Chauvel, C., Chakraborty, T., Dupont-Nivet, G., Bernet, M., 2013. Tectonics, exhumation and drainage evolution of the eastern Himalaya since 13 Ma from detrital geochemistry and thermochronology, Kameng River section, Arunachal Pradesh. *Geological Society of America Bulletin* 125, 523–538.
- Chirouze, F., Huyghe, P., Chauvel, C., van der Beek, P., Bernet, M., Mugnier, J.-L., 2015. Stable drainage pattern and variable exhumation in the Western Himalaya since the Middle Miocene. *The Journal of Geology* 123, 1–20.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 192–199, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.012
- Chopra, S., Sharma, J., Sutar, A., Bansal, B.K., 2014. Estimation of source parameters of Mw 6.9 Sikkim earthquake and modeling of ground motions to determine causative fault. *Pure and Applied Geophysics* 171, 1311–1328, doi: 10.1007/s00024-013-0722-6

- Cina, S.E., Yin, A., Grove, M., Dubey, C.S., Shukla, D.P., Lovera, O.M., Kelty, T.K., Gehrels, G.E., Foster, D.A., 2009. Gangdese arc detritus within the eastern Himalayan Neogene foreland basin: Implications for the Neogene evolution of the Yalu–Brahmaputra River system. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 150–162, doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.005
- Clemens S.C., Prell, W.L., Murray, D., Shimmield, G., Weedon, G., 1991. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature* 353 720–725.
- Clift, P.D., Blusztajn, J., 2005. Reorganization of the western Himalayan river system after five million years ago. *Nature* 438, 1001–1003.
- Clift, P.D., Giosan, L., Blusztajn, J., Campbell, I.H., Allen, C., Pringle, M., Tabrez, A.R., Danish, M., Rabbani, M.M., Alizai, A., Carter, A., Ackge, A., 2008a. Holocene erosion of the Lesser Himalaya triggered by intensified summer monsoon. *Geology* 36, 79–82.
- Clift, P.D., Hodges, K.V., Heslop, D., Hannigan, R., Van Long, H., Calves, G., 2008b. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. *Nature Geoscience* 1, 875–880.
- Clift, P.D., Giosan, L., Carter, A., Garzanti, E., Galy, V., Tabrez, A.R., Pringle, M., Campbell, I.H., France-Lanord, C., Blusztajn, J., Allen, C., Alizai, A., Lückge, A., Danish, M., Rabbani, M.M., 2010. Monsoon control over erosion patterns in the Western Himalaya: possible feed-back into the tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications 342, 185–218.
- Clift, P.D., Giosan, L., 2014. Sediment fluxes and buffering in the post-glacial Indus Basin. *Basin Research* 26, 369–386.
- Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A., Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial–interglacial cycles. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 647–660.
- Coutand, I., Whipp, D.M., Grujic, D., Bernet, M., Fellin, M.G., Bookhagen, B., Landry, K.R., Ghalley, S.K., Duncan, C., 2014. Geometry and kinematics of the Main Himalayan Thrust and Neogene crustal exhumation in the Bhutanese Himalaya derived from inversion of multithermochronologic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 1446–1481, doi: 10.1002/2013JB010891.
- Cullen, J.L., 1981. Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20,000 years: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 35, 315–356.

- Dade, W.B., Verdeyen, M.E., 2007. Tectonic and climatic controls of alluvial-fan size and source-catchment relief. *Journal of the Geological Society* 164, 353–358.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.-L., Willett, S.D., Hu, J.-C., Horng, M.-J., Chen, M.-C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.-C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648–651.
- Dasgupta, S., Mukhopadhyay, M. & Nandy, D.R., 1987. Active transverse features in the central portion of the Himalaya, *Tectonophysics*, 136, 255–264.
- DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., Ojha, T.P., Kapp, P.A., and Upreti, B.N., 1998, Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal: *Geological Society of America Bulletin* 110, 2–21.
- DeCelles, P.G. and Cavazza, W. 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin*, 11, 1315–1334.
- DeCelles, P.G., Robinson, D.M., Quade, J., Ojha, T.P., Garzzone, C.N., Copeland, P., Upreti, B.N., 2001. Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics* 20, 487–509.
- DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Najman, Y., Martin, A.J., Carter, A., Garzanti, E., 2004. Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous–Early Miocene strata of Nepal: implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 313–330. doi:10.1016/j.epsl.2004.08.019
- Delunel, R., van der Beek, P.A., Carcaillet, J., Bourlès, D.L., Valla, P.G., 2010. Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 293, 72–83.
- Delunel, R., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Carcaillet, J., Schlunegger, F., 2014. Transient sediment supply in a high-altitude Alpine environment evidenced through a ^{10}Be budget of the Etages catchment (French Western Alps). *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 890–899.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., Le Fort, P., Peucat, J.-J., 1987. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 78–92.

- Densmore, A.L., Sinha, R., Sinha, S., Tandon, S.K., Jain, V., 2015. Sediment storage and release from Himalayan piggyback basins and implications for downstream river morphology and evolution. *Basin Research*, in press.
- Dixon, J.L., von Blanckenburg, F., 2012. Soils as pacemakers and limiters of global silicate weathering. *Comptes Rendus Geoscience* 344, 597-609.
- Donelick, R.A., 2005. Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 49–94, doi:10.2138/rmg.2005.58.3.
- Dunai, T.J., 2010. Cosmogenic nuclides principles, concepts and applications in the Earth surface sciences. Cambridge University Press, Cambridge; New York.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3–11.
- Duplessy, J. C., 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. *Nature* 295, 494–498.
- Dutta, S., Suresh, N., Kumar, R., 2012. Climatically controlled Late Quaternary terrace staircase development in the fold- and -thrust belt of the Sub Himalaya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 356-357, 16–26. doi:10.1016/j.palaeo.2011.05.006
- Enzel, Y., Ely, L.L., Mishra, S., Ramesh, R., Amit, R., Lazar, B., Rajaguru, S.N., Baker, V.R., Sandler, A., 1999. High-resolution Holocene environmental changes in the Thar Desert, northwestern India. *Science* 284, 125-128.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., Matter, A., 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science* 300, 1737–1739.
- Forest, J.-D., "Le cycle de Ninurta ou les heurs et malheurs d'un héros divin", dans X. Faivre, B. Lion, C. Michel (dir.), *Et il y eut un esprit dans l'Homme. Jean Bottéro et la Mésopotamie*, Paris, De Boccard, 2009, p. 41-54
- Gaar, D., Lowick, S. & Preusser, F. 2014: Performance of different luminescence approaches for the dating of known-age glaciofluvial deposits from northern Switzerland. *Geochronometria* 41, 65-80.
- Gabet, E.J., Burbank, D.W., Pratt-Sitaula, B., Putkonen, J., Bookhagen, B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 482-494.
- Gadgil, S., 2003. The indian summer monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31, 429–467. doi:10.1146/annurev.earth.31.100901.141251

- Gahalaut, V.K., 2011. M 6.9 September 18, 2011 Sikkim earthquake. *Geomatics, Natural Hazards and Risk* 2, 325-328.
- Gahalaut, V.K., Kundu, B., 2012. Possible influence of subducting ridges on the Himalayan arc and on the ruptures of great and major Himalayan earthquakes. *Gondwana Research* 21, 1080–1088, doi: 10.1016/j.gr.2011.07.021
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. & Olley, J.M., 1999. Optical dating of single grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I: experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41, pp. 339-364.
- Galehouse, J.S., 1971. Point counting. In: Carver, R.E. (Ed.), *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley, New York, pp. 385-407.
- Galy, A., France-Lanord, C., Derry, L.A., 1996. The Late-Oligocene - Early Miocene Himalayan belt. Constraints deduced from isotopic compositions of Early Miocene turbidites in the Bengal Fan. *Tectonophysics* 260, 109-118.
- Galy, A., 1999. Etude chimique de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne.
- Galy, A., France-Lanord, C., 2001. Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes. *Geology* 29, 23-26.
- Galy, V., France-Lanord, C., Peucker-Ehrenbrink, B., Huyghe, P., 2010. Sr–Nd–Os evidence for a stable erosion regime in the Himalaya during the past 12Myr. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 474–480, doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.004
- Garzanti, E., Casnedi, R., Jadoul, F., 1986. Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the northwestern Himalaya. *Sedimentary Geology* 48, 237–265.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003. A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research* 73, 830-837.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., France-Lanord, C., Singh, S.K., Foster, G., 2004. Sand petrology and focused erosion in collision orogens: the Brahmaputra case. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 157–174. doi:10.1016/S0012-821X(04)00035-4
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Lavé, J., Attal, M., France-Lanord, C., DeCelles, P., 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth and Planetary Science Letters* 258, 500–515. doi:10.1016/j.epsl.2007.04.010.
- Garzanti, E., Andò, S., 2007. Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology Series* 58, pp. 517-545.

- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., 2009. Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 422-432.
- Gasse, F., Fontes, J. Ch., Van Campo, E., Wei, K., 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: discussion and conclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120, 79–92.
- Glotzbach, C., van der Beek, P., Carcaillet, J., Delunel, R., 2013. Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes: An example from the Western Alps. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 1491-1515.
- Godard, V., Burbank, D.W., Bourlès, D.L., Bookhagen, B., Braucher, R., Fisher, G.B., 2012. Impact of glacial erosion on ^{10}Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, F03013, doi: 10.1029/2011JF002230.
- Godard, V., Bourlès, D.L., Spinabella, F., Burbank, D.W., Bookhagen, B., Fisher, G.B., Moulin, A., Lèanni, L., 2014. Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation. *Geology* 42, 243-246.
- Godin, L., Harris, L.B., 2014. Tracking basement cross-strike discontinuities in the Indian crust beneath the Himalayan orogen using gravity data - relationship to upper crustal faults. *Geophysical Journal International* 198, 198–215, doi: 10.1093/gji/ggu131
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 1999. Holocene and modern sediment budgets for the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for highstand dispersal to flood-plain, shelf, and deep-sea depocenters. *Geology* 27, 559-562.
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2000. Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. *Geology* 28, 1083-1086.
- Goodbred, S.L., 2003. Response of the Ganges dispersal system to climate change: a source-to-sink view since the last interstade. *Sedimentary Geology* 162, 83–104, doi: 10.1016/S0037-0738(03)00217-3
- Goodbred, S.L., Paolo, P.M., Ullah, M.S., Pate, R.D., Khan, S.R., Kuehl, S.A., Singh, S.K., Rahaman, W., 2014. Piecing together the Ganges-Brahmaputra-Meghna River delta: Use of sediment provenance to reconstruct the history and interaction of multiple fluvial systems during Holocene delta evolution. *Geological Society of America Bulletin* 126, 1495–1510.

- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560.
- Goswami, DC., 1985. Brahmaputra River, Assam India: physiography, basin denudation and channel aggradation. *Water Res. Res.* 21, 959-978
- Gourlan, A.T., Meynadier, L., Allègre, C.J., Tapponnier, P., Birck, J.-L., Joron, J.-L., 2010. Northern Hemisphere climate control of the Bengali rivers discharge during the past 4 Ma. *Quaternary Science Reviews* 29, 2484-2498.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^{-3} - to 10^5 -year time resolution. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102, 26455-26470.
- Guillon, H., Mugnier, J.L., Buoncristiani, J.F., Carcaillet, J., Godon, C., Prud'homme, C., van der Beek, P.A., Vassallo, R., 2015. Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using ^{10}Be concentration measurements in subglacial and supraglacial sediment load of the Bossons glacier (Mont Blanc massif, France). *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 1202-1215.
- Guillot S., Pecher A., Rochette P. & Le Fort P. (1993) - The emplacement of the Manaslu granite : field and magnetic constraints. In : Treolar, P.J. & Searle M.P. (eds), "Himalayan Tectonics", Geological Society Special Publication, 74, 413-428.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11–14.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12, 213-235.
- Halley, E., 1686. An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the tropicks, with an attempt to assign the phisical cause of the said winds., *Philosophical Transactions* (1683-1775), Vol .16 p. 153-168.
- Hazarika, P., Kumar, M.R., Srijayanthi, G., Raju, P.S., Rao, N.P., Srinagesh, D., 2010. Transverse tectonics in the Sikkim Himalaya: Evidence from seismicity and focal-mechanism data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100, 1816-1822.
- Hazarika, P., Kumar, M.R., 2012. Seismicity and source parameters of moderate earthquakes in Sikkim Himalaya. *Natural Hazards* 62, 937–952, doi: 10.1007/s11069-012-0122-8.
- Hébert, R., Bezard, R., Guilmette, C., Dostal, J., Wang, C.S., Liu, Z.F., 2012. The Indus–Yarlung Zangbo ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa syntaxes, southern Tibet: First synthesis of petrology, geochemistry, and geochronology with incidences on

- geodynamic reconstructions of Neo-Tethys. *Gondwana Research* 22, 377–397, doi: 10.1016/j.gr.2011.10.013.
- Heimsath, A.M., McGlynn, R., 2008. Quantifying periglacial erosion in the Nepal high Himalaya. *Geomorphology* 97, 5–23.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V., Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 345–355.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 357–369.
- Herman, F., Copeland, P., Avouac, J.-P., Bollinger, L., Mahéo, G., Le Fort, P., Rai, S., Foster, D., Pêcher, A., Stüwe, K., Henry, P., 2010. Exhumation, crustal deformation, and thermal structure of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobarometric data and modeling of the topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115, B06407, doi: 10.1029/2008JB006126.
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature* 504, 423–426.
- Herzschuh, U., 2006. Paleo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50,000 years. *Quaternary Science Reviews* 25, 163–178.
- Heyman, J., 2014. Paleoglaciation of the Tibetan Plateau and surrounding mountains based on exposure ages and ELA depression estimates. *Quaternary Science Reviews* 91, 30–41, doi: 10.1016/j.quascirev.2014.03.018
- Hidy, A.J., Gosse, J.C., Pederson, J.L., Mattern, J.P., Finkel, R.C., 2010. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, doi: 10.1029/2010GC003084
- Hodges, K.V., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin* 112, 324–350.
- Hubert, J.F., 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy minerals assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 32, 440–450.

- Huntington, K.W., Blythe, A.E., Hodges, K.V., 2006. Climate change and Late Pliocene acceleration of erosion in the Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 252, 107-118.
- Huntley, D. J. & Lamothe, M. 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093-1106.
- 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 evidence. *Geology* 29: 1007–1010.
- Huyghe, P., Mugnier, J. L., Gajurel, A. P., 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.
- Huyghe, P., Guilbaud, R., Bernet, M., Galy, A., Gajurel, A.P., 2011. Significance of the clay mineral distribution in fluvial sediments of the Neogene to Recent Himalayan Foreland Basin (west-central Nepal). *Basin Research* 23, 332-345, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00485.x.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- Jade, S., Mukul, M., Bhattacharyya, A.K., Vijayan, M.S.M., Jaganathan, S., Kumar, A., Tiwari, R.P., Kumar, A., Kalita, S., Sahu, S.C., Krishna, A.P., Gupta, S.S., Murthy, M.V.R.L., Gaur, V.K., 2007. Estimates of interseismic deformation in Northeast India from GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters* 263, 221–234, doi:10.1016/j.epsl.2007.08.031.
- Jain, V., Sinha, R., 2003. River systems in the Gangetic plains and their comparison with the Siwaliks: a review. *Current Science* 84, 1025-1033.
- Jouanne, F., Mugnier, J.L., Gamond, J.F., Le Fort, P., Pandey, M.R., Bollinger, L., Flouzat, M., Avouac, J.P., 2004. Current shortening across the Himalayas of Nepal. *Geophys. J. Int.*, 157, 11-14
- Kar, R., Chakraborty, T., Chakraborty, C., Ghosh, P., Tyagi, A.K., Singhvi, A.K., 2014. Morpho-sedimentary characteristics of the Quaternary Matiali fan and associated river terraces, Jalpaiguri, India: Implications for climatic controls. *Geomorphology* 227, 137–152, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.05.014

- Kellett, D.A., Grujic, D., Warren, C., Cottle, J., Jamieson, R., Tenzin, T., 2010. Metamorphic history of a syn-convergent orogen-parallel detachment: The South Tibetan detachment system, Bhutan Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology* 28, 785-808.
- Kellett, D.A., Grujic, D., Coutand, I., Cottle, J., Mukul, M., 2013. The South Tibetan detachment system facilitates ultra rapid cooling of granulite-facies rocks in Sikkim Himalaya. *Tectonics* 32, 252–270, doi: 10.1002/tect.20014.
- Kellett, D., Grujic, D., Mottram, C., Mukul, M. 2014. Virtual field guide for the Darjeeling-Sikkim Himalaya, India. In: C. Montomoli, R. Carosi, R. Law, S. Singh, and S. Man Rai (Eds.), *Geological field trips in the Himalaya, Karakoram and Tibet*, *Journal of the Virtual Explorer* 47, paper 5 (<http://virtualexplorer.com.au/article/2014/344/virtual-field-guide-for-the-darjeeling-sikkim-hima>).
- Koppes, M.N., Montgomery, D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience* 2, 644-647.
- Krishna, A.P., 2005. Snow and glacier cover assessment in the high mountains of Sikkim Himalaya. *Hydrological Processes* 19, 2375–2383, doi:10.1002/hyp.5890.
- Kudrass, H.R., Hofmann, A., Dose, H., Emeis, K., Erlenkeuser, H., 2001. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 ky. *Geology* 29, 63–66.
- Kumar, S., Wesnousky, S.G., Jayangondaperumal, R., Nakata, T., Kumahara, Y., Singh, V., 2010. Paleoseismological evidence of surface faulting along the northeastern Himalayan front, India: Timing, size, and spatial extent of great earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115, B12422, doi: 10.1029/2009jb006789.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Landry, K., Coutand, I., Whipp, D. M. Jr, Grujic, D., 2014, Late Miocene-present exhumation kinematics of the Sikkim Himalaya derived from inversion of zircon (U-Th)/He and apatite fission-track ages using 3-D thermokinematic modelling, in C. Montomoli, S. Iaccarino, C. Groppo, P. Mosca, F. Rolfo, R. Carosi (Eds.), *Proceedings of the 29th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop*, Lucca, Italy, September 2-4 2014. *Journal of Himalayan Earth Sciences*, Abstract Vol., 94.
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research* 106, 26.561–26.591.
- Lave, J., Yule, D., Sapkota, S., Basant, K., Madden, C., Attal, M., Pandey, R., 2005. Evidence for a great medieval earthquake (approximate to 1100 AD) in the Central Himalayas,

- Nepal. *Science* 307, 1302–1305.
- Le Fort, P., 1975. Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science* 275, 1-44.
- Leier, A.L., DeCelles, P.G., Pelletier, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology* 33, 289–292.
- Li, C., Yang, S., 2010. Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *American Journal of Science* 310, 111-127.
- Li, G., Tian, Y., Kohn, B.P., Sandiford, M., Xu, Z., Cai, Z., 2015. Cenozoic low temperature cooling history of the Northern Tethyan Himalaya in Zedang, SE Tibet and its implications. *Tectonophysics* 643, 80-93.
- Liu, G., and Einsele, G., 1994. Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalayas. *Geologische Rundschau* 83, 32-61.
- Lombardo, B., Pertusati, P., Borghi, S., 1993. Geology and tectonomagmatic evolution of the eastern Himalaya along the Chomolungma-Makalu transect. *Geological Society, London, Special Publications* 74, 341–355.
- Lowick, S. E., Trauerstein, M. & Preusser, F. 2012. Testing the application of post IR-IRSL dating to fine grain waterlain sediments. *Quaternary Geochronology* 8, 33-40.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Lavé, J., Bouchez, J., Galy, V., Métivier, F., Gaillardet, J., Lartiges, B., Mugnier, J.-L., 2011. A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin. *Journal of Geophysical Research* 116. doi:10.1029/2010JF001947
- Lupker, M., Blard, P.-H., Lavé, J., France-Lanord, C., Leanni, L., Puchol, N., Charreau, J., Bourlès, D., 2012a. ^{10}Be -derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin. *Earth and Planetary Science Letters* 333-334, 146-156.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Galy, V., Lavé, J., Gaillardet, J., Gajurel, A.P., Guilmette, C., Rahman, M., Singh, S.K., Sinha, R., 2012b. Predominant floodplain over mountain weathering of Himalayan sediments (Ganga basin). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 84, 410–432. doi:10.1016/j.gca.2012.02.001
- Lupker, M., France-Lanord, C., Galy, V., Lavé, J., Kudrass, H., 2013. Increasing chemical weathering in the Himalayan system since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 365, 243–252. doi:10.1016/j.epsl.2013.01.038.
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W., 1992. Heavy minerals in colour. Chapman and Hall, London, 147 pp.

- Mather, A.E., 2000. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. *Geomorphology* 34, 271–289.
- Meetei, L.I., Pattanayak, S.K., Bhaskar, A., Pandit, M.K., Tandon, S.K., 2007. Climatic imprints in Quaternary valley fill deposits of the middle Teesta valley, Sikkim Himalaya. *Quaternary International* 159, 32–46, doi: 10.1016/j.quaint.2006.08.018.
- Mehrotra, G.S., Sarkar, S., Kanungo, D.P., Mahadevaiah, K., 1996. Terrain analysis and spatial assessment of landslide hazards in parts of Sikkim Himalaya. *J. Geol. Soc. India* 47, 491–498.
- Mejdahl V., 1987. Internal radioactivity in quartz and feldspar grains. *Ancient TL* 5, 10–17.
- Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215–219.
- Mitra, G., Bhattacharyya, K., Mukul, M., 2010. The Lesser Himalayan Duplex in Sikkim: Implications for variations in Himalayan shortening. *Journal of the Geological Society of India* 75, 289–301.
- Molnar, P., 2009. The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic. *GSA Today* 19, 44–45.
- Molnar, W. R. Boos, D. S. Battisti, Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 38, 77–102 (2010). doi:10.1146/annurev-earth-040809-152456
- Mouchené, M., van der Beek, P., Mouthereau, F., Carcaillet, J., 2014, Geomorphic characteristics of the Lannemezan megafan: an insight in the Late-Cenozoic evolution of the northern Pyrenean foreland (France). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 16., EGU2014-7121, 2014
- Mugnier, J.-L., Huyghe, P., Leturmy, P., Jouanne, F., 2004. Episodicity and rates of thrust-sheet motion in the Himalayas (western Nepal).
- Mugnier, J.-L., Gajurel, A., Huyghe, P., Jayangondaperumal, R., Jouanne, F., Upreti, B., 2013. Structural interpretation of the great earthquakes of the last millennium in the central Himalaya. *Earth-Science Reviews* 127, 30–47. doi:10.1016/j.earscirev.2013.09.003
- Mukul, M., 2000. The geometry and kinematics of the Main Boundary Thrust and related neotectonics in the Darjiling Himalayan fold-and-thrust belt, West Bengal, India. *Journal of Structural Geology* 22, 1261–1283.

- Mukul, M., 2010. First-order kinematics of wedge-scale active Himalayan deformation: Insights from Darjiling–Sikkim–Tibet (DaSiT) wedge. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 645–657, doi:10.1016/j.jseaes.2010.04.029.
- Mullick, M., Riguzzi, F., Mukhopadhyay, D., 2009. Estimates of motion and strain rates across active faults in the frontal part of eastern Himalayas in North Bengal from GPS measurements. *Terra Nova* 21, 410–415, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00898.x
- Murray, A. S., Wintle, A. G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* 37, 377–381.
- Myrow, P.M., Hughes, N.C., Searle, M.P., Fanning, C.M., Peng, S.-C., Parcha, S.K., 2009. Stratigraphic correlation of Cambrian–Ordovician deposits along the Himalaya: Implications for the age and nature of rocks in the Mount Everest region. *Geological Society of America Bulletin* 121, 323–332.
- Nábelek, J., Hetényi, G., Vergne, J., Sapkota, S., Kafle, B., Jiang, M., Su, H., Chen, J., Huang, B.-S., the Hi-Climb Team, 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science* 325, 1371–1374.
- Najman, Y., 2005. The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth-Science Reviews*. doi:10.1016/j.earscirev.2005.04.004
- Najman, Y., 2006. The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth-Science Reviews* 74, 1–72.
- Najman, Y., Allen, R., Willett, E.A.F., Carter, A., Barfod, D., Garzanti, E., Wijbrans, J., Bickle, M.J., Vezzoli, G., Ando, S., Oliver, G., Uddin, M.J., 2012. The record of Himalayan erosion preserved in the sedimentary rocks of the Hatia Trough of the Bengal Basin and the Chittagong Hill Tracts, Bangladesh. *Basin Research* 24, 499–519. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00540.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Niemi, N.A., Oskin, M., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Gabet, E.J., 2005. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 480–498.
- Norton, K.P., Abbuhl, L.M., Schlunegger, F., 2010. Glacial conditioning as an erosional driving force in the Central Alps. *Geology* 38, 655–658.

- Overpeck, J., Anderson, D., Trumbore, S., Prell, W., 1996. The southwest Indian Monsoon over the last 18,000 years. *Climate Dynamics* 12, 213–225.
- Owen, L.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., 2002. A note on the extent of glaciation throughout the Himalaya during the global Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 147–157.
- Owen, L.A., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in the Himalaya and Tibet. *Quaternary Science Reviews* 28, 2150–2164, doi: 10.1016/j.quascirev.2008.10.020
- Pan, G., Ding, J., Yao, D., Wang, L., 2004. Geological map of Qinghai-Xiang (Tibet) plateau and adjacent areas (1:1,500,000), Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu Cartographic Publishing House, Chengdu, China.
- Parrish, R.R., Hodges, V., 1996. Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geological Society of America Bulletin* 108, 904–911.
- Pati, P., Parkash, B., Awasthi, A.K., Acharya, V., 2011. Holocene tectono-geomorphic evolution of parts of the Upper and Middle Gangetic plains, India. *Geomorphology* 128, 148–170.
- Pepin, E., Carretier, S., Herail, G., 2010. Erosion dynamics modelling in a coupled catchment–fan system with constant external forcing. *Geomorphology* 122, 78–90.
- Pepin, E., Carretier, S., Hérail, G., Regard, V., Charrier, R., Farías, M., García, V., Giambiagi, L., 2013. Pleistocene landscape entrenchment: a geomorphological mountain to foreland field case, the Las Tunas system, Argentina. *Basin Research* 25, 613–637.
- Pin, C., Santos Zalduegui, J.F., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicates rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79–89.
- Portenga, E.W., Bierman, P.R., Duncan, C., Corbett, L.B., Kehrwald, N.M., Rood, D.H., 2015. Erosion rates of the Bhutanese Himalaya determined using in situ-produced ^{10}Be . *Geomorphology* 233, 112–126.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., Ojha, T., 2004. Landscape disequilibrium on 1000–10,000 year scales Marsyandi River, Nepal, central Himalaya. *Geomorphology* 58, 223–241, doi: 10.1016/j.geomorph.2003.07.002
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 92, 8411–8425.
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature* 360.

- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- Preusser, F., Kasper, H. U., 2001. Comparison of dose rate determination using high-resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Ancient TL* 19, 17-21.
- Puchol, N., Lavé, J., Lupker, M., Blard, P.-H., Gallo, F., France-Lanord, C., 2014. Grain-size dependent concentration of cosmogenic ^{10}Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed. *Geomorphology* 224, 55-68.
- Rahaman, W., Singh, S.K., Sinha, R., Tandon, S.K., 2009. Climate control on erosion distribution over the Himalaya during the past ~ 100 ka. *Geology* 37, 559–562.
- Rao, M.B.R., 1973. The subsurface geology of the Indo-Gangetic plains, *Journal of the Geological Society of India* 14, 217-242.
- Ray, Y., Srivastava, P., 2010. Widespread aggradation in the mountainous catchment of the Alaknanda–Ganga River System: timescales and implications to Hinterland–foreland relationships. *Quaternary Science Reviews* 29, 2238-2260.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117–122.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Mitchell, S.G., Montgomery, D.R., 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature* 426, 645-647.
- Réveillon, S., Hureau-Mazaudier, D., 2009. Improvements in Digestion Protocols for Trace Element and Isotope Determinations in Stream and Lake Sediment Reference Materials (JSd-1, JSd-2, JSd-3, JLk-1 and LKSD-1). *Geostandards and Geoanalytical Research* 33, 397–413.
- Richards, A., Argles, T., Harris, N., Parrish, R., Ahmad, T., Darbyshire, F., Draganits, E., 2005. Himalayan architecture constrained by isotopic tracers from clastic sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 773–796. doi:10.1016/j.epsl.2005.05.034
- Robert, X., 2008. Séquence d'activité des failles et dynamique du prisme himalayen: apports de la thermochronologie et de la modélisation numérique. Université Joseph-Fourier-Grenoble I.

- Robert, X., van der Beek, P., Braun, J., Perry, C., Dubille, M., Mugnier, J.-L., 2009. Assessing Quaternary reactivation of the Main Central thrust zone (central Nepal Himalaya): New thermochronologic data and numerical modeling. *Geology* 37, 731–734.
- Robert, X., van der Beek, P., Braun, J., Perry, C., Mugnier, J.-L., 2011. Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya: Insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling. *J. Geophys. Res.* 116, B05202, doi: 10.1029/2010JB007893.
- 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, 507–521.
- Roe, G.H., 2005. Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 645–671.
- Rohrmann, A., Kapp, P., Carrapa, B., Reiners, P.W., Guynn, J., Ding, L., Heizler, M., 2012. Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45 Ma. *Geology* 40, 187–190.
- Rowley, D.B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 145: 11–13,
- Roy, N.G., Sinha, R., Gibling, M.R., 2012. Aggradation, incision and interfluvial flooding in the Ganga Valley over the past 100,000 years: Testing the influence of monsoonal precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 356–357, 38–53.
- Sapkota, S.N., Bollinger, L., Klinger, Y., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Tiwari, D., 2013. Primary surface ruptures of the great Himalayan earthquakes in 1934 and 1255: *Nature Geoscience* 6, 71–76, doi: 10.1038/ngeo1720.
- Scherler, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2014. Tectonic control on ^{10}Be -derived erosion rates in the Garhwal Himalaya, India. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 83–105.
- Schlunegger, F., Norton, K.P., 2013. Water versus ice: The competing roles of modern climate and Pleistocene glacial erosion in the Central Alps of Switzerland. *Tectonophysics* 602, 370–381.
- Schulte-Pelkum, V., Monsalve, G., Sheehan, A., Pandey, M.R., Sapkota, S., Bilham, R., Wu, F., 2005. Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature* 435, 1222–1225.
- Schulz, H., von Rad, U., Erlenkeuser, H., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years, *Nature*, 393, 54–57.

- Schwanghart, W., Kuhn, N.J., 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling & Software* 25, 770–781, doi:10.1016/j.envsoft.2009.12.002
- Searle, M.P., Simpson, R.L., Law, R.D., Parrish, R.R., Waters, D.J., 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal–South Tibet. *Journal of the Geological Society* 160, 345–366.
- Searle, M.P., Szulc, A.G., 2005. Channel flow and ductile extrusion of the high Himalayan slab – the Kangchenjunga-Darjeeling profile, Sikkim Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 173–185.
- Singh, H., Parkash, B., Gohain, K., 1993. Facies analysis of the Kosi megafan deposits. *Sedimentary Geology* 85, 87–113.
- Singh, S.K., Rai, S.K., Krishnaswami, S., 2008. Sr and Nd isotopes in river sediments from the Ganga Basin: Sediment provenance and spatial variability in physical erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113, F03006, doi: 10.1029/2007JF000909.
- Sinha, R., Friend, P.F., 1994. River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, Northern Bihar, India. *Sedimentology* 41, 825–845.
- Sinha, R., 2009. The great aluvion of Kosi on 18 August 2008. *Current Science* 97, 429–433.
- Srivastava, P., Singh, I., Sharma, M., Singhvi, A., 2003. Luminescence chronometry and Late Quaternary geomorphic history of the Ganga Plain, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 197, 15–41, doi: 10.1016/S0031-0182(03)00384-5
- Stange, K.M., van Balen, R., Carcaillet, J., Vandenberghe, J., 2013. Terrace staircase development in the Southern Pyrenees Foreland: Inferences from ^{10}Be terrace exposure ages at the Segre River. *Global and Planetary Change* 101, 97–112. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.12.007
- Stanistreet, I.G., McCarthy, T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85, 155–133.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23759.
- Thiede, R.C., Arrowsmith, J.R., Bookhagen, B., McWilliams, M.O., Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2005. From tectonically to erosionally controlled development of the Himalayan orogen. *Geology* 33, 689–692.

- Thiede, R.C., Bookhagen, B., Arrowsmith, J.R., Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2004. Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 791-806.
- Thiede, R.C., Ehlers, T.A., 2013. Large spatial and temporal variations in Himalayan denudation. *Earth and Planetary Science Letters* 371-372, 278-293.
- Trauerstein, M., Lowick, S., Preusser, F., Rufer, D., Schlunegger, F., 2012. Exploring fading in single grain feldspar IRSL measurements. *Quaternary Geochronology* 10, 327-333.
- Trauerstein, M., Lowick, S. E., Preusser, F. & Schlunegger, F. 2014: Small aliquot and single grain IRSL and post-IR IRSL dating of fluvial and alluvial sediments from the Pativilca valley, Peru. *Quaternary Geochronology* 22, 163-174.
- Tsukamoto, S., Asahi, K., Watanabe, T., Rink, W.J., 2002. Timing of past glaciations in Kanchenjunga Himal, Nepal by optically stimulated luminescence dating of tills. *Quaternary International* 97, 57–67.
- Upreti, B.N., 1999, An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 17, p. 577-606.
- Valdiya, K.S., 1976. Himalayan transverse faults and folds and their parallelism with subsurface structures of North Indian plains. *Tectonophysics* 32, 353–386.
- van der Beek, P.A., Champel, B., Mugnier, J.L., 2002. Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault-propagation folding. *Geology* 30, 471-474.
- Van der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J.-L., Bernet, M., Huyghe, P., Labrin, E., 2006. Late Miocene - Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal: Recent exhumation of the central Himalaya. *Basin Research* 18, 413–434. doi:10.1111/j.1365-2117.2006.00305.x
- van Rijn, L. C. (1984b), Sediment transport part II: Suspended load transport, *J. Hydraul. Eng.*, 110, 1613–1641, doi:10.1061/(ASCE)0733-9429 (1984)110:11(1613).
- Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., 2003. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 273-288.
- Vernant, P., Bilham, R., Szeliga, W., Drupka, D., Kalita, S., Bhattacharyya, A.K., Gaur, V.K., Pelgay, P., Cattin, R., Berthet, T., 2014. Clockwise rotation of the Brahmaputra Valley relative to India: Tectonic convergence in the eastern Himalaya, Naga Hills, and Shillong Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 6558–6571. doi: 10.1002/2014JB011196

- Vermeesch, P., 2007. Quantitative geomorphology of the white mountains (California) using detrital apatite fission track thermochronology. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112 (F3) <http://dx.doi.org/10.1029/2006JF000671>.
- Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44, 4, 409-410
- Vincent, K., Chadwick, O.A., 1994. Synthesizing bulk density for soils with abundant rock fragments. *Soil Science Society of America Journal* 58, 455–464.
- Viveen, W., van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal-Romani, J.R., 2012. Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. *Tectonophysics* 544-545, 13–30, doi: 10.1016/j.tecto.2012.03.029
- von Blanckenburg, F., 2006. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 224-239.
- Wallinga, J., Murray, A. & Wintle, A. 2000: The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements* 32, 529-533.
- Weber, M.E., Wiedicke, M.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25, 315–318.
- Webster, P.J., Chou, L.C., 1980. Seasonal structure of a simple monsoon system. *Journal of the atmospheric sciences*, Vol 37
- Wells, N.A., Dorr, J.A., 1987. Shifting of the Kosi river, northern India. *Geology* 15, 204–207.
- West, A.J., Hetzel, R., Li, G., Jin, Z., Zhang, F., Hilton, R.G., Densmore, A.L., 2014. Dilution of ^{10}Be in detrital quartz by earthquake-induced landslides: Implications for determining denudation rates and potential to provide insights into landslide sediment dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 396, 143-153.
- Whipp, D.M., Jr., Ehlers, T.A., Braun, J., Spath, C.D., 2009. Effects of exhumation kinematics and topographic evolution on detrital thermochronometer data. *Journal of Geophysical Research* 114, F04021, doi:10.1029/2008JF001195.
- Whipple, K.X., Snyder, N.P., Dollenmayer, K., 2000. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology* 28, 835-838.
- Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience* 2, 97-104.

- Whipple, K.X., 2014. Can erosion drive tectonics? *Science* 346, 918-919.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* 104, 28957-28981.
- Willett, S.D., Brandon, M.T., 2013. Some analytical methods for converting thermochronometric age to erosion rate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 209–222, doi: 10.1029/2012GC004279.
- Wintle, A. G., Murray, A. S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369-391.
- Wobus, C.W., Hodges, K.V., Whipple, K.X., 2003. Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front? *Geology* 31, 861-864.
- Wobus, C.W., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N.P., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise and pitfalls, in: Willett, S., Hovius, N., Brandon, M., Fisher, D. (Eds.), *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*. Geological Society of America Special Paper 398, 55-74.
- Wobus, C.W., Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2010. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision? *Journal of Geophysical Research* 115, F04008, doi: 10.1029/2009jf001562.
- Wu, C., Nelson, K.D., Wortman, G., Samson, S.D., Yue, Y., Li, J., Kidd, W.S.F., Edwards, M.A., 1998. Yadong cross structure and South Tibetan Detachment in the east central Himalaya (89°–90°E). *Tectonics* 17, 28-45.
- Wulf, H., Bookhagen, B., Scherler, D., 2010. Seasonal precipitation gradients and their impact on fluvial sediment flux in the Northwest Himalaya. *Geomorphology* 118, 13-21.
- Yin, A., 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science Reviews* 76, 1-131.
- Zander, A., Degering, D., Preusser, F., Kasper, H. U.Brückner, H. 2007, Optically stimulated luminescence dating of sublittoral and intertidal sediments from Dubai, UAE: Radioactive disequilibria in the uranium decay series. *Quaternary Geochronology* 2, 123-128.
- Zhao, W., Nelson, K.D., Project INDEPTH Team, 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature* 366, 557-559

Liste des figures

<i>Figure 1 : Relations entre tectonique, climat et érosion. Modifié d'après Beaumont et al, 1999.</i>	15
<i>Figure 2 : Schéma simplifié d'un système de dépôt typique des bassins d'avant-pays basé sur les systèmes alluviaux des plaines de l'Himalaya et des Andes : d'après DeCelles et Cavazza (1998). Une alternance de mégafans et d'interfans se développe au front de la chaîne. Les dépôts proximaux sont caractérisés par un matériau grossier et les parties distales par des dépôts plus fins.</i>	20
<i>Figure 3 : Déviation du réseau de drainage des rivières par l'augmentation latérale de la topographie résultant du développement du Main Boundary Thrust (MBT) ; d'après Gupta., 1997.</i>	21
<i>Figure 4 : Rapport des aires des fans et mégafans dans le monde et de leurs sources respectives. Pour les mégafans himalayens : d'après Sinha et Friend (1994) ; Chakraborty et al., 2010 et cette étude. Pour les autres fans, d'après Dade et Verdeyen (2007) et les sources contenus dans leur article.</i>	22
<i>Figure 5 : Image satellite du sous-continent indien et de l'Asie centrale. La chaîne himalayenne est constituée de l'ensemble des reliefs de la ceinture nord indienne. Elle est drainée par 3 grands fleuves : L'Indus, le Gange et le Brahmapoutre qui se jettent respectivement dans la Mer d'Arabie et le Golfe du Bengale.</i>	31
<i>Figure 6 : Position moderne et saisonnière (Janvier et Juillet) de la Zone de Convergence Inter Tropicale d'après Allen et Armstrong (2012) et Kalnay et al. (1996).</i>	33
<i>Figure 7 : a. et b. Concept thermique à l'origine de la mousson d'après Halley (1686). Les flèches représentent la circulation atmosphérique résultant en cellules de haute et basse pression alternativement sur le continent et l'océan. c. Exemple de circulation de vents lors de la mousson d'été. Le trait en gras représente la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale) ; Les traits fins correspondent à des isobares; BP= Basse pression ; Les flèches indiquent la direction des vents principaux.</i>	34
<i>Figure 8 : A. Moyenne des précipitations annuelles le long de l'Himalaya enregistrées de 1998 à 2007 par la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM 2B31), d'après Bookhagen et Burbank (2010).</i>	35
<i>Figure 9 : Relief (en rouge), topographie (en noir) et précipitations (en bleu) moyennes annuelles enregistrées de 1998 à 2005 (TRMM) du Népal central (à gauche), du Sikkim occidental (au centre) et du Bhoutan occidental (à droite) d'après Bookhagen et Burbank (2006, clip 13, 16 et 17).</i>	36
<i>Figure 10 : Variations de la salinité et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ issues du Nord du golfe du Bengale ; d'après Kudrass et al., 2001.</i>	37
<i>Figure 11 : Géologie générale et simplifiée de la chaîne himalayenne ; d'après Galy (1999) et Robert (2008).</i>	39
<i>Figure 12 : Carte représentant les mégafans himalayens modernes de la plaine du Gange (en blanc) et leur bassin versant (en orange), modifiée d'après Chelalou (2011). Le mégafan de la Tista est le mégafan le plus oriental, et possède un petit bassin versant (en rouge). La rivière de la Tista prend ses sources dans le Sikkim (Inde) et se jette dans le Brahmapoutre.</i>	41
<i>Figure 13 : Le bassin versant de la Tista depuis sa source à la confluence avec le Brahmapoutre. Les stations de jaugeage où ont été mesurés les valeurs de débit sont représentées par des carrés noirs. Les lignes noires délimitent les différents lobes du mégafan tels que distingués par Chakraborty et Gosh (2010 ; voir section III).</i>	43

Figure 14 : Flux annuels de Matière en Suspension pour le bassin du Gange et du Brahmapoutre exprimés en 10^6 t/an ; d'après les données de Galy (1999) et ses références. Sous le flux de MES est indiqué le pourcentage non normalisé d'apport en MES pour la rivière principale, c'est-à-dire le Gange ou le Brahmapoutre.....	46
Figure 15 : Profil d'altitude de la Tista et de deux affluents majeurs drainant le massif du Kangchenjunga : la Zému et la Rangit. Sur la droite, le réseau hydrographiques simplifié du Sikkim.	47
Figure 16 : a. Relief, topographie et précipitations moyennes annuelles de la région du Sikkim modifié d'après Bookhagen et Burbank (2006). Les points indiquent l'altitude et les précipitations moyennes des bassins versants échantillonnées et décrits dans le chapitre X et des bassins versants échantillonnés. b. Coupe géologique du Sikkim modifiée d'après Kellet et al., (2013).	49
Figure 17 : Répartition des précipitations modernes au Sikkim. Les lignes noires délimitent les bassins versants échantillonnés et décrits dans le chapitre X.....	50
Figure 18 Géologie du Sikkim ; modifiée d'après Kellet et al. (2014). Les accidents tectoniques (traits rouges) et les différentes unités lithotectoniques sont représentés. Les lignes noires correspondent au bassin et sous-bassins versants du Sikkim échantillonnés.	51
Figure 19 : Photos du mégafan et de la Tista. a) Photo prise sur la surface du mégafan à environ 6 km de l'apex. On voit les dépôts incisés du mégafan sur la gauche de la photo. Le lit de la Tista est constitué de bancs de galets et d'îlots sableux. Les 2 rectangles noirs indiquent le lieu de prises des photos b. et c. b) Zoom sur les dépôts incisés du mégafan mettant à l'affleurement des dépôts essentiellement sableux. En bas à droite de la photo, un groupe de personne permet d'estimer la taille de l'affleurement (40-50m). c) Photo au front de la chaîne du lit de la Tista essentiellement constitué de galets. Le sac à dos en bas à gauche de l'image sert d'échelle.	54
Figure 20 : Le bassin versant de la Tista depuis sa source à la confluence avec le Brahmapoutre. Les lignes fines noires délimitent les différents lobes du mégafan tels que distingués par Charkraborty et Gosh (2010) et les lignes épaisses, les différents bassins versants échantillonnés au Sikkim ; Les encadrés de couleurs correspondent aux analyses effectuées. A gauche, un log sédimentaire représentant les dépôts du mégafan.	63
Figure 21: Overview of the study area in the Sikkim Himalaya, NE India. Elevation draped over shaded relief map (derived from the SRTM 90-m resolution topographic dataset) showing the Tista River catchment, sample locations and sampled tributary catchments. Inset shows location of the studied area (black box) ; white box shows topographic swath used in Figure 26.....	88
Figure 22: Characteristics of the study area. a) Geological map after Kellet et al (2014). b) Mean annual rainfall after Bookhagen and Burbank (2006). c) Distribution of normalized channel steepness (k_{sn}) values for the main rivers in Sikkim. Also shown are the major faults d) Modern glacier extent after Krishna (2005), terminus altitude of glaciers during the Last Glacial Maximum (LGM) after Asahi (2010) and distribution of k_{sn} values for the main rivers in Sikkim. Outlines of sampled catchments are indicated on all four maps.	91
Figure 23 : Cumulative frequency distributions of individual apatite fission-track detrital grain ages for each sample.....	100
Figure 24 : Maps of a) long-term exhumation rates derived from detrital apatite fission-track data and b) short-term erosion rates from ^{10}Be cosmogenic nuclides for catchments in the Sikkim Himalaya. Note different scales for exhumation/erosion rates	101
Figure 25 : : Exhumation/erosion rates plotted against (from top to bottom) mean elevation, mean slope, mean annual precipitation and normalized channel steepness index for all	

sampld catchments. The only significant correlation (at $\alpha = 0.05$) between millennial erosion rate and average normalized channel steepness index is indicated.	106
Figure 26 : North-south transect across the Sikkim Himalaya showing (cf Figure 21 for location: a) distribution of AFT-derived long-term catchment-averaged exhumation rates; b) distribution of ^{10}Be -derived millennial catchment-averaged erosion rates; c) swath profiles of topography (black), relief (red) and precipitation (blue; after Bookhagen and Burbank, 2006). Shaded areas denote $\pm 2\sigma$ ranges. Blue circles and black crosses show catchment-averaged rainfall and elevation of analysed catchments, respectively. d) Geological cross-section modified after Kellett et al. (2013); geometry of Main Himalayan Thrust (MHT) from Acton et al. (2011). Key – main structures: MFT: Main Frontal Thrust; MBT: Main Boundary Thrust; MCT: Main Central Thrust; RD: Rangit Duplex; STD: South Tibetan Detachment. Litho-tectonic units: yellow (Sw): Siwaliks; dark green: Upper Lesser Himalayan Sequence; light green (LHS): Lower Lesser Himalayan Sequence; pale beige: MCT Zone; orange (GHS): Greater Himalayan Sequence; blue: Tethyan Sedimentary Series.	109
Figure 27 : Overview of the study area in the Sikkim Himalaya and in West-Bengal (NE India). Map showing the Tista River catchment, the Tista megafan as described by Chakraborty and Gosh (2010), the mean tectonic structures in Sikkim, and sampling site locations. Inset shows location within Indian subcontinent.	123
Figure 28 : Site 1: terraces in hinterland. a. Satellite view of the studied area. Terraces surfaces are represented with their surface elevation. b. Picture of the studied area taken from the southern part of (a). c. Picture of the terrace T3s, which is composed of a sandy layer in its upper part, where we collected the IRSL sample. d. Picture of the terrace T2s where we made the TCN depth profile. e. Picture of the lower terrace T1s, where we made the TCN depth profile.....	134
Figure 29 : Dose response curves of sample SIK 6 for a. Single Aliquot (SA) and b. Single Grain (SG).....	135
Figure 30 : Terrace and GPS profiles. a. Satellite picture of the apex of the Tista megafan. Colors correspond to the GPS profiles and reported in (b). b. GPS elevation profiles. Data measured were projected on the river profile (N 135°E)	139
Figure 31 : Proximal fan (Site 2 – profile CH). a. Picture of the outcrop where we collected both OSL and ^{10}Be samples. On the right top corner, an overview of the studied area. b. Sedimentary log of the outcrop with OSL and ^{10}Be samples and ages. c. Monte Carlo simulation results for the T3 CH concentration-depth profile (cf. Table 4) as obtained from the ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). Profile (centre) shows the ^{10}Be concentrations of the samples (small dots) and their associated uncertainties (box plots). The blue line shows the Monte Carlo simulation's best-fit ^{10}Be production curve (solid line) corresponding to the presented ^{10}Be exposure age of S_w . The centre profile shows all 1000 depth-profile solutions (red lines) for the applied parameter solution spaces (cf. text section 4.2.1). The right graphics show the Monte Carlo based frequency for exposure age, erosion rate and ^{10}Be inheritance concentrations.....	141
Figure 32 : Site 3. a. Schematic view of the studied area with the different levels of terraces, their mean elevation, and the IRSL and TCN depth profiles. b. Picture of the terrace T2 _E . Blue dots correspond to the ^{10}Be samples analysed. c. Picture of the terrace T3 _E . Yellow star corresponds to the IRSL sample analysed.....	142
Figure 33 : Eastern distal fan (Site 4 - Profile Br). a. Picture of the outcrop where we collected both OSL and ^{10}Be samples. On the left top corner, an overview of the studied area. b. Concentration-depth profile (cf. Table 4). Profile shows the ^{10}Be concentrations of the sample (small dots) and their associated uncertainties (box plots).	145

Figure 34 : Western distal fan (Site 5 - Profile DL). a. Picture of the outcrop where we collected both OSL and ^{10}Be samples with an overview of the studied area in the left top corner. b. Monte Carlo simulation results for the T3 DL concentration-depth profile (cf. Table 4) as obtained from the ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). Profile (centre) shows the ^{10}Be concentrations of the samples (small dots) and their associated uncertainties (box plots). The blue line shows the Monte Carlo simulation's best-fit ^{10}Be production curve (solid line) corresponding to the presented ^{10}Be exposure age of the terrace DL. The centre profile shows all 1000 depth-profile solutions (red lines) for the applied parameter solution spaces (cf. text, section 4.3.2). The right graphics show the Monte Carlo based frequency for exposure age, erosion rate and ^{10}Be inheritance concentrations.	147
Figure 35 : Eastern distal megafan (Site 6) . Two OSL samples were collected in this sandy terrace at 1.55 (TST-52) and 2.3 m (TST-53) below the surface and give very recent ages: 0.7 ± 0.1 and 0.8 ± 0.1 ka respectively.	148
Figure 36 : Aggradation and incision phases during the last 50 ka recorded in this study and documented in the literature (from left to right, Kar et al., 2014, Roy et al., 2012, Roy and Srivastava, 2010). We compare these results with the last glacial maximal advanced as recorded by Tsukamoto et al. (2012) in the western side of the Kangchenjunga, paleoclimate proxies from the Bengal fan (Kudrass et al., 2001), and strong monsoonal precipitations events from Van Campo and Gasse, 1993; Gasse et al., 1996; Overpeck et al. 1996; Demske et al., 2009). Yellow and blue dots respectively correspond to the IRSL ages and ^{10}Be exposure ages and their associated uncertainties. Grey boxes indicate the hypothetic aggradation time of the terraces and fan deposits.	156
Figure 37 : Overview of the study area in the Sikkim Himalaya and West Bengal (NE India) showing the Tista River catchment, sample locations and sampled tributary catchments. Inset shows location within Indian subcontinent. Geological map after Kellet et al (2014). Boundary of the Tista megafan after Chakraborty and Gosh (2010). Sedimentary log and chronological constraints on exposed sediments in the apex of the megafan after Abrahami et al. (in prep).	169
Figure 38 : a. Bulk petrography of sediments from the Tista megafan and modern Tista River. Lc=carbonate lithic fragments. Q= Quartz. F = Feldspar. Himalayan domains from Garzanti et al 2004. Provenance from Dickinson (1985). B. Heavy mineral compositions of these samples.	177
Figure 39 : : Sr and Nd isotopic compositions of the silicate fraction of modern river sands from Sikkim and Tista apex megafan deposits, compared to fields of major Himalayan lithotectonic units (from Parrish and Hodges, 1996; Ahmad et al., 2000; Robinson et al., 2001; Richards et al., 2005). GHS: Greater Himalayan Sequence; LHS: Lesser Himalayan Sequence; TSS: Tethyan Sedimentary Sequence.	179
Figure 40 : a. Log of the Tista megafan apex with sample locations. b. Variations in ϵ_{Nd} compositions of Tista megafan deposits with depth. In addition to minor fluctuations, a large excursion to very negative ϵ_{Nd} compositions is observed at ~21 m depth. c. Average metamorphic rank of rock fragments in each sample as expressed by the Metamorphic Index (MI; Garzanti and Vezzoli, 2003).	180
Figure 41 : Si-Al-Fe- H_2O^+ chemical composition of modern river sediments (red dots: our data; red squares: downstream Tista River data from Galy, 1999) and Tista megafan sediments (black dots). Inset in a. shows hydraulic sorting effect on the Si-Al-Fe system on our data compared to himalayan rivers data compiled by Lupker et al., 2013. b. and c. show the degree of weathering on the sediments. Strong $\text{H}_2\text{O}^+/\text{Si}$ and weak K/Si ratios correspond to a high degree of weathering.	182

Figure 42 : Provenance of Tista megafan deposits and modern Sikkim river sands determined from the rank of metamorphic rock fragments (MI) and ϵ_{Nd} compositions. Our results are compared to fields of major Himalayan lithotectonic units (MI from Garzanti et al. 2004; ϵ_{Nd} compositions from Parrish and Hodges, 1996; Ahmad et al., 2000; Robinson et al., 2001; Richards et al., 2005).....	183
Figure 43 : Variations in ϵ_{Nd} compositions with time for Tista megafan deposits (a). To compare with our data, ϵ_{Nd} compositions of alluvial (b) and marine sediments (c) are also plotted (b. Rahaman et al., 2009, c. in green, Galy et al., 2010 and Lupker et al., 2013). d and e) $\delta^{18}O$ and sea-surface salinity variations in the northern Bay of Bengal from Kudrass et al. (2001) indicate variations in regional temperature and precipitation, respectively.	189
Figure 44 : K/Si vs. H_2O^+/Si for all samples; H_2O^+/Si vs. modern erosion rate for modern Sikkim river sands.	190
Figure 45 : Evolution of K/Si and H_2O^+/Si with time for sediments in the Tista Megafan deposits. The composition of river sediments from the modern Himalayan system (average and 1 st –3 rd quartile range) is also plotted for comparison with the sediment record. The Bay of Bengal sea surface salinity (Kudrass et al., 2001) is shown as a proxy for the Ganga and Brahmaputra continental runoff.	191

Liste des tables

- Table 1 :** Sample and catchment characteristics. ^a: Catchment-wide annual rainfall determined from Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data (Bookhagen and Burbank, 2006). ^b: Abbreviations of litho-tectonic units: TSS: Tethyan Sedimentary Series, GHS= Greater Himalayan Sequence, MCTZ= Main Central Thrust Zone, LHS=Lesser Himalayan Sequence, Sw= Siwaliks.....**Erreur ! Signet non défini.**
- Table 2 :** Detrital apatite fission-track data from modern river samples in the Sikkim Himalaya and derived long-term exhumation rates.**Erreur ! Signet non défini.**
- Table 3 :** ¹⁰Be analytical data and derived millennial erosion rates.**Erreur ! Signet non défini.**
- Table 4 :** Correlation matrix between catchment-wide exhumation/erosion rates and catchment-averaged elevation, slope, precipitation, and normalized channel steepness index (k_{sn}). Linear correlation coefficients R^2 are reported**Erreur ! Signet non défini.**
- Table 5 :** Sample characteristics. ^a: Sample ID corresponds to the name of the IRSL and TCN depth profiles samples. For the TCN profiles, a letter or number are added to complete the name of the sample (for example: SIK 5-A, SIK 5-B). ^b: The number of samples used to obtained a surface exposure age, in each TCN profile. ^c: Depth of sampling for IRSL samples and range of sampling for ¹⁰Be samples..... 128
- Table 6 :** Radionuclide concentrations, measured water contents and calculated dose rates 136
- Table 7 :** Resulting g-values, raw and corrected IRSL ages..... 136
- Table 8 :** ¹⁰Be analytical data and derived surface exposure ages. ^a Production rates calculated from a Sea Level High Latitude (SLHL) production rate of 3.9 ± 0.1 according to the most recent calibration by Heyman (2014; cf. <http://hess.ess.washington.edu/math/>) and the altitudinal / latitudinal scaling scheme of Stone (2000) with an attenuation length of 160 g/cm^2 for neutron-induced spallation, which represents 97,5% of the surface production of ¹⁰Be (Heisinger et al., 2002). ^b In-situ produced cosmogenic nuclide concentrations are calculated from sample mass and ¹⁰Be/⁹Be ratios, normalized to standard NIST 4325 with a ¹⁰Be/⁹Be value of 2.79×10^{-11} . The subtracted average laboratory process blank ¹⁰Be/⁹Be ratio is 4.9×10^{-15} . ^d Exposure ages are based on an assumed rock density of 2.2 g.cm^{-3} 138
- Table 9 :** IRSL and exposure ages, and sedimentation and incision rates used in this study. ^a: Best-fit terrace ¹⁰Be exposure ages for Sw and DL profiles inverted using the Hidy et al. (2010) code. Others ages are calculated by the online Cronus calculator. ^b: Best-fit terrace ¹⁰Be inheritance for profiles inverted using the Hidy et al. (2010) code. ^c: Best-fit terrace surface erosion rates profiles inverted using the Hidy et al. (2010) code. ^d: Incision rates are calculated from surface exposure ages and river channel elevations. ^e: Sedimentation rates are calculated from IRSL ages and are valid between sampling depth and the surface.\$ 152
- Table 10 :** Sample and catchment characteristics. ^a: Abbreviations of litho-tectonic units: TSS: Tethyan Sedimentary Series, GHS= Greater Himalayan Sequence, MCTZ= Main Central Thrust Zone, LHS=Lesser Himalayan Sequence, Sw= Siwaliks. ^b: Abbreviations of analyses : P= Petrography, I= Isotopy (Nd and Sr), Cc=Chemical composition (Major and trace elements)..... 174
- Table 11 :** Budget calculation of ¹⁰Be-fluxes, normalized concentrations and erosion rates (e.g., Delunel et al., 2014; Vance et al., 2003). ^a Percentage of quartz in the sample (β), determined by weighing the sample before and after the quartz purification stage. ^b Flux

corresponds to the erosion rates (ϵ) $\times$ the drainage area (A) ^c ¹⁰Be-fluxes are calculated following the equation: $^{10}\text{Be-flux} = C_i \times \beta_i \times \epsilon_i \times A_i$; where C corresponds to the ¹⁰Be concentration and the subscript i denotes a sample. ^d The normalized ¹⁰Be concentration (C_n) is calculated following the equation: $C_n = \Sigma(^{10}\text{Be-flux}) / \Sigma(\epsilon_i \times A_i \times \beta_i)$ $C_n = \Sigma(C_i \times \beta_i \times \epsilon_i \times A_i) / \Sigma(\epsilon_i \times A_i \times \beta_i)$ ^e: The normalized erosion rate is calculated following the equation: $\epsilon_i = ((P_i / C_i) - (\ln 2 / t_{1/2})) \times \lambda_i / d_i$ P_i corresponds to the surface ¹⁰Be-production of sample i, $t_{1/2}$ is the ¹⁰Be half-life (1.36 Ma), λ_i the absorption mean free path length (160 g.cm⁻²) and d_i the density of the eroded rocks.....**Erreur ! Signet non défini.**

- Table 12** : Details on sediment petrography and heavy-mineral composition. Q = quartz; F = feldspars; L = lithic fragments (Lithic categories: Lms = metasedimentary, Lmv= metavolcanic; Lmf= metapelite, metapsammite and metafelsite, Lmb mafic, metabasite); Metamorphic Indices (MI, MI*). HMC= the volume percentage of total heavy minerals; (ZTR= sum of zircon, tourmaline and rutile over total transparent heavy minerals; HCI= Hornblende Colour Index; MMI= Metasedimentary Mineral Index; Sil. Index= Sillimanite Index; tHMC= the volume percentage of transparent heavy minerals 261
- Table 13** : Sr and Nd isotope compositions of modern river sands from Sikkim and megafan deposits 263
- Table 14** : Chemical composition for major and trace elements of the modern river sands from Sikkim and Tista megafan deposits 264
- Table 15** : Budget calculation of Nd-fluxes, normalized ϵNd value and TSS surface needed to reconstruct ϵNd values measured in the Tista megafan deposits. ^a: Abbreviations of litho-tectonic units: TSS: Tethyan Sedimentary Series, GHS= Greater Himalayan Sequence, MCTZ= Main Central Thrust Zone, LHS=Lesser Himalayan Sequence, Sw= Siwaliks. ^b: We consider catchment-average erosion rates calculated from cosmogenic ¹⁰Be concentrations in the same samples by Abrahams et al. (submitted) but reduced the catchment-average erosion rates for samples collected in area affected by landslides (SIK-09; SIK-16). For the missing area in Sikkim, we use a weighted average erosion rate for each litho-tectonic unit. ^c: ϵNd value were calculating assuming a spatially constant erosion rates within Sikkim. ^d: ϵNd value were calculating considering catchment-average erosion rates calculated from cosmogenic ¹⁰Be concentrations in the same samples by Abrahams et al. (submitted). ^e: Approximate surface of TSS actually drained by the Kosi River North to Sikkim ^f: Nd concentration and ϵNd value from Robinson et al. (2001). 265

Annexes

I. Annexe : Budget calculation of ^{10}Be fluxes, normalized concentrations and erosion rate	252
II. Annexe : IRSL dating of Tista megafan	253
II.1. Measurement protocols.....	254
II.2. Dose recovery tests.....	255
II.3. Fading of the IRSL signal.....	256
II.4. Results and discussion	256
III. Annexe : High-resolution petrographic and heavy-mineral analysis of Tista Megafan deposits	259
III.1. METHODS.....	259
III.2. RESULTS	260
IV. ANNEXE: Sr and Nd isotope compositions of the modern river sands from Sikkim and Tista megafan deposits	263
V. ANNEXE : Chemical compositions (Major- and trace-elements) of the Tista Megafan and modern river sands in Sikkim	264
VI. ANNEXE : Nd composition : Budget calculations	265

I. Annexe : Budget calculation of ^{10}Be fluxes, normalized concentrations and erosion rate

Sample ID	Quartz content ^a	Flux ^b ($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$)	Min flux ^b ($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$)	Max flux ^b ($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$)	^{10}Be flux ^c (at/yr)	Min ^{10}Be flux ^c (at/yr)	Max ^{10}Be flux ^c (at/yr)	$E \times A \times \%Qz$ (m^3/yr)	$E_{\text{min}} \times A \times \%Qz$ (m^3/yr)	$E_{\text{max}} \times A \times \%Qz$ (m^3/yr)	Normalized ^{10}Be concentration ^d (at/g)	Normalized min ^{10}Be concentration ^d (at/g)	Normalized max ^{10}Be concentration ^d (at/g)	Normalized erosion rate ^e (mm/yr)	Normalized min erosion rate ^e (mm/yr)	Normalized max erosion rate ^e (mm/yr)
SIK 10	0.59	1.46	1.28	1.70	3.97×10^{16}	2.99×10^{16}	5.28×10^{16}	861848	756410	1003962	-	-	-	-	-	-
SIK 11	0.39	0.70	0.65	0.77	2.92×10^{16}	2.49×10^{16}	3.44×10^{16}	274517	255107	299473	-	-	-	-	-	-
SIK 12	0.49	1.40	1.30	1.52	4.84×10^{16}	4.13×10^{16}	5.67×10^{16}	684991	635354	744555	-	-	-	-	-	-
SIK 16	0.62	3.37	2.91	3.98	3.01×10^{16}	2.20×10^{16}	4.11×10^{16}	2086988	1806141	2469522	-	-	-	-	-	-
Weighted average of SIK 10-12, 16	-				1.47×10^{17}	1.18×10^{17}	1.85×10^{17}	3908344	3453011	4517512	13955	12660	15171	2.34	2.15	2.58
Missing in North Sikkim	-	12.92	10.86	15.89							572	680	465	25.53	21.47	31.41
SIK 15	0.67	19.85	17.01	23.86	2.08×10^{17}	1.49×10^{17}	2.93×10^{17}	13298910	11395440	15989148	-	-	-	-	-	-
SIK 19	0.35	0.37	0.33	0.43	3.99×10^{15}	3.13×10^{15}	5.13×10^{15}	130708	117128	149380	-	-	-	-	-	-
SIK 20	0.52	1.01	0.88	1.18	3.29×10^{16}	2.47×10^{16}	4.38×10^{16}	523505	456674	612612	-	-	-	-	-	-
Weighted average of SIK 10-12, 16, 19, 20	-				1.84×10^{17}	1.46×10^{17}	2.34×10^{17}	4562557	4026812	5279504	14948	13417	16416	1.53	1.40	1.71
Missing in the whole Tista catchment		2.21	1.48	3.28							6612	9908	4470	1.04	0.70	1.54
Weighted average of SIK 15, 19, 20	-				2.45×10^{17}	1.76×10^{17}	3.42×10^{17}	13953123	11969242	16751140	6512	5461	7553	3.43	2.96	4.09
TST 22	0.51	10.52	8.84	12.85	2.09×10^{17}	2.09×10^{17}	2.07×10^{17}	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Table 12 : Budget calculation of ^{10}Be -fluxes, normalized concentrations and erosion rates (e.g., Delunel et al., 2014; Vance et al., 2003). ^a Percentage of quartz in the sample (β), determined by weighing the sample before and after the quartz purification stage. ^b Flux corresponds to the erosion rates (ϵ) $\times$ the drainage area (A) ^c ^{10}Be -fluxes are calculated following the equation: $^{10}\text{Be}\text{-flux} = C_i \times \beta_i \times \epsilon_i \times A_i$; where C corresponds to the ^{10}Be concentration and the subscript i denotes a sample. ^d The normalized ^{10}Be concentration (C_n) is calculated following the equation: $C_n = \Sigma(^{10}\text{Be}\text{-flux}) / \Sigma(\epsilon_i \times A_i \times \beta_i)$ $C_n = \Sigma(C_i \times \beta_i \times \epsilon_i \times A_i) / \Sigma(\epsilon_i \times A_i \times \beta_i)$ ^e: The normalized erosion rate is calculated following the equation: $\epsilon_i = ((P_i / C_i) - (\text{Ln}2/t_{1/2})) \times \lambda_i / d_i$ P_i corresponds to the surface ^{10}Be -production of sample i , $t_{1/2}$ is the ^{10}Be half-life (1.36 Ma), λ_i the absorption mean free path length (160 g.cm^{-2}) and d_i the density of the eroded rocks.

II. Annexe : IRSL dating of Tista megafan

Samples for optically stimulated luminescence (OSL) dating were prepared and measured in the OSL Laboratory of the University of Bern. All work was carried out under subdued orange light in the laboratory, and began with removing the outer layers of samples that may have been exposed to daylight. Samples were first treated with 32 % hydrochloric acid to remove carbonates and 30 % hydrogen peroxide to remove any organic component, before sieving to isolate the dominant size fraction for each sample ranging from 63 – 100 μm , 150 – 200 μm , 200 – 250 μm , 250 – 300 μm and 300 – 400 μm . Quartz and potassium-rich feldspar fractions were then isolated following density separation using LST at $\delta = 2.70$ and 2.58 g cm^{-3} , respectively. Coarse grain quartz was etched in 40 % HF for 60 minutes to remove that part of the grain affected by alpha irradiation and to remove any contamination from remaining feldspars. Following etching, grains were immersed once again in hydrochloric acid to remove fluorides.

Coarse grains were fixed to stainless steel discs using silicon oil. Except for the finer fraction of grains for TST51 (63 – 100 μm), the large grain size of the other samples allowed the application of 3 – 20 grains on individual aliquots. All measurements were made on automated Risø TL/OSL DA-20 readers, fitted with an EMI 9235QA photomultiplier tube. Stimulation was performed at 90 % power, using blue (IR) LEDs for quartz (feldspar and polyminerals), with the signal detected through 7.5 mm of Hoya U-340 transmission filter (410 nm interference filter and one Schott BG-39). Single grains (SG) of quartz were stimulated using a 10 mW Nd:YVO4 solid state diode-pumped laser emitting at 532 nm, with the signal detected through 2.5 mm of Hoya U-340 filter. Feldspar single grains were stimulated using a 140 mW IR laser, fitted with a RG-780 filter to block the small resonance wavelength at 415 nm. A Lifelite full spectrum daylight lamp was used for bleaching grains prior to dose recovery tests and measurement of residual doses. For D_e determination, an instrument error of 1.5 % was included for single aliquot measurement, and 2.4 %, as determined by Trauerstein et al. (2012), for single grain measurements.

For each sample, 4 - 500 g of material was taken from the surrounding sediment for dose rate calculations, and the specific activities of U, Th, and K were determined using high-resolution

gamma spectrometry (cf. Preusser and Kasper, 2001) and these are reported in Table 3. Each sample was analysed for radioactive disequilibrium in the Uranium decay chain using the approach described by Zander et al. (2007); some evidence for disequilibrium was found for sample SIK-06 with a loss of ^{238}U , and so age determinations for this sample should be considered minimum ages only. The present day water content of samples was between 1 and 11 % but was not considered to satisfactorily represent average water content over burial time. The deposits will have lain below the water table, and in saturation, for half of the year and therefore a water content of 10 ± 5 % was considered to encompass fluctuating water content with time and was applied to all samples for dose rate determination. For information, it should be noted that a 10 % underestimation of water content over time would result in a 10 % underestimation in age.

II.1. Measurement protocols

Measurement of estimated doses (D_e values) was made using modified versions of the SAR protocol (Murray & Wintle 2000, 2003; Wallinga et al. 2000; Blair et al. 2005) unless stated otherwise and these are outlined in Table 3. Preliminary analysis of the OSL signal of quartz was conducted and a combination of very dim signals, and feldspar contamination rendered further measurements impractical.

For the measurement of feldspar, IRSL₅₀ measurements were conducted using a preheat at 250 °C for 60 s, and the signal was stimulated using IR LEDs at 50 °C for 300 s. D_e values for single aliquot measurements were determined using the first 10 s of the IRSL decay curve, with background subtraction calculated using the last 200 s. An integral over the first 1 s of the IRSL decay curve was used for single grain measurements, with background subtraction calculated using the last 2 s of a 5 s shinedown. IRSL dose response curves were well represented by a saturating exponential plus linear function and this was used to determine D_e values. An example of these is shown for both single aliquots and single grains of SIK-06, together with a decay curve for each (Fig 3). Measurements with a recycling ratio of > 10 % were rejected. The measurement of a zero dose was used to monitor recuperation of the signal, and expressed as a percentage of the natural signal. Recuperation remained below 10 % for all measurements, except those for sample TST52. This sample returned recuperation values up to ~ 30 %, but this is likely due to extremely low D_e values, and so these aliquots were not rejected. With grain size fractions of > 250 μm for samples TST52, 53 and 54, it

was not possible to measure single grains for these samples, but the large grain size for these samples did allow for very small single aliquots to be measured containing < 5 grains per aliquot. For TST51, feldspar single grains were only 60 – 100 μm , and so each hole on the SG disc contained many grains, and these can therefore only be regarded as pseudo-single grain measurements. As these are waterlain sediments the influence of partial bleaching of the signal must be considered with regard to the overdispersion (OD) in D_e distributions. The Central Age Model (CAM) (Galbraith *et al.* 1999) was applied to determine mean ages, and to determine overdispersion of D_e distributions, and these are reported in Table 4. The Minimum Age Model (MAM) (Galbraith *et al.*, 1999) was also used to determine ages, as this is recommended to overcome partial bleaching in sediments, and used to identify that population of D_e values that represent grains that were well bleached prior to burial.

A pIRIR protocol similar to that of Buylaert *et al.* (2009) was applied to samples TST51 and 53, and SIK-06, using a stimulation temperature of 225 °C (pIRIR₂₂₅) following the initial IR stimulation conducted at 50 °C. Residuals were also measured, using three aliquots per sample, following 24 h exposure to a daylight lamp. Residuals were very uniform within samples with an average of 32 Gy and 11 Gy for TST51 and 53 respectively, and of 45 Gy for SIK-06. Residual doses were subtracted from D_e values before calculating the ages reported in Table 3.

II.2. Dose recovery tests

Dose recovery tests were performed using both single aliquot and single grain measurements to determine the ability of the measurement protocol to recover a known laboratory dose (Wintle and Murray, 2006). For samples TST53 and SIK-06, 24 aliquots of each sample were given laboratory doses of ~ 22 Gy and ~ 111 Gy respectively, and measured using the single aliquots IRSL₅₀ protocol (Table 4); these performed well returning dose recovery ratios of 1.03 ± 0.06 and 1.0 ± 0.08 respectively. One SG aliquot of sample SIK-06 was given a laboratory dose of ~ 106 Gy and was measured using the single grain IRSL₅₀ protocol (Table 4); the 39 accepted grains returned a dose recovery ratio of 0.99 ± 0.11 . Two pseudo SG aliquots of TST51 (63 – 100 μm), were given a laboratory dose of ~ 95 Gy and also measured using the single grain IRSL₅₀ protocol, and returned a dose recovery ratio of 1.00 ± 0.13 .

II.3. Fading of the IRSL signal

To determine fading of the IRSL₅₀ signal for each sample (excluding TST54), three aliquots each were measured; these were already sensitized having previously been measured for D_e values. A dose of ~ 160 Gy was given, and this dose was then measured using steps 2-8 in Table 3, but with increasing pauses of between 0.4 and 50 hours, placed between Steps 2 and 3 (Auclair *et al.* 2003). A test dose of ~ 16 Gy was applied. Fading rates for all aliquots were very uniform between individual aliquots, and between samples, with an average g-value of 4.10 ± 0.49 % per decade. An example of the results for the fading tests is shown in Figure 11 and individual values are listed in Table 3. The resulting g-values were used to correct both SA and SG D_e values using the approach of Huntley & Lamothe (2001). This approach is only recommended for samples where D_e values fall in the low dose region of the dose response and for samples below ~ 50 ka. This approach was applied to the dating of Swiss samples in the Bern Laboratory, with the measurement of D_e and g-values for coarse grain feldspar conducted in exactly the same way as this study; fading corrected ages of up to 30 ka were in good agreement with both quartz OSL ages and independent dating (Gaer *et al.*, 2014). As a g-value was not determined for sample TST54, the mean of 4.10 ± 0.49 % was applied for fading correction.

II.4. Results and discussion

Gamma spectrometry measurements detected radioactive disequilibrium in sample SIK-06, with a loss of ²³⁸U over time, and subsequently any age determinations are rendered minimum ages only for this sample. Dose recovery tests for both single aliquot and single grain measurements confirmed that the IRSL₅₀ protocol could successfully recover doses to within 10 % unity. For single aliquot and single grain measurements the majority of signals passed the acceptance criteria, and rejected signals were restricted to those in saturation for the pIRIR protocol, and for IRSL₅₀ single grain measurements for sample SIK-06. D_e values and ages are reported in Table 4.

For single aliquot measurements OD values were between 20 and 40 % and lay within a similar range to those recorded for the feldspar fraction of waterlain sediments from Peru that were understood to be well bleached (Trauerstein *et al.*, 2014), and would suggest that these samples do not suffer partial bleaching. OD values for SG measurements are expected to be larger than those for SA as the individual grain measurements better reflect variations in K-

content, partial bleaching and/or the presence of anomalous fading, and these were indeed higher, ranging between 36 and 72. Electron microprobe analysis of individual feldspar grains in samples from both Europe and South America suggest that the density separation techniques used in the Bern OSL laboratory are successfully isolating feldspars with a K-content of at least 12 wt. %, and so varying K-content between grains is unlikely to explain this increased OD. There is no significant skew in the D_e distributions to suggest partial bleaching (Bailey and Arnold, 2006), although this could be masked by erroneously low D_e values caused by higher fading rates in individual grains (Trauerstein et al., 2014), and it is not possible to determine the separate influences of these two processes. However, as the OD values for all SA measurements remain within the same range despite the large variation in grain size, and therefore numbers of grains on aliquots, the samples are assumed to be well bleached. For samples TST57 and CH1910 fading corrected SA and SG ages are in good agreement, although for sample SIK-06, the SG age significantly underestimates the SA age. A summing of the three SG discs measured results in an age that is in agreement with that for single aliquots, and would suggest that the SG D_e distribution reveals a population of low values that suffer higher fading rates, but an averaging of the signal, combined with the proximity of the signal to saturation, conceals the presence of the low D_e values. More than 50 % of the single grain signals for SIK-06 were in saturation and, together with the evidence for radioactive disequilibrium for this sample, mean that the fading corrected age is only a minimum age of > 101 ka. For the rest of the samples, age determination using the Central Age Model is considered to be reliable for $IRSL_{50}$ measurements, as is the fading correction of Huntley and Lamothe (2001) for D_e values below 100 Gy and ages below 30 ka.

The resulting uncorrected pIRIR ages for TST51 and 53 were around twice that of fading corrected $IRSL_{50}$ ages, and suggest that the elevated temperature protocol leads to overestimation of ages. This is similar to the significant overestimation seen in pIRIR ages compared to fading corrected $IRSL_{50}$ ages reported for glacial sediment samples from Patagonia (Blomdin et al., 2012). An overestimation in pIRIR ages was also reported for waterlain sediments in Switzerland (Lowick et al., 2012) and, similar to this study, the residual signals displayed a dependence on increasing burial dose and suggest that the overestimation may be due more to the presence of an unbleachable signal, rather than incomplete bleaching of the signal prior to burial (Buylaert et al., 2012). The uncorrected pIRIR and $IRSL_{50}$ ages were in agreement for SIK-06, but this may rather be the result of the

proximity of the signal to saturation for this sample, rather than reliable age determination for either protocol.

III. Annexe : High-resolution petrographic and heavy-mineral analysis of Tista Megafan deposits

III.1. METHODS

III.1.1. Sand petrography

A split aliquot of the nine sand samples were impregnated with araldite, cut into standard thin sections, stained with alizarine red to distinguish dolomite and calcite, and analysed by counting 400 points under the petrographic microscope (Gazzi-Dickinson method; Ingersoll et al., 1984). Sands were classified according to their main components (Q = quartz; F = feldspars; L = lithic fragments), considered only where exceeding 10%QFL and listed in order of abundance (e.g., in a feldspatho-quartzose sand $Q > F > 10\%QFL > L$); an adjective reflecting the most common rock-fragment type may be added (e.g., metamorphiclastic).

Full quantitative information was collected on coarse-grained rock fragments, and metamorphic types were classified according to protolith composition and metamorphic rank. Average rank of rock fragments in each sample was expressed by the Metamorphic Indices MI and MI*, which vary respectively from 0 (in detritus shed by exclusively sedimentary and volcanic cover rocks) or from 100 (in very-low-rank detritus shed by exclusively very low-grade metamorphic rocks) to 500 (in very-high-rank detritus shed by exclusively high-grade basement rocks; Garzanti and Vezzoli, 2003). Very low- to low-rank metamorphic lithics, for which protolith can still be inferred, are subdivided into metasedimentary (Lms) and metavolcanic (Lmv) categories. Medium- to high-rank metamorphic lithics are subdivided into felsic (metapelite, metapsammite and metafelsite; Lmf) and mafic (metabasite; Lmb) categories.

III.1.2. Heavy minerals

Although bulk-sample analyses represent the only correct option to accurately estimating percentages of detrital minerals, the presence of detrital grains with great size differences in relatively poorly-sorted alluvial-fan sediments makes mounting and identification difficult (Mange and Maurer, 1992). Practical reasons thus exist to set lower and upper size limits to the analysed size-window, which should be large enough to include most of the detrital

population and thus obtain a faithful characterization of the heavy-mineral suite (Garzanti *et al.*, 2009). For analysis we have thus selected the 32-355 μm class. From a split aliquot of this 3.5 ϕ -wide size-window separated by dry sieving, the dense fraction was separated by centrifuging in sodium polytungstate (density $\sim 2.90 \text{ g/cm}^3$) and recovered by partial freezing with liquid nitrogen. From each sample, 200 to 230 transparent detrital minerals were analysed in grain mounts under the petrographic microscope by the area method (Galehouse, 1971).

The ZTR index (sum of zircon, tourmaline and rutile over total transparent heavy minerals; Hubert, 1962) defines the “mineralogical stability” of the detrital assemblage. The “Hornblende Colour Index” HCI and “Metasedimentary Minerals Index” MMI (Andò *et al.*, 2013) were used to estimate the average metamorphic grade of metagneous and metasedimentary source rocks, respectively. They vary from 0 in detritus from greenschist-facies to lowermost amphibolite-facies rocks yielding exclusively blue/green amphibole and chloritoid, to 100 in detritus from granulite-facies rocks yielding exclusively brown hornblende and sillimanite. The “Sillimanite Index”, defined as the ratio between prismatic sillimanite and total (prismatic + fibrolitic) sillimanite grains, varies from 0 in detritus from upper amphibolite-facies metasediments to 100 in detritus from granulite-facies metasediments. Heavy-mineral concentration was calculated as the volume percentage of total (HMC) and transparent (tHMC) heavy minerals (Garzanti and Andò, 2007). Heavy-mineral suites are defined as “extremely poor” ($\text{HMC} < 0.1$), “very poor” ($0.1 \leq \text{HMC} < 0.5$), “poor” ($0.5 \leq \text{HMC} < 1$), “moderately poor” ($1 \leq \text{HMC} < 2$), “moderately rich” ($2 \leq \text{HMC} < 5$), “rich” ($5 \leq \text{HMC} < 10$) or “very-rich” ($10 \leq \text{HMC} < 20$). Detrital components are listed in order of abundance throughout this report. The complete petrographic and heavy-mineral parameters are provided in Table 7

III.2. RESULTS

All 9 analysed sand samples display rather monotonous feldspatho-quartzose metamorphiclastic composition (Q 61 ± 5 F 36 ± 6 L 3 ± 3 ; P/F 5). Abundance of feldspars, granitoid and very-high rank metapelite/metapsammite rock fragments commonly yielding sillimanite (MI* 429 ± 26 , MI 422 ± 30), and dominance of biotite over muscovite ($83 \pm 9\%$) consistently indicate provenance chiefly from mid-crustal, upper-amphibolite-facies rocks exposed in the upper Tista catchment and belonging to the **upper part of the Greater Himalaya unit**.

Sample	Q	KF	P	Lv	Lc	Lp	Lch	Lms	Lmv	Lmf	Lmb	Lu	Mu	Bi	HM	total	Q	F	L	P/F	bt/mica	MI*	MI
TST-22	58	9	16	0	0,1	0,3	0	1,0	0	8	0	0	2	4	2	100	62	27	10	63	67%	410	402
CH-490	49	16	20	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	12	0,6	100	57	41	1	56	89%	383	383
TST-2	51	18	18	0	0	0	0	0	0,3	1	0	0	1	8	2	100	57	41	2	50	86%	453	453
TST-4	50	21	17	0	0	0	0	0,3	0	2	0	0	2	7	0,3	100	55	42	2	44	75%	435	435
TST-7	61	16	14	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0,3	7	1	100	66	32	2	47	96%	438	389
TST-9	52	18	19	0	0	0	0	0	0	3	0,3	0	1	6	2	100	57	40	3	52	82%	418	418
TST-12	55	12	18	0	0	0	0	0,3	0	3	0	0	2	8	0,8	100	62	34	3	60	78%	428	428
TST-13	59	12	14	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	9	2	100	67	30	2	54	90%	467	467
Mean	54	15	17	0	0	0	0	0	0	3	0	0	1	7	1	100	61	36	3	53	1	429	422
St.dev	4	4	2	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	2	1		5	6	3	6	0	26	30

Sample	HMC%w HM	% transparent	% opaque	% turbid	Total	zircon	tourmaline	rutile	titanite	apatite	monazite	xenotime	epidote	allanite	garnet	staurolite	kyanite	sillimanite	hornblende	actinolite	clinopyroxene	Total	ZTR	HCI	MMI	Sil. Index	% tHM rounded
TST-22	9,2	91%	4%	5%	100%	0,9	2	0,5	3	0,9	0	0	1	0	50	6	2	9	14	0,9	9	100	4	28	68	75	1%
CH-490	5,1	6%	10%	84%	100%	9	14	1	5	11	0	0	12	4	12	0	0,9	13	12	6	0,9	100	25	38	93	25	8%
TST-2	3,2	83%	9%	8%	100%	9	10	2	3	8	0,9	0,9	2	2	37	0	0,9	11	12	1	2	100	21	30	92	24	2%
TST-4	4,0	28%	8%	64%	100%	12	19	1	4	18	0,5	0	8	3	18	0,5	0,5	5	6	2	2	100	32	22	88	55	6%
TST-7	2,5	84%	9%	7%	100%	13	6	2	0,5	17	0	0	3	1	22	0	1	13	15	0,5	5	100	21	13	89	25	8%
TST-9	5,5	46%	6%	49%	100%	5	12	1	2	6	0	0	5	0,5	32	0,5	0,5	16	12	0,5	5	100	19	14	93	35	2%
TST-12	5,5	36%	7%	57%	100%	10	8	1	1	13	1	0,5	1	0	23	0	0,5	16	24	0,5	2	100	18	15	98	42	8%
TST-13	8,1	22%	8%	70%	100%	9	12	0,5	1	12	0	0	2	2	16	0	0	16	17	8	7	100	22	17	100	38	6%
Mean	5	49%	7%	43%	100%	8	10	1	2	11	0	0	4	2	26	1	1	12	14	2	4	100	20	22	90	40	5%
St.dev	2	32%	2%	32%		4	5	1	1	6	0	0	4	1	13	2	1	4	5	3	3		8	9	10	18	3%

Table 7 : Details on sediment petrography and heavy-mineral composition. Q = quartz; F = feldspars; L = lithic fragments (Lithic categories: Lms = metasedimentary, Lmv= metavolcanic; Lmf= metapelite, metapsammite and metafelsite, Lmb mafic, metabasite); Metamorphic Indices (MI, MI*). HMC= the volume percentage of total heavy minerals; (ZTR= sum of zircon, tourmaline and rutile over total transparent heavy minerals; HCI= Hornblende Colour Index; MMI= Metasedimentary Mineral Index; Sil. Index= Sillimanite Index; tHMC= the volume percentage of transparent heavy minerals

Heavy-mineral assemblages are moderately rich and include garnet, blue-green to green-brown amphiboles ($HCI = 22 \pm 9$), fibrolitic and prismatic sillimanite ($MMI = 90 \pm 10$; Sillimanite Index 40 ± 18), apatite, tourmaline, zircon, epidote, diopsidic clinopyroxene and minor titanite, rutile, staurolite and kyanite. This detrital-mineral suite and the relatively low heavy-mineral concentration is fully consistent with provenance chiefly from upper-amphibolite-facies metasedimentary and granitic rocks. Recycling of Cenozoic Siwalik Group clastic sediments accreted in the frontal part of the range is suggested by relatively high amounts of stable zircon, tourmaline and apatite ($ZTR = 20 \pm 8$).

III.3. COMPOSITIONAL TRENDS

The rather homogeneous petrographic composition of analysed samples does not indicate clear compositional trends. Sample TST-22 is the richest in medium-rank metapelite/metapsammite grains, garnet, staurolite and kyanite, revealing greater contribution from upper greenschist to lower-amphibolite-facies metasediments. Also, zircon, tourmaline and apatite are much lower, and heavy-mineral concentration higher than in other samples. **These clues may indicate greater contribution from the Lesser Himalaya and lower part of the Greater Himalaya, as well as more limited recycling of Siwalik Group sediments.**

Bulk-petrography and heavy-mineral data on Tista megafan samples. Q= quartz; F= feldspars (KF= K-feldspar; P= plagioclase); L= aphanitic lithic grains (Lv= volcanic and subvolcanic; Lc= carbonate; Lp= shale/siltstone; Lch= chert; Lms= low-rank metasedimentary; Lmv= low-rank metavolcanic; Lmf= medium-rank and high-rank felsic metamorphic; Lmb= medium-rank and high-rank metabasite; Lu= ultramafic); ms= muscovite; bt= biotite; HM= heavy minerals. MI* and MI= Metamorphic Indices (Garzanti and Vezzoli, 2003). $HMC\%wHM$ = weight percent of the heavy-mineral fraction; ZTR = (zircon + tourmaline + rutile) / total transparent heavy minerals (Hubert, 1962); HCI = Hornblende Color Index, MMI = Metasedimentary Minerals Index and Sillimanite Index after Garzanti and Andò (2007) and Andò et al. (2013); tHM= transparent heavy minerals.

IV. ANNEXE: Sr and Nd isotope compositions of the modern river sands from Sikkim and Tista megafan deposits

	Sample ID	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Std Error	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Std Error	Epsilon Nd
			1s		1s	
Sikkim modern rivers	SIK 3	0,91125	0,000005	0,511411	0,000007	-23,94
	SIK 9	0,82642	0,000005	0,511887	0,000002	-14,66
	SIK 10	0,74216	0,000007	0,511899	0,000004	-14,41
	SIK 11	0,73344	0,000004	0,511820	0,000002	-15,96
	SIK 12	0,76138	0,000004	0,511978	0,000003	-12,87
	SIK 15	0,78606	0,000003	0,511907	0,000004	-14,26
	SIK 16	0,79621	0,000005	0,511952	0,000004	-13,38
Mountain front	TST-22	0,787614	0,000003	0,511754	0,000006	-17,2
Tista megafan deposits	CH 105	0,79847	0,000003	0,512002	0,000005	-12,41
	CH 490	0,80680	0,000003	0,512028	0,000004	-11,9
	CH 1200	0,80607	0,000004	0,511957	0,000004	-13,28
	TST 4	0,80698	0,000004	0,511993	0,000004	-12,6
	TST 5	0,79726	0,000003	0,511954	0,000005	-13,34
	CH 2000	0,78993	0,000002	0,511957	0,000004	-13,28
	TST 7	0,79509	0,000002	0,512018	0,000002	-12,09
	TST 8	0,79502	0,000004	0,511482	0,000002	-22,54
	TST 9	0,79641	0,000003	0,511898	0,000005	-14,44
	TST 10	0,79013	0,000002	0,511944	0,000005	-13,54
	TST 11	0,78377	0,000002	0,511896	0,000004	-14,47
	TST 13	0,78682	0,000002	0,511901	0,000004	-14,38

Table 8 : Sr and Nd isotope compositions of modern river sands from Sikkim and megafan deposits

V. ANNEXE : Chemical compositions (Major- and trace-elements) of the Tista Megafan and modern river sands in Sikkim

	Sample ID	H ₂ O ⁺	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	L.O.I	Al/Si	Fe/Si	K/Si	H ₂ O ⁺ /Si	CIA	Nd
		%	%	%	%	%	%	%	%	mol/mol	mol/mol	mol/mol	mol/mol		ppm
Sikkim modern rivers	SIK 3	2,68	71,90	12,58	6,12	0,43	0,67	2,98	3,12	0.2801	0.0984	0.0904	0.2631	0.75	36.61
	SIK 9	1,33	76,52	11,57	4,17	1,34	2,47	1,32	1,59	0.242	0.0629	0.0376	0.1227	0.69	25.95
	SIK 10	0,77	72,10	12,85	3,82	2,79	2,15	3,14	1,39	0.2853	0.0612	0.0948	0.0754	0.61	23.96
	SIK 11	1,32	65,93	13,61	5,01	4,25	2,13	3,21	2,35	0.3303	0.0879	0.106	0.1413	0.59	39.14
	SIK 16	0,48	75,64	12,80	1,47	1,22	3,23	4,28	0,66	0.2707	0.0224	0.1232	0.0448	0.59	16.34
Mountain front	TST-22	0,84	78,41	11,25	2,60	1,32	2,18	2,51	0,88	0.2295	0.0384	0.0697	0.0756	0.65	18.36
Tista megafan deposits	CH 105	1,01	76,62	12,23	1,59	0,88	2,47	3,73	2,76	0.2555	0.0239	0.106	0.093	0.63	20.31
	CH 490	0,75	75,51	12,94	2,10	1,02	2,85	4,39	1,01	0.2742	0.0322	0.1266	0.0701	0.61	18.07
	CH 1200	0,55	77,82	12,09	1,39	1,03	2,92	3,99	0,83	0.2487	0.0206	0.1116	0.0499	0.6	26.07
	TST 4	0,52	76,73	12,24	1,25	0,95	2,90	4,22	0,64	0.2553	0.0189	0.1198	0.0478	0.6	16.32
	TST 5	0,63	77,39	12,34	2,09	0,92	2,54	3,67	0,64	0.2551	0.0312	0.1034	0.0575	0.63	21.84
	CH 2000	0,55	78,04	11,20	1,38	0,87	2,49	3,44	0,81	0.2297	0.0204	0.0959	0.0497	0.62	19.98
	TST 7	0,52	77,89	11,22	1,34	0,93	2,59	3,54	0,61	0.2306	0.0199	0.0991	0.0471	0.61	19.65
	TST 8	1,05	79,41	10,78	2,07	0,65	2,07	3,14	0,99	0.2176	0.0302	0.0861	0.0933	0.65	27.03
	TST 9	0,61	78,50	12,06	1,37	0,91	2,76	3,85	0,87	0.2459	0.0202	0.1068	0.0549	0.62	17.44
	TST 10	0,62	76,95	11,47	1,78	1,06	2,76	3,39	0,86	0.2386	0.0267	0.0959	0.0569	0.61	22.67
	TST 11	0,69	77,55	11,96	2,24	1,09	2,55	3,20	0,85	0.2467	0.0333	0.08978	0.0628	0.64	22.49
	TST 13	0,86	72,38	13,37	2,58	1,16	2,90	3,69	1,08	0.2956	0.0412	0.111	0.0839	0.63	29.50

Table 9 : Chemical composition for major and trace elements of the modern river sands from Sikkim and Tista megafan deposits

VI. ANNEXE : Nd composition : Budget calculations

Sample ID	Geology ^a	Area	Nd	Epsilon Nd	A*Nd*E	Nd*End*E*A	¹⁰ Be modern erosion rate ^b
		km ²	ppm				mm/yr
Sikkim modern rivers	SIK-03	Upper LH	0.82	36.61	-23.9	2,10	-50,22
	SIK-09	MCTZ	31.53	25.95	-14.7	1636,41	-24055,18
	SIK-10	GHS	777	23.96	-14.4	34999,81	-503997,26
	SIK-11	GHS - TSS	711	39.14	-16	27550,25	-440804,07
	SIK-16	GHS - MCTZ	781	16.34	-13.4	25523,08	-342009,27
Missing in Sikkim		GHS	3203.74	23.96	-14.4	115142,42	-1658050,78
		MCTZ	1162.76	25.95	-14.7	45260,43	-665328,37
		LH	1465.27	36.61	-23.9	34868,30	-833352,31
Weighted average of the whole Sikkim				-16.90 ^c			Constant ^c
				-15.68 ^d			Normalized ^d
Mountain front	TST-22	TSS - GHS - MCTZ -LHS	8033	18,36	-17.2		1,31
TSS North to Sikkim		6059 ^b	80 ^c	-6 ^f	-2908320	484720	0.2

Sample ID	Depth	Nd	Epsilon Nd	TSS surface needed to reconstruct Epsilon Nd values
	m	ppm		km ²
Tista megafan deposits	CH 105	0.82	20.31	-12.4
	CH 490	3.23	18.07	-11.9
	CH 1200	9.04	26.07	-13.9
	TST 4	10.65	16.32	-12.6
	TST 5	13.28	21.84	-13.3
	CH 2000	16.24	19.98	-13.3
	TST 7	19	19.65	-12.1
	TST 8	20.84	27.03	-22.5
	TST 9	26.33	17.44	-14.4
	TST 10	28.83	22.67	-13.5
	TST 11	32.75	22.49	-14.5
	TST 13	38.83	29.5	-14.4
Mean				6330

Table 10 : Budget calculation of Nd-fluxes, normalized ϵ Nd value and TSS surface needed to reconstruct ϵ Nd values measured in the Tista megafan deposits. ^a: Abbreviations of litho-tectonic units: TSS: Tethyan Sedimentary Series, GHS= Greater Himalayan Sequence, MCTZ= Main Central Thrust Zone, LHS=Lesser Himalayan Sequence, Sw= Siwaliks. ^b: We consider catchment-average erosion rates calculated from cosmogenic ¹⁰Be concentrations in the same samples by Abrahams et al. (submitted) but reduced the catchment-average erosion rates for samples collected in area affected by landslides (SIK-09; SIK-16). For the missing area in Sikkim, we use a weighted average erosion rate for each litho-tectonic unit. ^c: ϵ Nd value were calculating assuming a spatially constant erosion rates within Sikkim. ^d: ϵ Nd value were calculating considering catchment-average erosion rates calculated from cosmogenic ¹⁰Be concentrations in the same samples by Abrahams et al. (submitted). ^e: Approximate surface of TSS actually drained by the Kosi River North to Sikkim. ^f: Nd concentration and ϵ Nd value from Robinson et al. (2001).

