



HAL
open science

Évolution morphologique et sédimentologique des bordures ouest et sud-est du plateau du Tibet

Lorraine Gourbet

► **To cite this version:**

Lorraine Gourbet. Évolution morphologique et sédimentologique des bordures ouest et sud-est du plateau du Tibet. Sciences de la Terre. Ecole normale supérieure de lyon - ENS LYON, 2015. Français. NNT : 2015ENSL0982 . tel-01393047

HAL Id: tel-01393047

<https://theses.hal.science/tel-01393047>

Submitted on 6 Nov 2016

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

en vue de l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Lyon, délivré par l'École normale supérieure de Lyon

Discipline : Sciences de la Terre

Laboratoire de géologie de Lyon

École doctorale de Physique et d'Astrophysique

présentée et soutenue publiquement le 27 février 2015

par Madame Loraine GOURBET

Evolution morphologique et sédimentologique des bordures ouest et sud-est du plateau du Tibet

Directeur de thèse : M. Philippe, Hervé Leloup

Co-encadrant : M. Gweltaz Mahéo

Devant la commission d'examen formée de :

M. Pascal Allemand, président du jury, Université Lyon I

M. Nicolas Arnaud, examinateur, Géosciences Montpellier

M. Peter van der Beek, rapporteur, université Joseph Fourier

M. Guillaume Dupont-Nivet, rapporteur, Université de Rennes I – Université de Potsdam

M. Gweltaz Mahéo, co-encadrant, Université Lyon I

M. Hervé Leloup, directeur, Université Lyon I

M. Philippe Sorrel, examinateur, Université Lyon I

Je tiens à remercier mon directeur de thèse Gweltaz Mahéo pour m'avoir proposé ce sujet de thèse, et Hervé Leloup pour avoir accepté de codiriger ce travail.

Je remercie également la région Rhône-Alpes pour la bourse Explora'doc qui m'a permis un séjour de trois mois à Berkeley, et l'ambassade de France à Pékin pour son aide dans le cadre du programme Cai Yuanpei.

Nicolas Arnaud, Peter van der Beek, Guillaume Dupont-Nivet et Pascal Allemand ont accepté de faire partie du jury de cette thèse et je les en remercie.

Un grand merci à :

Peter van der Beek, pour le temps passé à corriger mon manuscrit.

David Shuster, de l'Université de Berkeley, pour m'avoir accueillie dans son laboratoire, et toute son équipe du BGC : Marissa Tremblay, Nick Fylstra, Matt Fox, Alka Tripathy.

Paul Renne et Kerry Gallagher.

Philippe Sorrel pour son aide concernant le traitement des échantillons destinés à la palynologie.

Li Haibing, et Marie-Luce Chevalier pour m'avoir guidée dans la brume de Pékin.

Anne Replumaz. Le travail de terrain est parfois malaisé, surtout en altitude, et je la remercie pour son aide durant ma première mission au Sichuan.

Tyiani Shen, étudiant à l'Université de Wuhan, pour avoir patiemment vérifié les références bibliographiques en chinois, et Inès Eymard, étudiante à l'ENS.

Mes très chers, inestimables et fabuleux cobureaux du fameux 601. Ma survie n'aurait pas été assurée sans eux ; qu'ils soient ici profondément remerciés.

Table des matières

Chapitre 1 : Introduction	7
1.1. Problématiques	9
1.2. Le plateau du Tibet : cadre structural et géodynamique	15
1.3. Origine du plateau	26
1.4. Evolution climatique	30
1.5. Evolution de l'altitude	34
1.6. Evolution du relief	36
1.7. Déroulement de la thèse	38
Chapitre 2 : Méthodes	40
2.1. Cartographie et analyse morphologique	42
2.2. Palynologie	48
2.3. Datation Uranium-Plomb	49
2.4. Thermochronologie basse température	52
Chapitre 3 : Evolution du relief de l'Ouest Tibet depuis l'Oligo-Miocène, à partir de données morphologiques et sédimentologiques	68
3.1. Résumé	70
3.2. Western Tibet relief evolution since the Oligo-Miocene, insight from sedimentary record and morphology analysis	75

3.3. Annexe	116
-------------	-----

Chapitre 4 : Apport de la thermochronologie basse température à l'évolution morphologique de l'Ouest Tibet

	118
4.1. Résumé	120
4.2. Western Tibet topography evolution based on low-temperature thermochronometry	125
4.3. Exhumation of the Ayilari range: implications on the Karakorum fault evolution	168
4.4. Annexe	172

Chapitre 5 : Etude du bassin cénozoïque de Jianchuan, Yunnan : implications sur l'histoire du plateau tibétain

	172
5.1. Résumé	176
5.2. Cenozoic palaeoenvironments of the Jianchuan basin (Yunnan), implications on SE Tibet history	182

Chapitre 6 : Conclusion générale

6.1. Résumé des résultats principaux	221
6.2. Discussion : implications sur l'évolution du plateau	222
6.3. Perspectives de recherche	224

Bibliographie

229

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Le plateau du Tibet est la plus vaste étendue terrestre de haute altitude : il occupe une surface de plus de deux millions de kilomètres carré, à une altitude moyenne proche de 5000 mètres. Son exploration a longtemps été freinée par un contexte géopolitique complexe. Entre l'Inde et l'Asie, le Tibet a toujours occupé une place stratégique : les routes de la soie, par exemple, comportaient un itinéraire qui passait par Lhassa. En raison de l'occupation britannique jusqu'au début du XXI^{ème} siècle, puis à cause de la politique d'occupation chinoise après la seconde guerre mondiale, le Tibet a connu de longues périodes d'isolement. Parmi les premiers textes accessibles en Europe, Medlicott (1864), Huntington (1906), Trinkler (1932), et Barbour (1936), ont fourni des descriptions géographiques, surtout consacrées la chaîne himalayenne, en avant du plateau, et au Yunnan dans le cas de Barbour. Alexandra David-Néel (1927) et Sven Hedin (1912, 1917) ont quant à eux réellement sillonné le plateau. Argand (1924) est un des premiers géologues précurseurs de la tectonique himalayenne, mais ne s'est jamais rendu sur place. Les géologues Heim et Gansser (1939) et Fuchs (1967) ont exploré la chaîne himalayenne, en bordure du Népal et du Tibet ; Gansser est également parvenu au Tibet, jusqu'au Mont Kailash. Les premières grandes expéditions géologiques ont eu lieu dans les années 80 (Bally, 1980 ; Kidd et al., 1988 ; Tapponnier et al., 1981), au moment de l'ouverture du Tibet au tourisme. Elles ont permis en particulier l'établissement de cartes géologiques du plateau. Cette période a coïncidé avec une diversification de techniques appliquées en sciences de la Terre, dont l'imagerie satellite utilisée par Tapponnier et Molnar, (1977) dans l'analyse de la tectonique active en Asie. Elle a également permis de quantifier la morphologie du plateau (Fielding et al., 1994) qui fait l'objet de cette étude et est décrite plus précisément dans la suite de ce chapitre. Celui-ci présente les problématiques propres à cette thèse, se poursuit par un état de l'art des connaissances et des questions scientifiques actuelles sur le plateau, pour se terminer par le plan de recherche suivi de 2011 à 2014.

1.1. Problématiques

1.1.1. Une définition morphologique

Le plateau du Tibet, outre la province autonome du Tibet, comprend une partie des provinces chinoises du Yunnan et du Sichuan, qui constituent sa bordure Sud-Est, ainsi que le nord de l'Inde et du Népal. Le Tibet est limité au Sud par la haute chaîne himalayenne, au Nord par le désert du Tarim et à l'Ouest, entre le Pamir et le Ladakh, par les monts du Karakorum, parmi lesquels culmine le K2, à 8611 m. Ces limites correspondent à des structures géologiques diverses. Il s'agit de failles actives (faille du Karakorum, figure I.2 ; faille de l'Altyn Tagh entre le plateau et le Tarim) ou de structures inactives comme le South Tibet Detachment Fault au Sud. Sur la photographie sur la figure I.1, on reconnaît au Sud (à gauche) la plaine du Gange, puis la haute chaîne himalayenne enneigée, puis, en arrière, le Tibet. On voit ici ses principales caractéristiques : c'est une gigantesque étendue plane de haute altitude. Le profil topographique Sud-Nord montre que le plateau tibétain correspond à toute la zone plane en arrière de la haute chaîne himalayenne. Cette chaîne marque un front topographique net : de la plaine du Gange à la haute chaîne, l'altitude augmente de quasiment 5000 m sur une distance de moins de 200 km. Au sein du plateau, il existe également des

variations d'altitude et de relief ; ces contrastes seront abordés dans ce chapitre. On peut définir le relief comme la différence entre deux points d'altitude minimale et maximale, dans une zone donnée. On peut donc étudier le relief à l'échelle du plateau entier, ou à l'échelle locale.

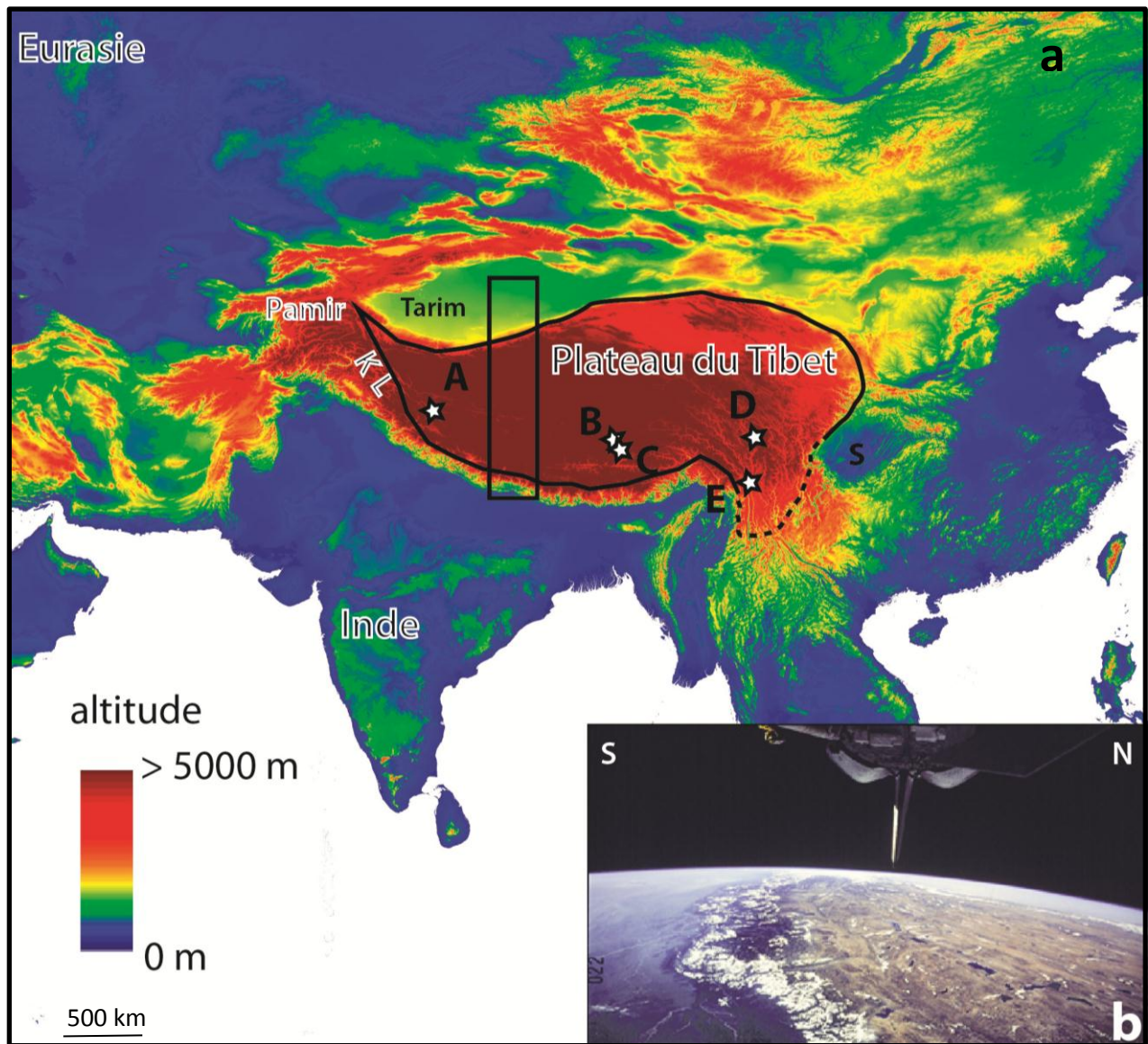


Figure 1.1. Cadre géographique du plateau tibétain

a) Cadre géographique général. Les différentes couleurs représentent les gammes d'altitude. L'image a été réalisée à partir de données SRTM de 1 km de résolution horizontale. S = bassin du Sichuan. K = Karakorum, L = Ladakh. Les lettres A à D indiquent la localisation des photos de la figure 5. Le rectangle noir indique la surface correspondant au profil d'altitude en c). b) Photographie satellite montrant une vue oblique de la chaîne himalayenne, avec la plaine du Gange au Sud (à gauche) et le plateau tibétain au Nord (crédit NASA/novapix).

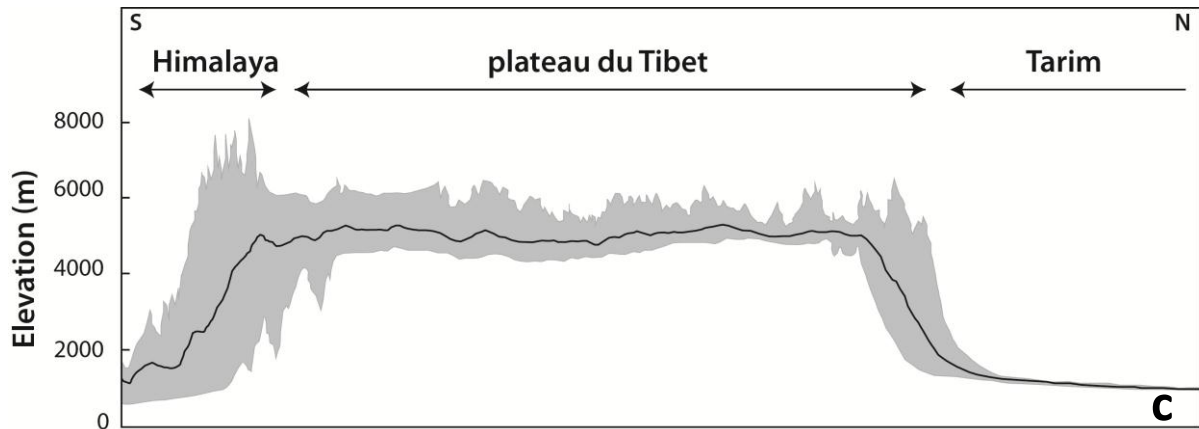


Figure I.1.(suite) Cadre géographique du plateau tibétain

c) Profil d'altitude Sud-Nord, avec un « saut » topographique au Sud qui correspond au front himalayen. La ligne noire correspond à l'altitude moyenne, l'enveloppe grise à la gamme totale d'altitude. La surface du plateau recouvre la partie nord de l'Himalaya et est par conséquent plus étendue que le bloc continental du Tibet « géologique ».

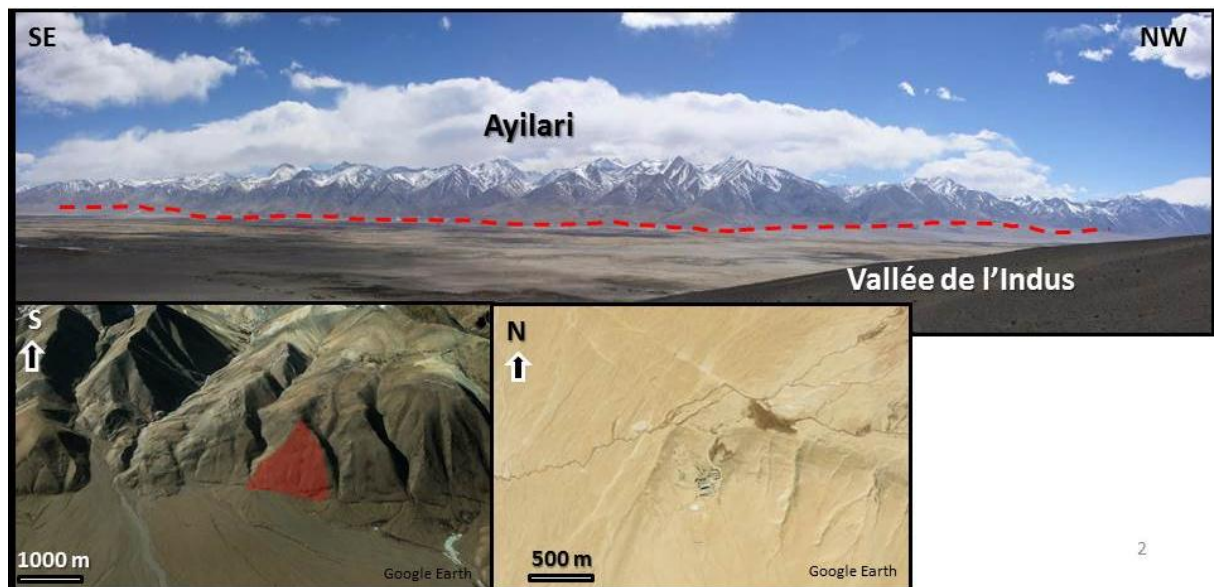


Figure I.2. Un exemple de limite structurale du plateau : la faille du Karakorum, en rouge, qui est un décrochement dextre avec une composante normale. Photographie H. Leloup.

En bas : vue satellite de facettes montrant le jeu normal à gauche (une facette est surlignée en rouge) et une vue du jeu actif dextre mis en évidence par le décalage d'un affluent de l'Indus.

1.1.2. Contrastes morphologiques au sein du plateau

Même si le Tibet a un relief globalement faible, il présente des variations morphologiques assez marquées (Fielding et al., 1994), comme le montre le profil topographique et la distribution des pentes (Figure I.3) et les photographies de la figure I.4. Le centre du Tibet est la partie la plus plane et la plus haute (en moyenne 5020 mètres d'altitude). Localement, il existe des zones de relief marqué, dû à la présence de failles actives, en particulier des failles normales orientés Nord-Sud, tels que le Nyainqentanglha (Armijo et al., 1986, figure I.3). **Le relief permet donc d'enregistrer l'évolution tectonique du plateau.** Le centre appartient à une zone endoréique, c'est-à-dire que les rivières n'ont pas de débouché vers les océans. Elles se jettent dans des lacs (le Tibet est également surnommé le pays des lacs). C'est cette absence de drainage vers l'extérieur du plateau, combinée aux faibles précipitations, qui explique que l'érosion soit actuellement très faible dans la partie centrale du plateau (moins de 0,04 mm par an, Lal et al., 2003), permettant ainsi le maintien d'un faible relief.

Le Sud-Est a une altitude moyenne moins élevée (en moyenne 4000m), et un relief plus important (*cf* photographie I.4D, figure I.3b). Les gammes d'altitudes passent de 4500-5000 m à moins de 1000 m au Sud, sur une distance horizontale de 200 km.

Le fort relief est dû à l'incision par les rivières (Yangtze, Salouine, Mékong) qui ont incisé sa surface en formant des gorges, qu'on voit par exemple sur la photographie I.5c. Sur cette dernière le dénivelé entre le fond de vallée et les sommets est d'environ 500 m mais peut atteindre 3000 mètres localement. **Le relief permet donc de retracer l'évolution du réseau hydrographique du plateau.**

L'Ouest du plateau présente également un relief fort, avec une amplitude locale de 2000 mètres et des sommets pouvant atteindre plus de 6000 mètres. Comme la partie centrale, l'Ouest Tibet appartient majoritairement à la zone endoréique, sauf en bordure du Karakorum où se trouve l'Indus.

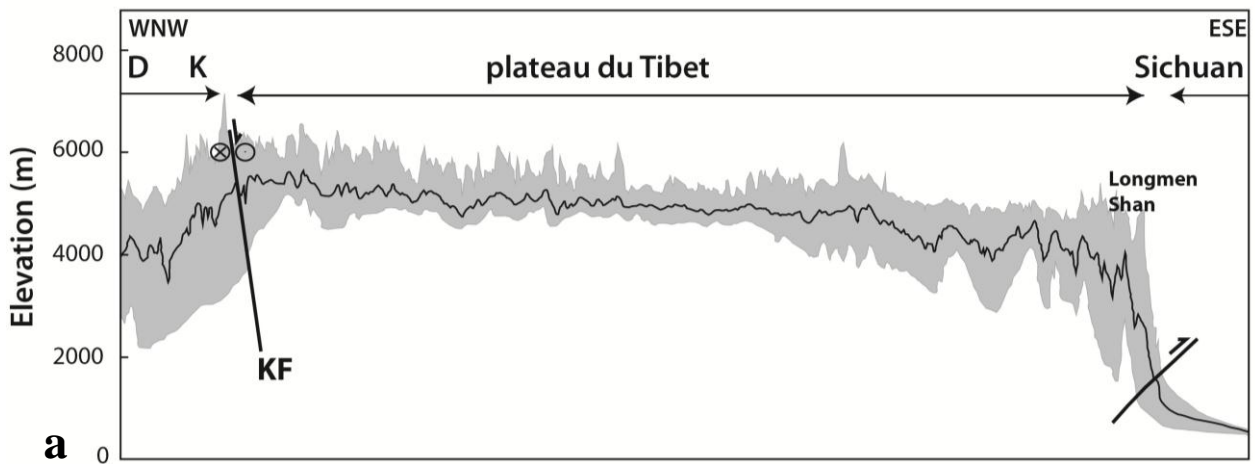
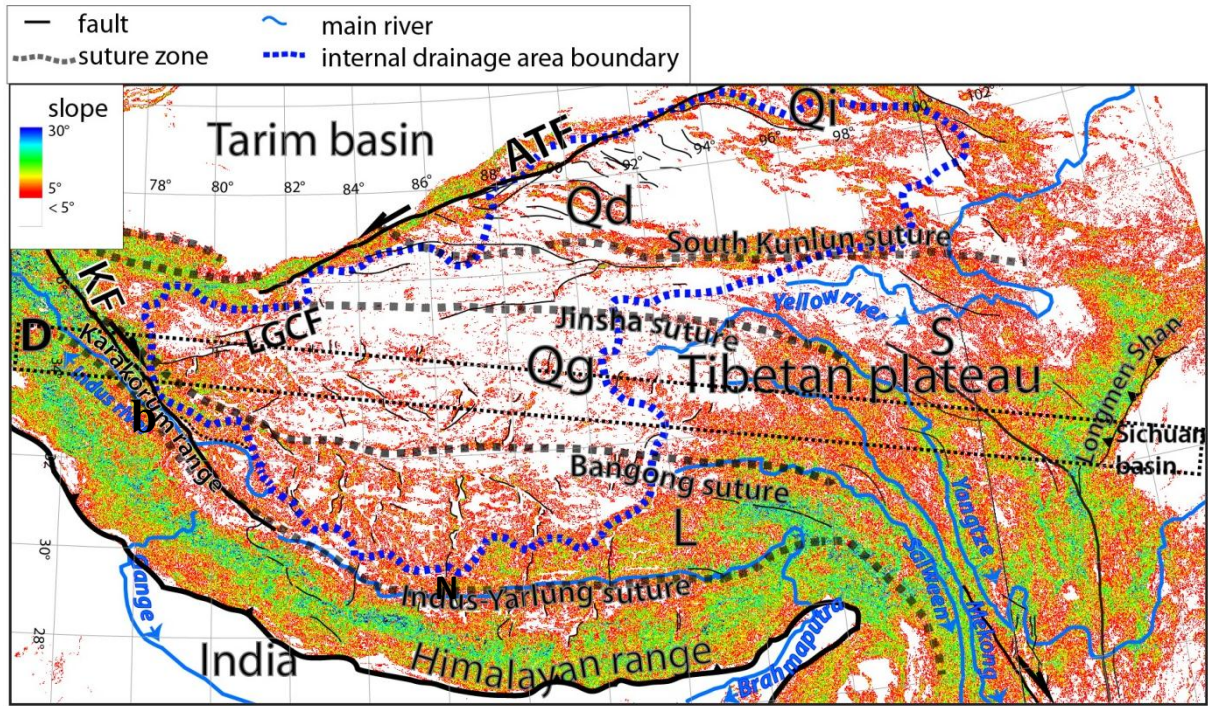


Figure I.3 : a) Carte de pentes montrant les contrastes de relief, réalisée avec Arcgis à partir de données SRTM de 800 de résolution. La ligne bleue pontillée représente la zone endorhémique du plateau d'après Strobl et al., (2012). L : bloc de Lhasa ; Qg: Qiangtang; S: Songpan; Qd: Qaidam; Qi: Qilian. Les principales rivières prennent leur source directement sur le plateau (à l'Est) ou en bordure (Ouest et Sud). N : Nyainqentanglha ; D : Deosai, b) profil altitudinal correspondant au rectangle noir figuré sur a.; K : Karakorum ; KF : faille du Karakorum.

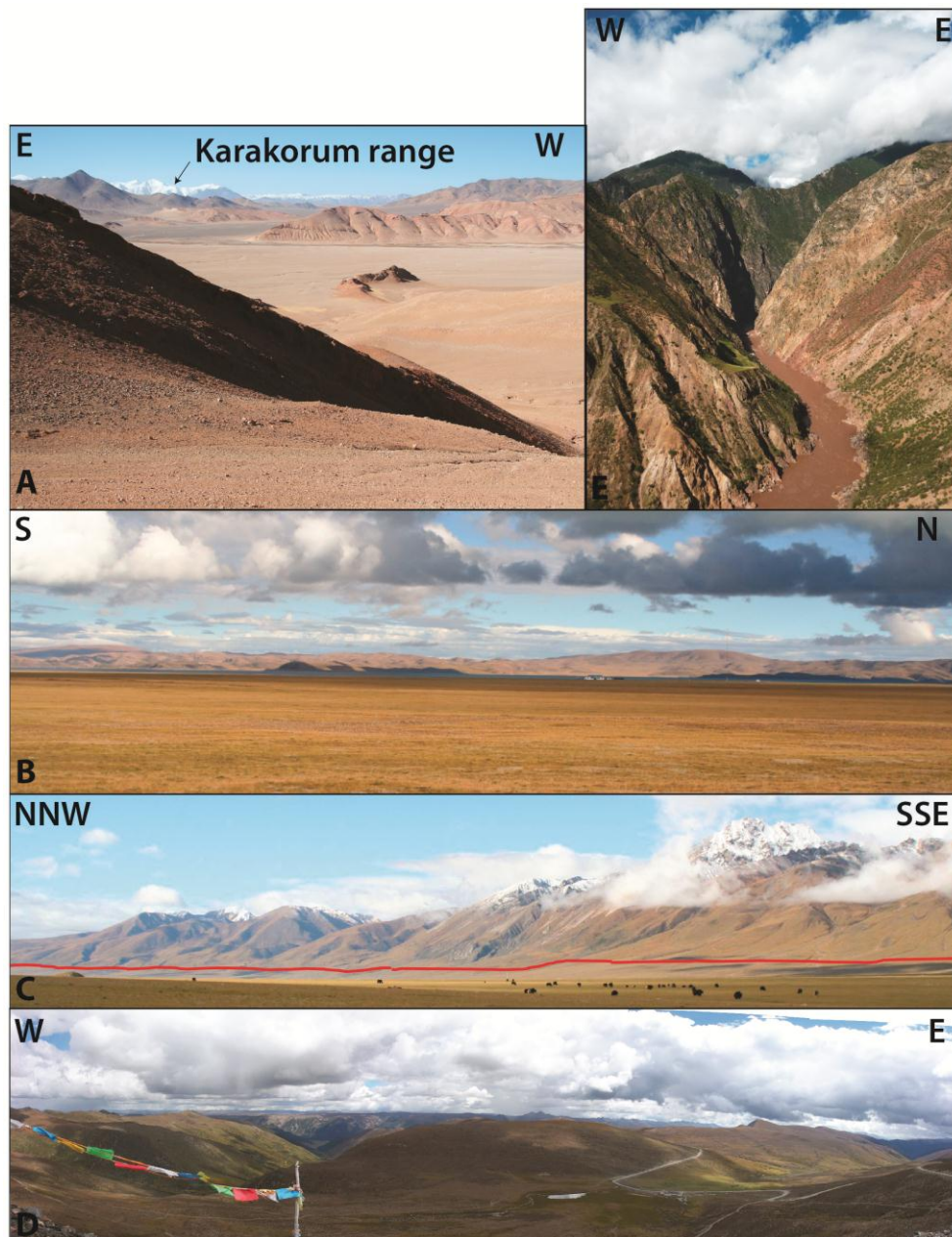


Figure I.4 : Diversité des paysages et morphologies du Tibet

A) paysage désertique typique de la région de Rutog, dans la partie Ouest du Tibet. Les barres rouges qu'on distingue sont des sédiments détritiques tertiaires qui recouvrent des terrains plus anciens. A l'arrière-plan, au centre, les montagnes enneigées appartiennent à la chaîne du Karakorum (ou Karakoram). B) vue du lac Nam Co dans le sud du Tibet central c) paysage du Sichuan, au Sud de Litang. Le relief est encore faible mais on commence à voir des vallées plus profondes que dans b). D) vue du Nyainqentanglha, qui culmine à environ 7160 m. Le tracé rouge correspond à une faille normale active qui provoque la surrection du Nyainqentanglha . La vallée est à environ 4600 m. E) gorge montrant une forte incision fluviale de l'Est du plateau par un affluent du Yangtze, près de Deqen (Yunnan), à environ 200 km au Sud de c). L'amplitude du relief est de 500 m. Les terrains rouges à droite sont datés du Jurassique. Les parties plus claires correspondent à du granite. Dans le quart inférieur gauche, on distingue des terrasses fluviales.

En bilan, le relief actuel du plateau est lié à la présence de failles normales actives, ainsi qu'aux réseaux hydrographiques et aux conditions climatiques. Le plateau est aujourd'hui érodé sur sa bordure est par l'incision des rivières et les précipitations de la mousson sud-est asiatique, alors que le centre est préservé de l'érosion.

On peut donc considérer le relief comme un traceur de l'évolution tectonique et climatique du Tibet, ainsi que d'éventuelles modifications de son réseau hydrographique, ce qui en fait un outil précieux pour comprendre l'évolution du plateau. La question que l'on se pose est donc la suivante :

Comment reconstruire l'histoire du plateau tibétain à partir du relief ?

1.2. Le plateau du Tibet : cadre structural et géodynamique

1.2.1. Cadre cinématique actuel

Le plateau est une zone active : de novembre 2013 à novembre 2014, l'US Geological Survey a répertorié 92 séismes de magnitude égale ou supérieure à 4. Il s'agit principalement de foyers en extension au centre du plateau (figure I.5), associées au fonctionnement des grabens, et de séismes liés au fonctionnement de certains décrochements (figure I.6), comme la branche sud-est de la faille de l'Altyn Tagh. Les mécanismes au front de la chaîne himalayenne sont surtout compressifs.

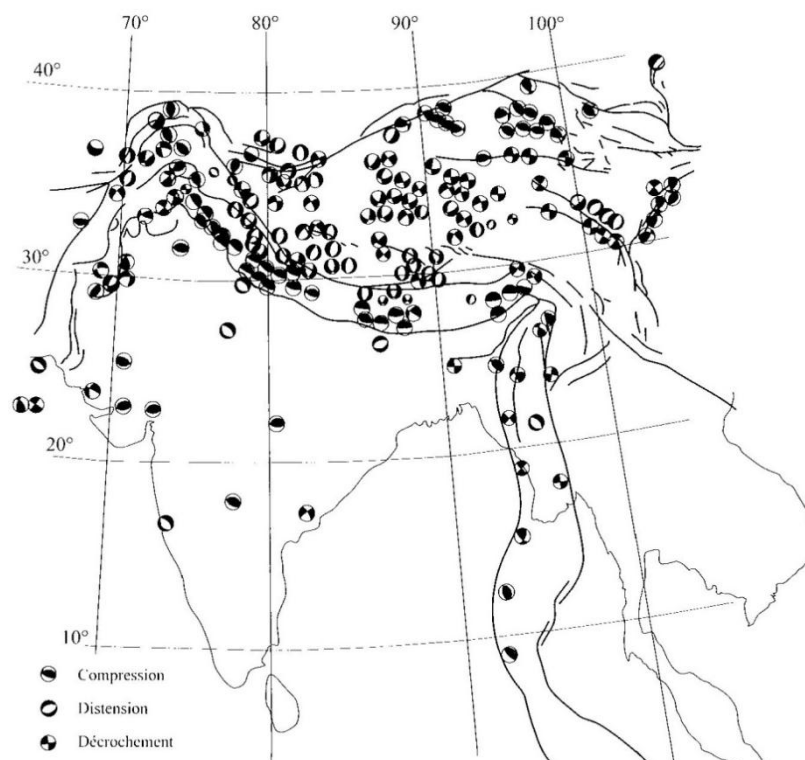


Figure I.5. Sismicité actuelle de l'ensemble Himalaya-Tibet.

Au centre, les foyers en extension sont associés aux failles normales. Les séismes en compression sont associés à la convergence NS. Les foyers montrant un décrochement sont situés aux niveaux des grands décrochements. In : Mascle, Pêcher et Guillot, Himalaya-Tibet, La collision continentale.

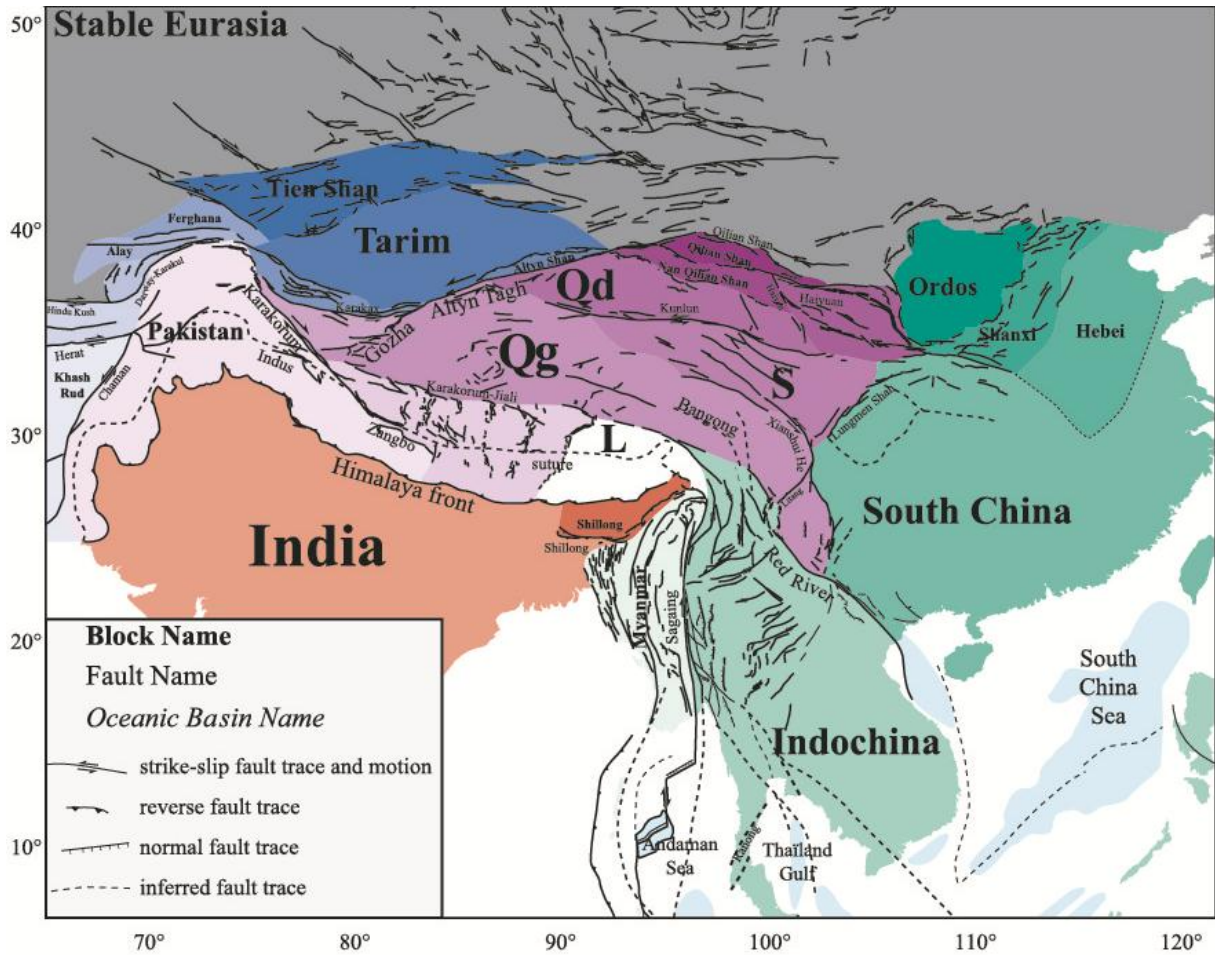


Figure I.6. Carte tectonique de l'Asie du Sud-Est

Plusieurs grandes failles bordent le Tibet. En particulier, la faille du Karakoram (ou Karakorum) au Sud-Ouest est une faille décrochante-normale dextre. Au Nord, le décrochement de l'Altyn Tagh sépare le Tibet du désert du Tarim. On distingue également plusieurs graben formés par des failles normales conjuguées, orientés généralement NS. L = bloc de Lhassa, Qg = bloc de Qiangtang ; S = bloc de Songpan ; Qd = bloc de Qaidam. Modifié d'après Replumaz et Tapponnier, (2003).

Les données GPS, elles, permettent d'étudier la cinématique sur une dizaine d'années, et montrent que par rapport à l'Eurasie, le plateau se déplace vers le Nord-Est, en direction du bloc de la Chine du Sud qui est indiqué figure I.7.

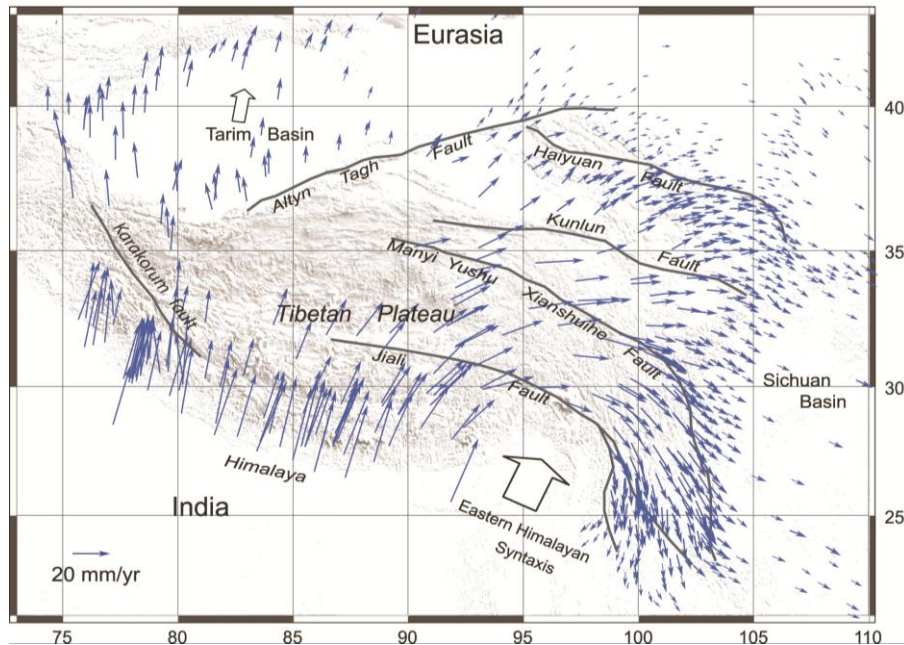


Figure I.7 : Mouvements absolus du plateau et de l'Himalaya mesurés par GPS, avec l'Eurasie comme référence fixe. Modifié d'après Gan et al. (2007).

1.2.2. Répartition des terrains sédimentaires et magmatiques

Le Tibet est surtout constitué de terrains sédimentaires océaniques séparés par des bandes d'ophiolites (zones de suture), avec une abondance de roches magmatiques datées du Crétacé au Miocène dans la partie la plus au Sud (figure I.8). Les ceintures d'ophiolites délimitent plusieurs microblocs continentaux (figure I.9). Il s'agit, du nord vers le sud du plateau, des blocs de Qilian, Quaidam-Kun Lun, Songpan, Qiangtang et Lhasa (Bally et al., 1980, figure I.10).

Il comporte également des terrains volcanique potassique à ultrapotassiques (figure I.9) : Eocène à Miocène au sud, et du Miocène au Pliocène au centre et au nord. La signification géodynamique de ces roches volcaniques est encore mal comprise. Elles sont interprétées comme les témoins d'un magmatisme lié à une extension d'arrière arc durant l'Eocène-Oligocène (Chung et al., 2005), à une subduction continentale (Ding et al., 2003), à une délamination lithosphérique (Chung et al., 2005), au détachement du panneau plongeant de la plaque thétytienne (Kohn et Parkinson, 2002) ; il peut encore s'agir d'un magmatisme d'arc

de type andin (Mahéo et al., 2000), ou qui serait lié au fonctionnement de la faille du Fleuve rouge (Guo et al., 2004).

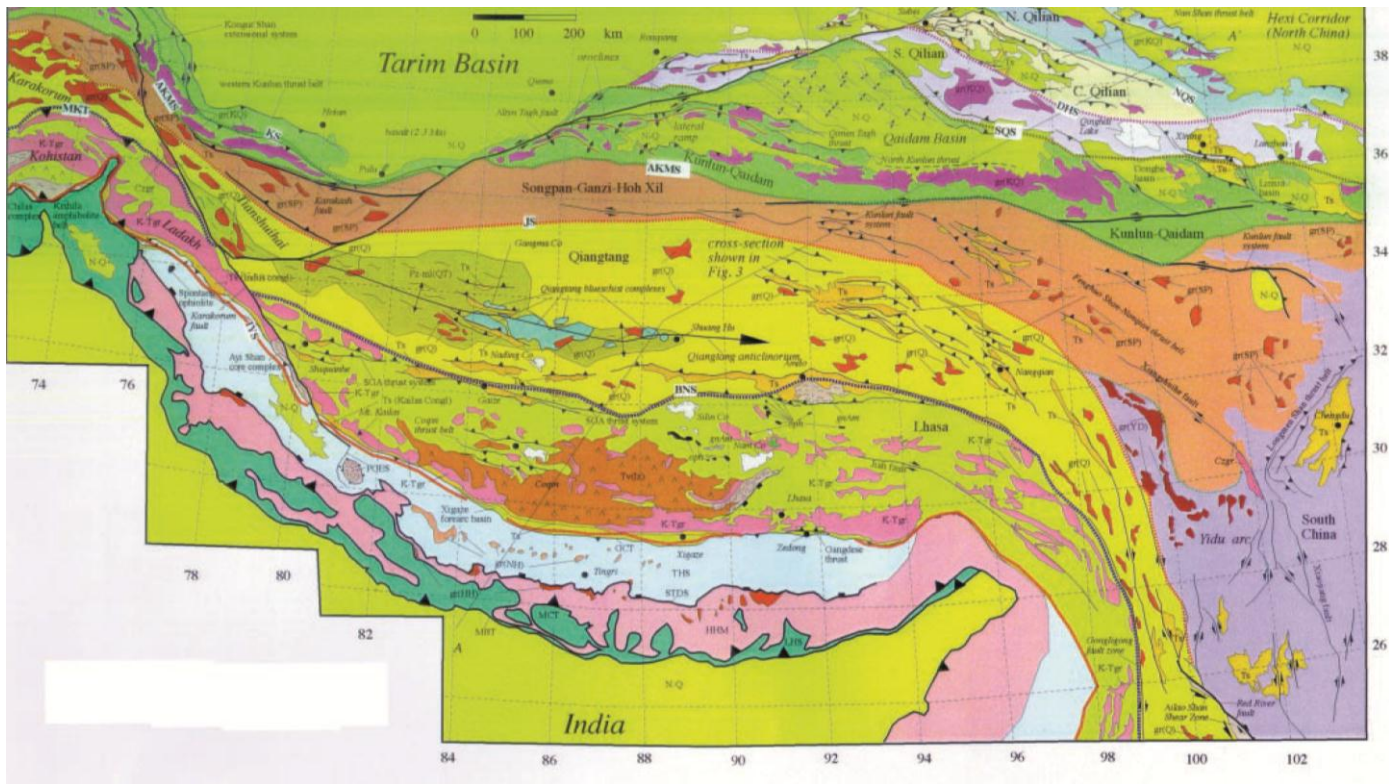


Figure 1.8. Carte géologique simplifiée du plateau. Les terrains volcaniques sont en rouge. Les terrains sédimentaires les plus jeunes sont représentés par les couleurs les plus claires. Yin et Harrison, (2000).

Ts, roches sédimentaires Tertiaires; *Tv(lz)*, roches volcaniques du Linzizong (bloc de Lhasa) 40-60; *gnAm*, Amdo gneiss; *THS*, Himalaya thétysien (roches sédimentaires de marge passive, du Protérozoïque au Crétacé); *HHM*, roches métamorphiques du Haut Himalaya; *LHS*, métasédiments du bas Himalaya. Roches plutoniques : *Czgr*, granites Cénozoïques de l'Est Tibet et du Karakorum ; *gr(NH)*, granite du Nord Himalaya; *gr(HH)*, leucogranite du Haut Himalaya; *K-Tgr*, roches plutoniques des batholites du Gangdese, du Ladakh batholith, et de l'arc du Kohistan; *gr(Q)*, roches plutoniques Mésozoïques du bloc de Giangtang; *gr(SGH)*, roches plutoniques Mésozoïques du bloc Songpan-Ganzi-Hoh Xil; *gr(KQ)*, roches plutoniques Paléozoïques et Mésozoïques des blocs de Kunlun and Qilian.

Sutures: *IYS*, suture de l'Indus-Yalu suture; *BNS*, suture du Bangong-Nujiang; *JS*, suture de Jinsha; *AKMS*, Ayimaqin-Kunlun-Mutztagh suture; *SQS*, suture du Sud Qilian; *DHS*, suture de Danghe Nan Shan; *NQS*, suture du Nord Qilian; *KS*, suture de Kudi.

Principales structures Cénozoïques: *STDS*, Détachement superficiel du Sud Tibet; *MCT*, Chevauchement central majeur; *MBT*, chevauchement bordier majeur.

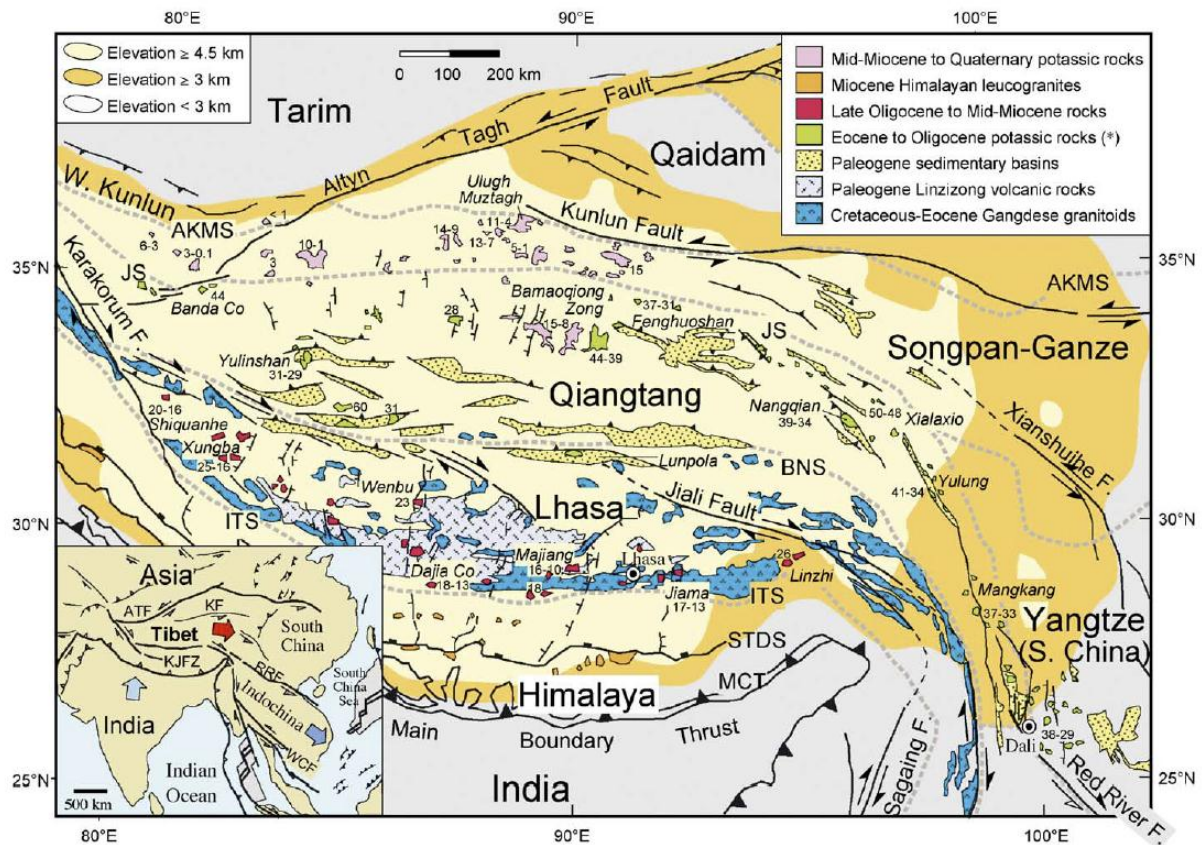


Figure 1.9. Carte géologique simplifiée du plateau montrant l'âge des terrains volcaniques et plutoniques, et la répartition des bassins détritiques du Paléocène-Eocène. Chung et al., (2005).

1.2.3. Géométrie de la zone de convergence

Épaississement crustal

Des données géophysiques, en particulier les anomalies du géoïde et les anomalies de gravité (figure I.10), montrent que la croûte sous-jacente au plateau est fortement épaissie.

Ces travaux sont confirmés par des études des vitesses d'ondes sismiques ont montré que sous le plateau, la croûte atteignait 75 km de profondeur, comme indiqué sur la figure I.11 qui figure la profondeur du Moho à presque 80 kilomètres sous le bloc de Lhasa. Ce doublement d'épaisseur de la croûte est une première explication à la haute altitude du plateau.

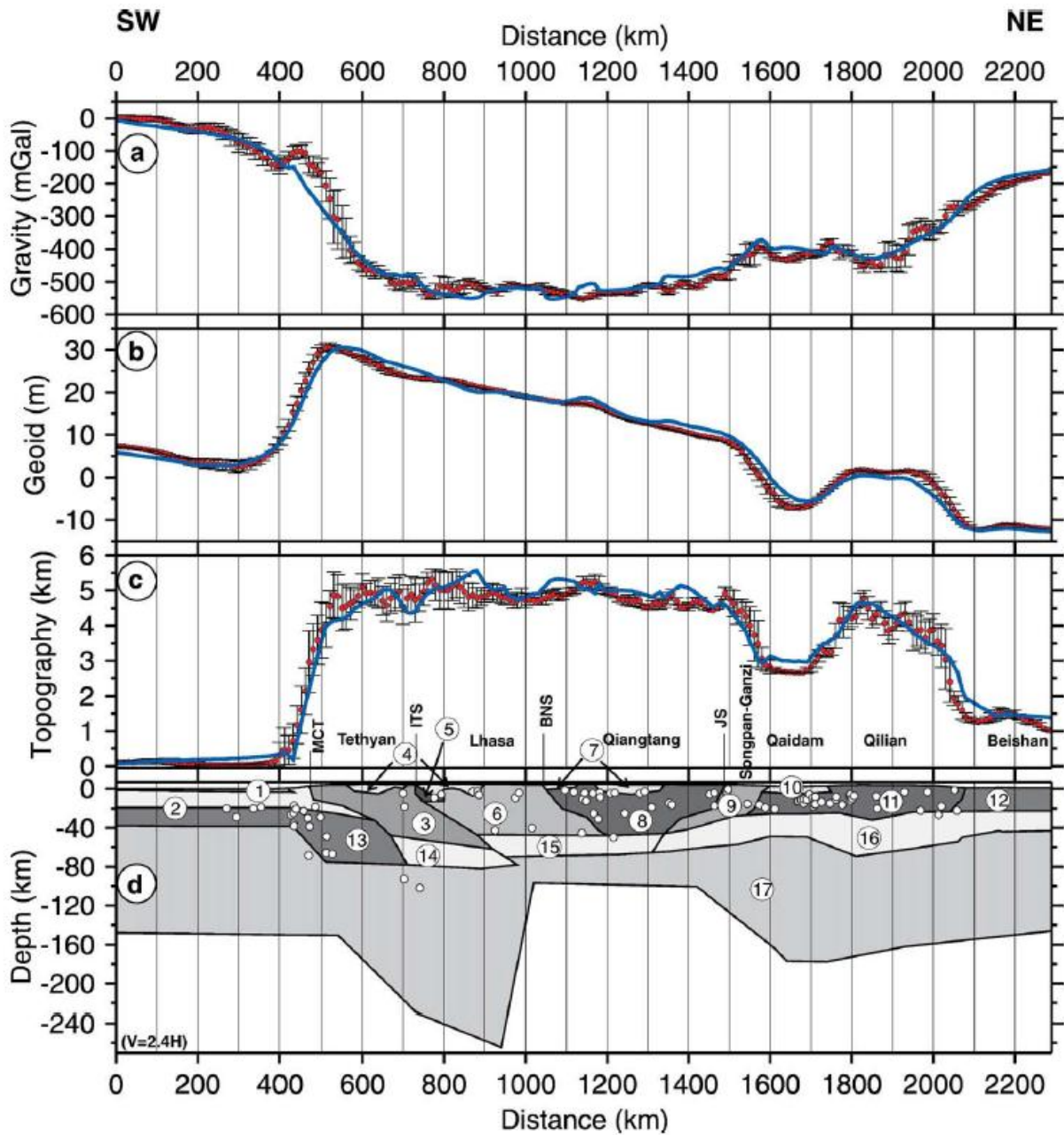


Figure 1.10. Modèle gravimétrique de l'ensemble Himalaya-Tibet. Les numéros correspondent aux différents ensembles structuraux utilisés dans la modélisation (par exemple, 13 correspond à la croûte inférieure indienne, 6 à la croûte supérieure du bloc de Lhasa), 17 au manteau lithosphérique. Les points sont des foyers de séismes. Jiménez-Munt et al., (2008).

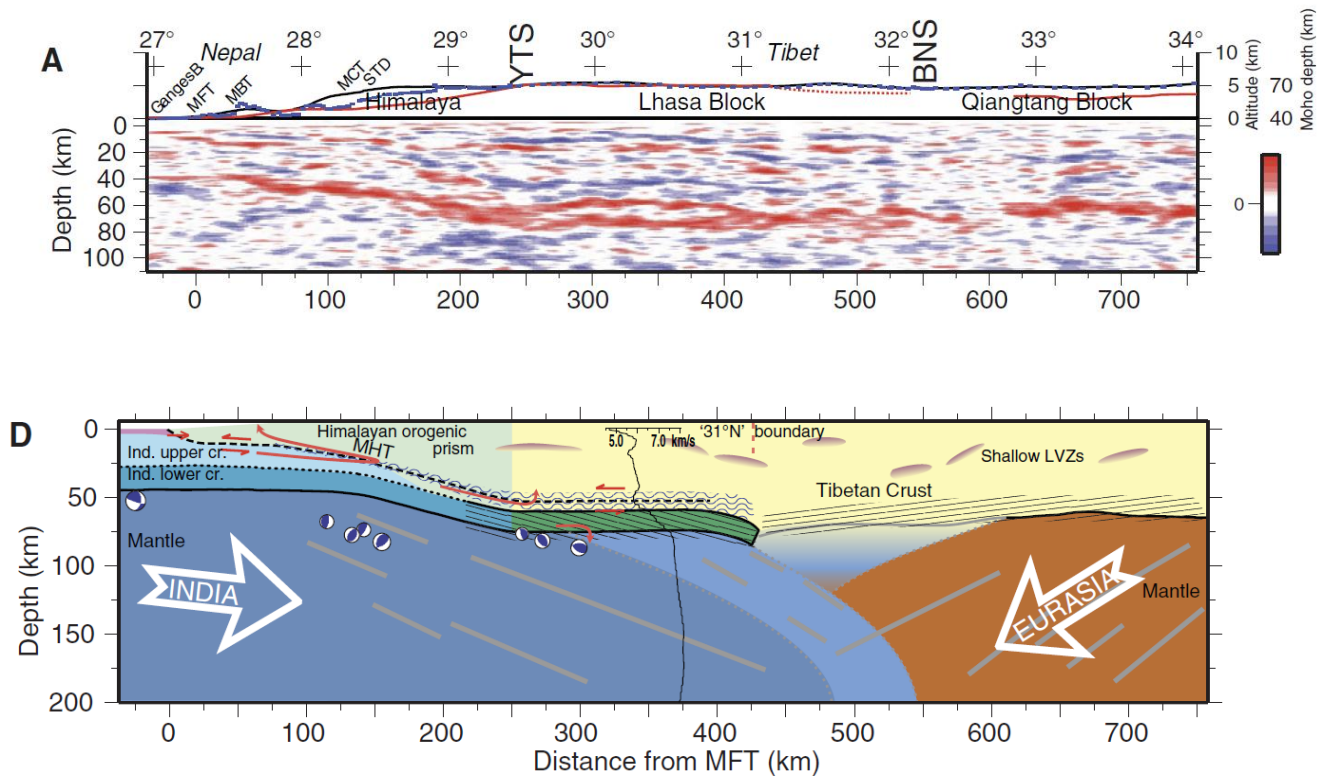


Figure I.11. A) Image de fonctions récepteurs d'ondes sismiques le long d'un profil Sud-Nord. Les couleurs représentent les variations d'impédance en fonction de la profondeur. Le Moho correspond à la bande rouge. D) Interprétation structurale mettant en évidence de la plaque indienne sous l'Asie. Nábelek et al., (2009).

Déformations

La figure I.12 présente les grandes structures présentes au Tibet. On y trouve des chevauchements orientés Est-Ouest plongeant vers le Nord et le Sud. Ils sont actifs en Himalaya. Ces chevauchements, inactifs sur le plateau, sont liés aux sutures entre les différents domaines du plateau et sont à l'origine d'une structure en empilement de blocs crustaux.

Le plateau est aussi affecté par des failles actives : grands décrochements obliques (failles de Jiali, Xianshihe et du Kun Lun) et des grabens orientés nord-sud, qui témoignent d'une extension Est-ouest (Armijo et al., 1986 ; Armijo et al., 1989) et qu'on peut relier à la sismicité actuelle du plateau. Enfin, il existe une déformation intrabloc, marquée par des plis d'axe Est-Ouest et des chevauchement à vergence Sud et Nord (Kapp et al., 2005).

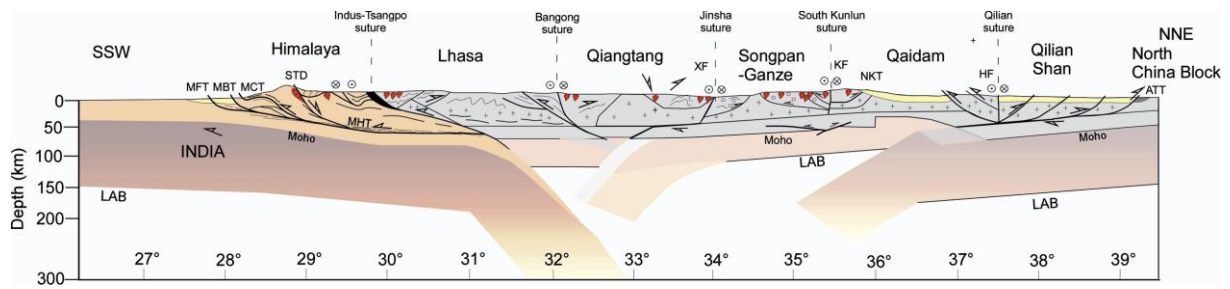


Figure I.12. Coupe géologique simplifiée de l'Himalaya et du Tibet. La couleur jaune correspond à la couverture sédimentaire cénozoïque. Les plutons granitiques sont en rouge. MFT : Main frontal thrust ou front himalayen ; MBT : Main Boundary Thrust ou chevauchement bordier ; MCT : Main Central Thrust ou chevauchement central majeur ; STD : South Tibet Detachment Fault ou détachement superficiel du Sud Tibet ; KF : Faille du Karakorum ; NKT : North Kunlun Fault ; HF : Haixian Fault ; XF : Xianshuihe Fault. Guillot et Replumaz, (2013).

1.2.4. Evolution géodynamique de la zone de convergence Inde-Asie

La structure en blocs du plateau est le résultat de plusieurs collisions. Les premières ont eu lieu au cours du Paléozoïque (Bally et al., 1980) : les cinq microblocs continentaux sont successivement entrés en collision avec l'Asie, lors de la fermeture de domaines océaniques rattachés à l'océan thétyzien (Allègre et al., 1984). La collision entre le bloc de Qilian et l'Asie a eu lieu au Paléozoïque inférieur ; la collision suivante avec le bloc de Qaidam a eu lieu au Silurien ; au Trias inférieur s'est accrété le bloc de Songpan, puis le bloc de Qiangtang au Trias supérieur (e.g. Yin et Harrison, 2000, *cf* Figure I.12). Enfin, le bloc de Lhasa est entré en collision avec le bloc de Qiangtang au début du Crétacé, à la suite de la fermeture de la Paléo-Téthys qui a été initiée au Jurassique (Dewey et al., 1988). Il n'y a cependant pas de consensus concernant les dernières étapes de collision dans l'Ouest Tibet : Matte et al., (1996) et Valli et al., (2008) considèrent l'existence d'un microbloc, le Risum anticlinorium, bordé par deux zones de sutures, alors que Kapp et al., (2003), considèrent qu'il fait partie du bloc de Lhasa.

Suite à la structuration du plateau du Tibet, la collision entre la plaque indienne et l'Asie (Tibet), il y a environ 50 millions d'années, a provoqué la formation de l'Himalaya (Guillot et al., 2003). Il est important de noter qu'actuellement, en se basant sur la morphologie, la bordure Sud du plateau recouvre une partie de la chaîne himalayenne : la zone thétytienne, ou haut Himalaya thétytien, et la zone de suture de l'Indus. La zone thétytienne correspond à des terrains sédimentaires (présent en particulier au sommet de

l'Everest) dont les âges vont du Protérozoïque à l'Eocène (Masclé, 1985). Ils sont intrudés par des granites d'âge Miocène (granites nord himalayen, Le Fort, 1988). Le sommet de cet ensemble sédimentaire est composé de sédiments marins, ou de plateforme, mis en place entre le Permien et l'Eocène, sur la marge continentale passive nord indienne (Masclé, 1985). Le plateau du Tibet morphologique est à donc à cheval entre la plaque eurasiatique et la plaque indienne.

Les étapes de la fermeture de l'océan téthysien et de la collision continentale qui a engendré l'Himalaya sont présentées sur la figure I.13. La subduction de la Téthys a commencé au Crétacé, comme l'indiquent plusieurs marqueurs de paléosubduction en particulier la présence dans la zone de suture de l'Indus de reliques d'arc intra-océaniques dont l'âge est compris entre 110 et 130 Ma (Aichison et al., 2000; Mahéo et al., 2000 ; 2004 ; Wang et al., 2000 ; Hébert et al., 2012), de schistes bleus (Honegger et al., 1982, Mahéo et al., 2006). Les batholithes du Kohistan, Ladakh et Gangdese (Fig. I.11), formés entre 100 et 45 Ma, indique également que la marge sud Asiatique était une marge continentale active, de type andine, sous laquelle subductait l'océan Téthys (Tapponnier et al., 1981 ; Petterson & Windley, 1985 ; Weinberg & Dunlap, 2000 ; Wen et al., 2008 ; Ravikant et al., 2009).

L'âge du contact initial entre l'Asie et la plaque continentale indienne est toujours débattu et varie suivant les estimations entre 65 et 35 Ma (*cf* synthèse de Guillot et al., 2003). La collision initiale est associée à la transition entre subduction océanique et subduction continentale de la marge indienne sous la marge active sud asiatique. Cet épisode est attesté par la présence de roches métamorphiques de ultra-haute pression et d'origine continentale découvertes au Tso Morari et au Kaghan, des massifs de l'ouest himalayen. Le pic du métamorphisme est daté de 50 Ma environ (e.g. de Sigoyer et al., 2000 ; Guillot et al., 2008, Pognante et Spencer, 1991). Cette période coïncide avec une diminution de la vitesse de convergence de la plaque indienne, de 55 à 43 Ma reconstituée par des études paléomagnétiques (Besse et Courtillot, 1988 ; Klootwijk et al., 1991 ; synthèse de Guillot et al., 2003, Dupont-nivet et al., 2010; van Hinsbergen et al., 2012). L'épaississement principal de la marge continentale indienne, et donc la formation de la chaîne himalayenne, n'interviendrait que postérieurement à cet épisode de subduction continentale vers 40 Ma et correspondrait à l'épisode métamorphique dit eohimalayen (Cabu et al., 1983, Pêcher, 1989). Cet épaississement crustal et la formation des reliefs himalayens qui en résulte, se traduit par une augmentation du volume de sédiments issus de l'érosion de ces reliefs, il y a 45-50 Ma environ et qu'on retrouve aujourd'hui dans la baie du Bengale (Métivier et al., 1999). La transition subduction continentale / épaississement crustal serait lié au changement d'angle de plongement de la plaque indienne qui devient beaucoup plus faible possiblement suite au détachement de la plaque océanique téthysienne (Chemenda et al., 2000; Kohn & Parkinson, 2002).

Des modèles fondés sur les taux de glissement sur les grandes failles (Replumaz & Tapponnier, 2003, Replumaz et al., 2014) ont permis de reconstituer étape par étape la position et la surface de l'Inde par rapport à l'Asie. Il en ressort que de 40 Ma à aujourd'hui, la déformation totale liée à la collision se divise de la manière suivante : 61% de la déformation est accommodée par le raccourcissement, 22% par l'extension, et 17% par l'extrusion (Replumaz et Tapponnier, 2003). L'extrusion consiste en mouvements

horizontaux de blocs lithosphériques le long de grands décrochements (Tapponnier et al., 1982, Tapponnier et al., 2001) telles que la faille de l'Altyn Tagh et la faille du Fleuve rouge. Le bloc de la Sonde, constitué par la péninsule indochinoise et sa marge continentale, a coulissé le long de la faille du Fleuve rouge au mouvement senestre, entre 35 et 15 Ma. Le mouvement de cette faille s'est ensuite inversé (Leloup et al., 1995), permettant l'extrusion du bloc de la Chine du Sud. Le déplacement senestre est d'au moins 500 km (Leloup et al., 1995). La marge nord de l'Inde était plus étendue, formant une surface d'environ 6 millions de km² (« Greater India », Le Pichon et al., 1992) en partie perdue lors du raccourcissement lié à la collision. Le raccourcissement Nord-Sud total, incluant la déformation de l'Asie et celle de l'Inde, est estimé entre 1850 et 2600 km (Le Pichon et al., 1992, Guillot et al., 2003).

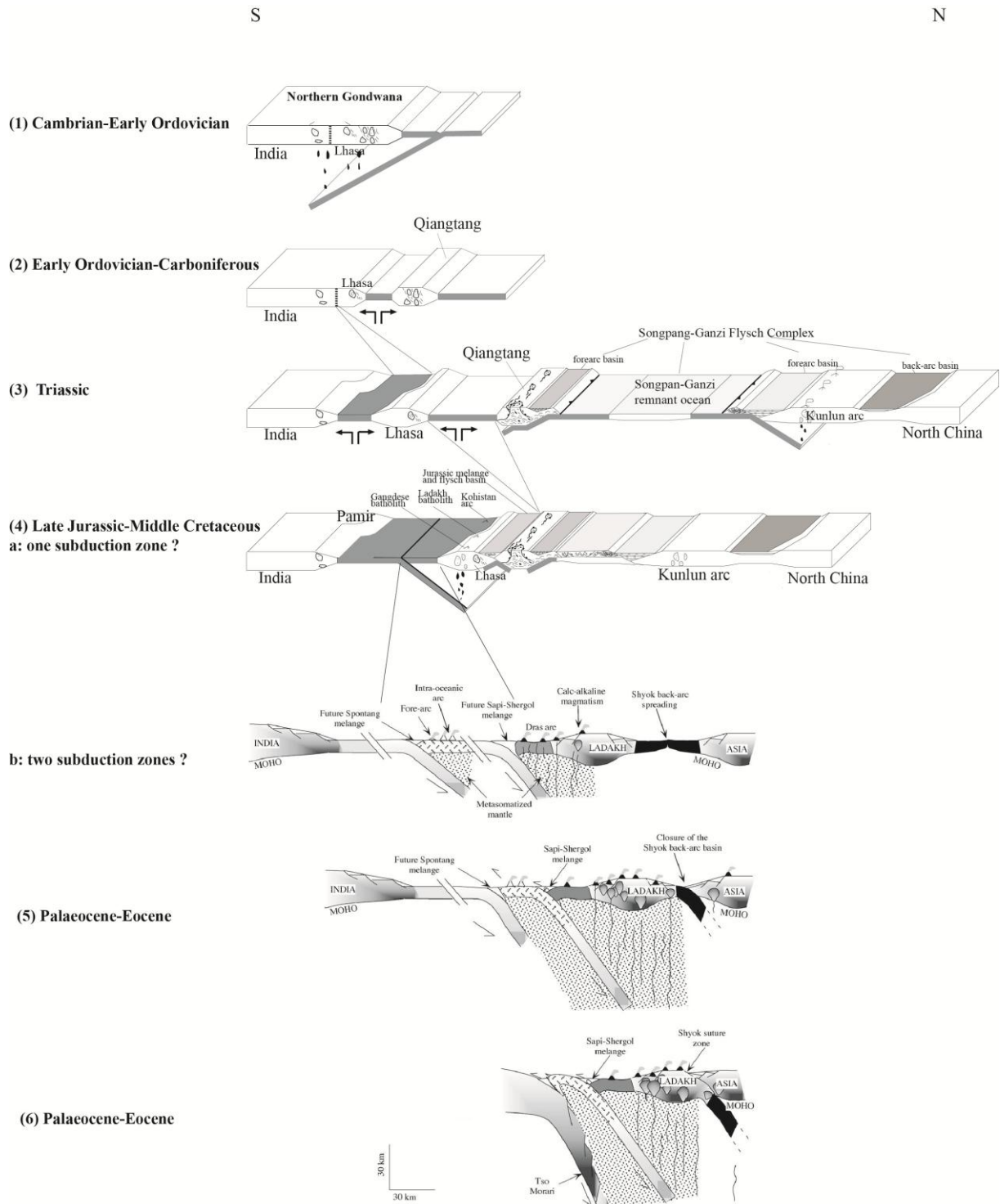


Figure I.13. : Evolution tectonique de la partie sud du Tibet du Paléozoïque au Césozoïque.
1 à 4a : Yin et Harriison (2000) ; 4b à 6 : Mahéo et al., 2004.

1.3. Origine du plateau

L'existence d'une vaste surface de haute altitude et globalement de faible relief en arrière d'une zone de collision pose de nombreuses questions : quelles est l'origine de cette haute altitude ? Comment et quand s'est elle développées ? Quelles sont les réponses mécaniques du Tibet à la collision avec l'Inde ? Comment et quand sa morphologie (et sa diversité) a été obtenue ?

Dès 1924, Argand a observé que les hautes altitudes du plateau étaient connectées à la forte épaisseur de la croûte (Fig. I.14).

Etudier l'origine et la dynamique du Tibet revient donc en partie à étudier les mécanismes d'épaississement crustal, en lien avec l'accommodation de la convergence Inde-Asie.

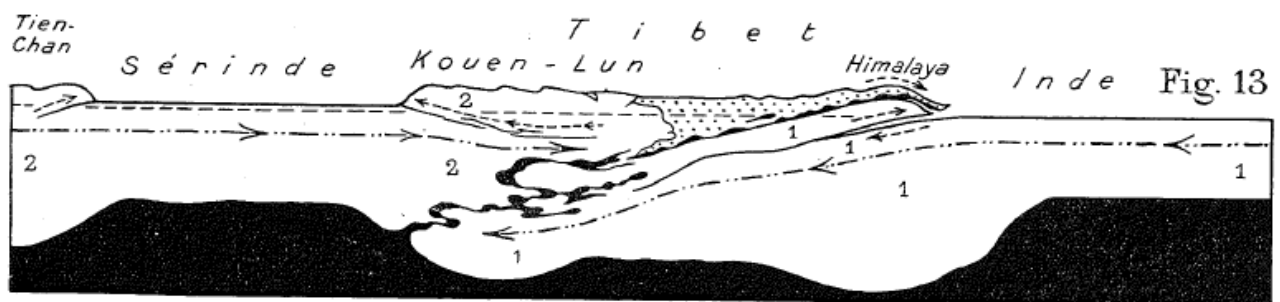


Figure I.14. Coupe d'Emile Argand qui postule un « charriage » du continent indien sous l'Asie et préfigure la compréhension moderne du système Himalaya-Tibet.

1.3.1. Principaux modèles

Comme écrit précédemment, la collision Inde-Asie a eu lieu il y a environ 45 Ma. Cette collision a donné lieu à au moins deux types de modèles, non exclusifs, pour expliquer l'épaississement et la surrection du Tibet. Dans le premier cas, il s'agit d'un modèle d'épaississement hétérogène soit par sous-placage de la plaque indienne sous la croûte asiatique (Powell et Conaghan, 1973 ; Barazangi et Ni, 1982 ; Mattauer, 1984) ou par écaillage de la plaque asiatique (Tapponnier et al., 2001). Dans le second cas, la déformation ne serait pas localisée : l'Inde, au cours de sa convergence vers le Nord, aurait « poussé » la croûte tibétaine, provoquant un épaississement homogène (England et Houseman, 1986 ; 1989 ; Murphy et al., 1997). Il est également possible qu'une partie de l'épaississement soit antérieur à la collision Inde - Asie (Kapp et al., 2005).

La présence de grands décrochements, comme la faille de l'Ailao Shan - Fleuve Rouge et de l'Atyn Tagh (Figs. I.6 & I.16), suggère que la convergence n'est pas uniquement

accommodée par l'épaississement du Tibet, mais qu'une part d'échappement latéral (extrusion) a également lieu (Fig. I.16 ; Tapponnier et al., 1982 ; Tapponnier et al., 1986 ; Peltzer et Tapponnier, 1988, Tapponnier et al., 2001). Cette extrusion s'intègre dans des modèles de déformation localisée qui font des décrochements des structures majeures probablement d'échelle lithosphérique (ibid.).

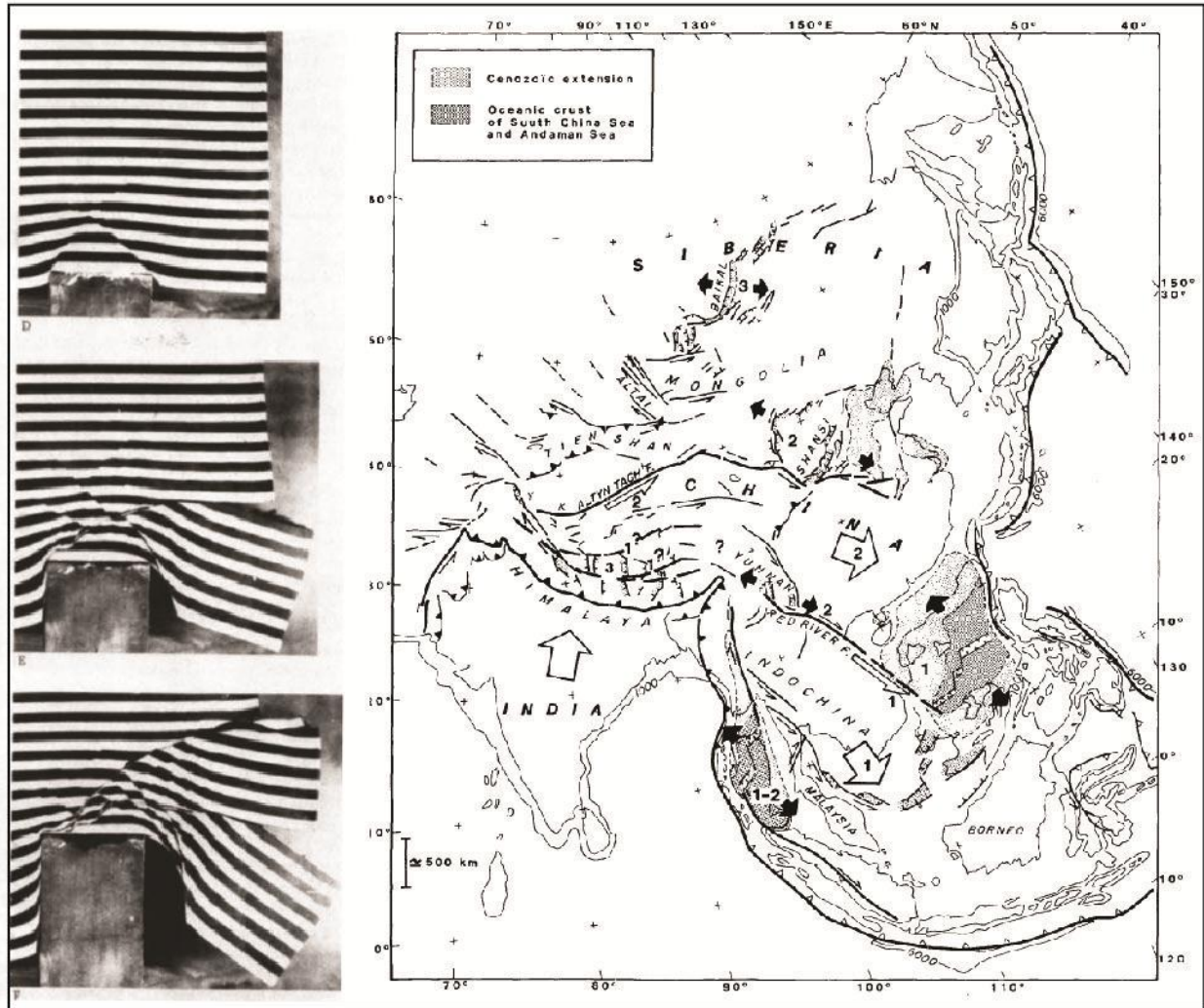


Figure I.15. Expérience analogique montrant un mécanisme d'extrusion latérale. La plasticine a un bord fixe à gauche et un bord libre à droite, et est indenté par un poinçon figurant l'Inde. Les numéros correspondent à la chronologie des phases d'extrusion. Tapponnier et al., (1982).

La dynamique et la surrection du plateau du Tibet peuvent également être associées à des modifications de sa rhéologie au cours du temps. Une série de modèles propose que l'évolution tectonique et altitudinale du plateau postérieurement à la collision, serait lié à des modifications thermiques. Ces modifications seraient liées à des processus de délamination du

manteau (Houseman et al., 1981), rupture de la plaque indienne plongeante ou slab break-off (figure I.16, Chemenda et al., 2000), formation d'un flux de matériel ductile dans la partie inférieure de la croûte (figure I.17, flux chenalisé, ou channel flow, Clark et al., 2000, Royden et al., 2008).

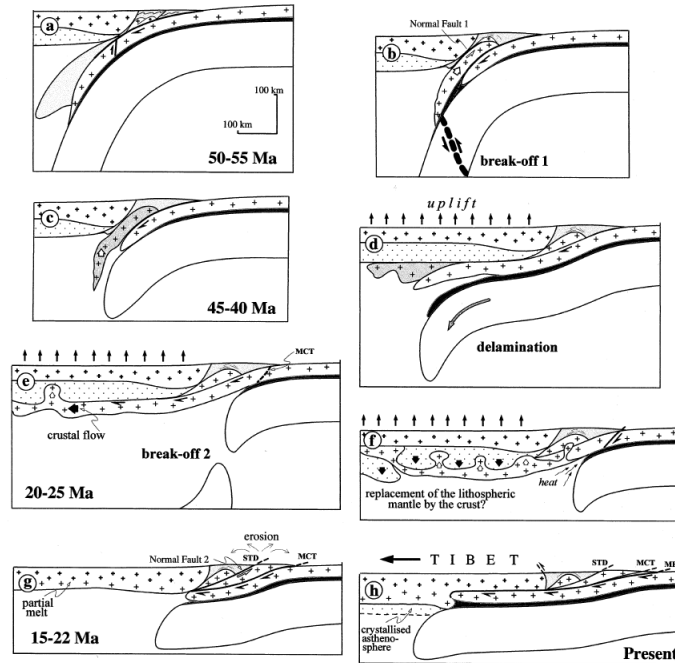


Figure I.16. Modèle de soulèvement du plateau prenant en compte un sous-placage de la plaque indienne sous l'Asie ainsi que deux épisodes de slab break-off. Chemenda et al., (2000).

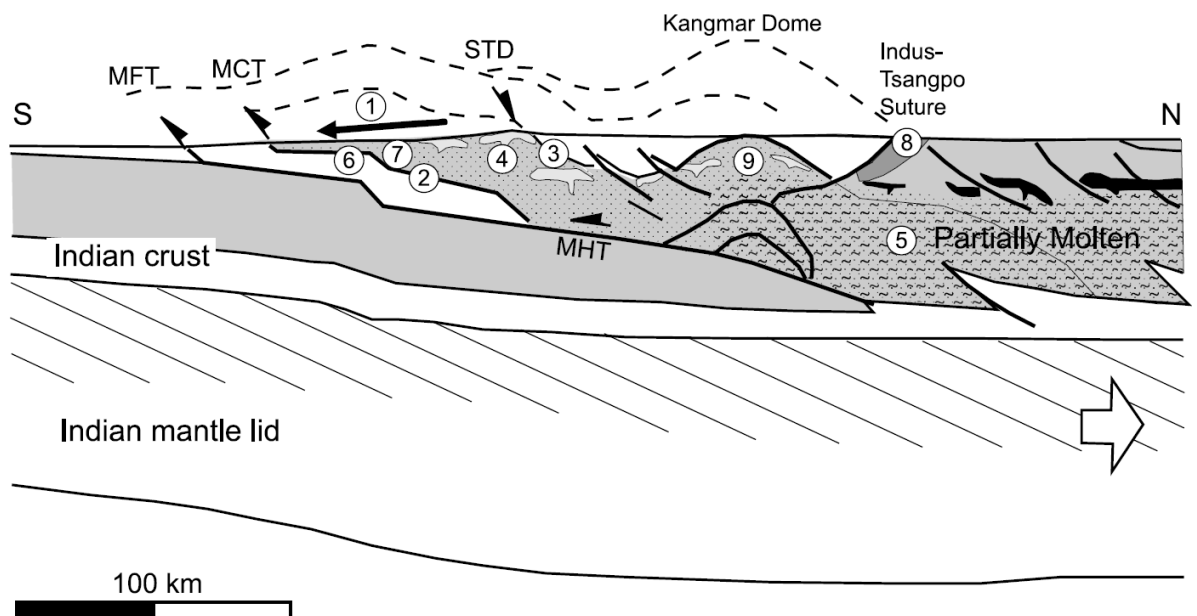


Figure I.17. Modèle de channel flow (Beaumont et al., 2004)

Les modèles de channel flow reposent l'observation de granites d'origine crustale et de migmatites dans le Haut Himalaya (Searle et Szulc, 2005 ; Searle et al., 2006) et sur des données sismiques suggérant la présence de matériel partiellement fondu dans la croûte indienne (Nelson et al., 1996). Ce modèle dépend d'une érosion localisée (figure I.17) qui permet l'exhumation passive des roches de la haute chaîne himalayenne.

Il n'existe pas encore de consensus privilégiant telle ou telle hypothèse de formation du plateau et ces modèles sont encore très discutés. Les données GPS présentées plus haut, à l'origine utilisées pour justifier les modèles de flux chenalisés, peuvent en réalité être également compatible avec des modèles d'extrusion (Thatcher, 2007).

1.3.2. Influence de la dynamique lithosphérique sur l'évolution topographique du plateau

Les modèles exposés ci-dessus impliquent des chronologies de surrection du plateau différentes. Les modèles d'épaississement hétérogène peuvent impliquer une formation par étapes, qui auraient commencé avant la collision tardive entre l'Inde et l'Asie. Il y aurait eu un « proto-Tibet » ou Lhassaplano à l'Eocène (Tapponnier et al., 2001), recouvrant le Sud de l'actuel plateau, la partie centrale se serait soulevé à l'Eocène-Oligocène, et la partie Nord au Pliocène (figure I.18). Il est à noter que Kapp et al., (2005), place la formation du plateau central, ou du moins un fort épaississement crustal, avant la collision Inde-Asie. Cette surrection de blocs par séquences, qui prend en compte l'épaississement précollision, s'oppose au modèle d'épaississement homogène qui implique une surrection progressive et continue du plateau depuis le sud vers le nord (Houseman et al., 1981 ; Beaumont et al., 2001). D'après ces modèles d'épaississement homogène, l'altitude du sud du plateau, après sa surrection initiale à près de 10 000 m, décroît ensuite.

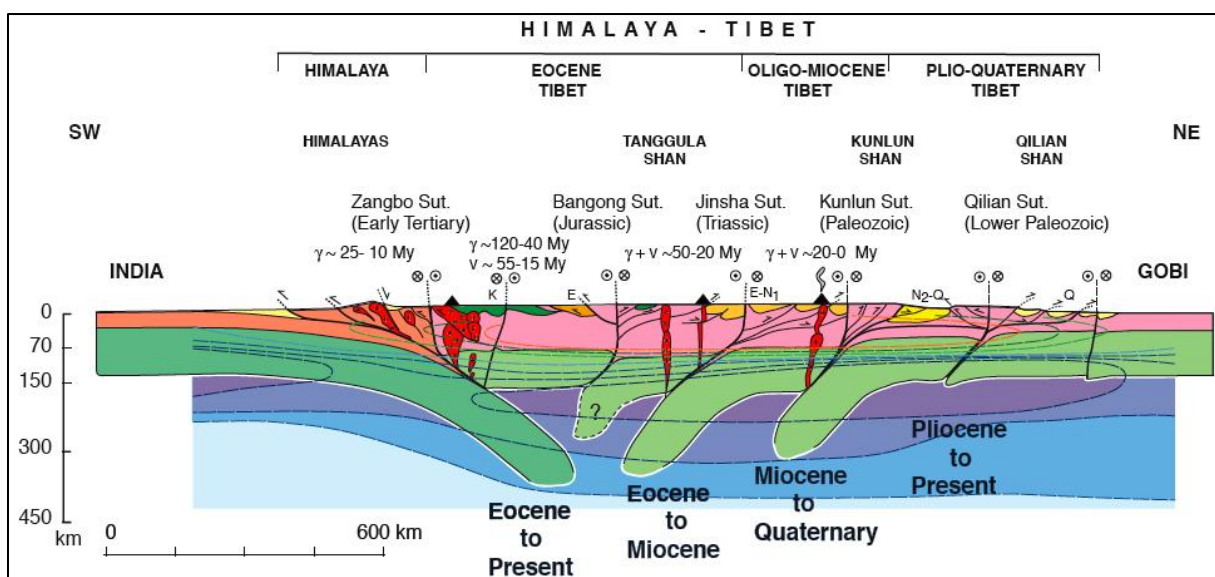


Figure I.18. Surrection par étapes du plateau tibétain. (Tapponnier et al., 2001)

D'après le modèle de délamination, le manteau lithosphérique épaissi suite à la collision et en déséquilibre gravitaire, se serait détaché il y a environ 8 Ma (Houseman et al., 1981), ce qui aurait provoqué un rebond brusque et tardif, du plateau.

Enfin, un détachement du slab indien permettrait de passer d'un plan de subduction raide à un plan de subduction plus faiblement penté autour de 45 Ma (Chemenda et al., 2000). Ceci favoriserait le sous-placage de l'Inde sous l'Asie et l'écaillage de la croûte asiatique (augmentation du couplage entre plaques inférieure et supérieure).

1.4. Evolution climatique

1.4.1. Contexte régional climatique actuel

L'Asie est aujourd'hui soumise à un régime de moussons (figure I.18 9). En été, un contraste de pression entre les continents et les océans est dû à la forte insolation des continents. Ceci génère un effet de foehn marqué, avec des vents venant du Sud-Est, et des précipitations abondantes sur le front himalayen et le Sud-Est asiatique. L'effet de foehn (d'après le nom d'un vent du sud touchant le nord des Alpes) est lié à la rencontre entre le mouvement d'une masse atmosphérique et un obstacle tel qu'une chaîne de montagne. Au cours de sa remontée, l'air se refroidit et se charge en humidité, à l'origine des précipitations sur le flanc du relief faisant face au vent. En hiver, les vents s'inversent (vents de Nord-Est et Nord-Ouest), à l'origine de conditions sèches.

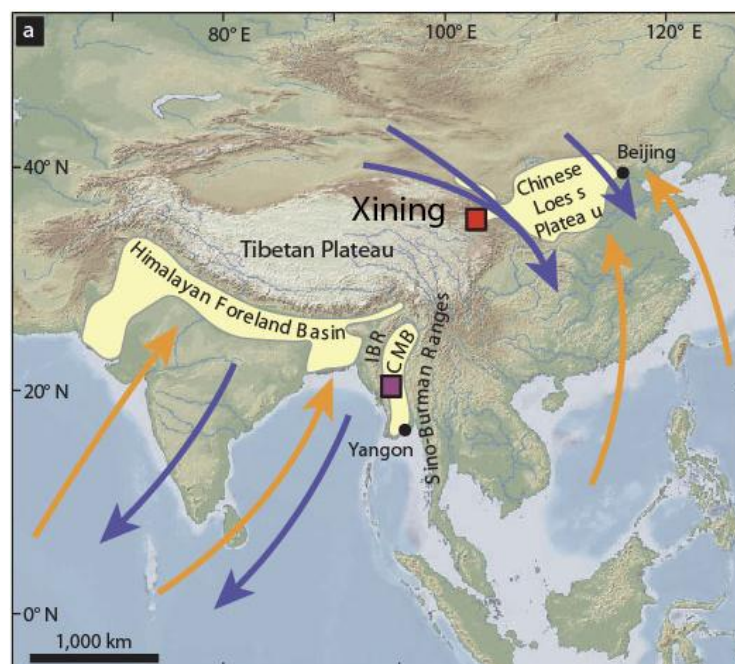


Figure I.19. Principales directions des vents en été (jaune) et en hiver (bleu). Licht et al., (2014).

Comme les nuages de mousson qui remontent l'Inde en été sont stoppés par la barrière himalayenne, et le Tibet a un climat sec par apport au nord de l'Inde (figure I.20). La partie ouest du plateau quant à elle présente un climat aride, les rares précipitations proviennent de l'intérieur de l'Asie et sont inférieures à 80 mm/an (Wei et Gasse, 1999 ; Yatagai et al., 2012). La végétation de cette partie du plateau est caractéristique des milieux semi-désertiques et des déserts alpins. Le Sud-Est est beaucoup plus humide, et soumis à l'influence de la mousson sud-est asiatique, avec des précipitations supérieures à 2000 mm/an. On y trouve des forêts de feuillus et de conifères. Le centre est caractérisé par des paysages de prairies et steppes alpines, et la partie sud par des prairies alpines et du maquis.

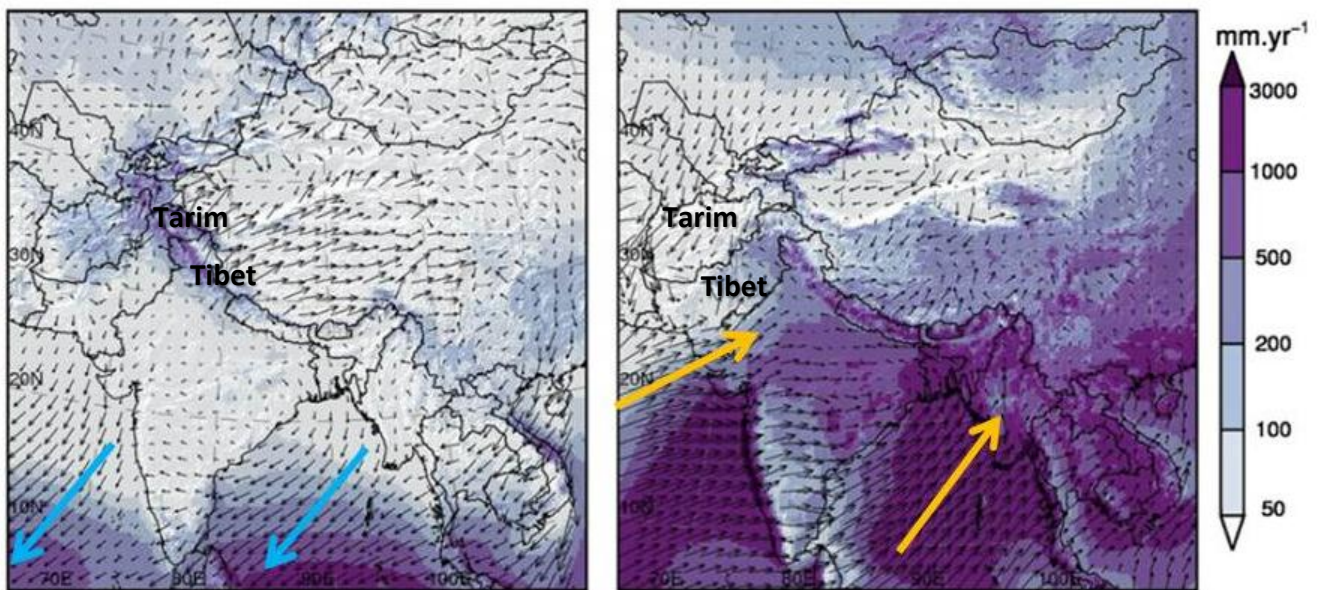


Figure I.20. : Carte des précipitations saisonnières en mm/an, en hiver (à gauche) et en été (à droite). Maussion et al., (2014). Les flèches représentent le sens des vents dominants.

Le plateau du Tibet exerce une influence sur le régime de mousson. Comme il s'agit d'une très large masse continentale de haute altitude, son réchauffement durant l'été provoque l'apparition d'une zone de basse pression qui participe au changement de direction des vents venus de l'océan indien et de la mer de Chine du Sud. Il a donc été proposé que la surrection du plateau ait favorisé l'apparition de la mousson asiatique (Molnar et al., 1993) . Pour tester cette hypothèse, il est nécessaire de connaître avec précision la chronologie d'établissement du régime de mousson, et son évolution au cours du temps, ainsi que l'évolution du climat sur le plateau même.

1.4.2. Evolution climatique régionale

Le système de mousson est marqué par une forte saisonnalité et des précipitations intenses qui génèrent une érosion locale sur les reliefs. Les précipitations d'été sont caractérisées par un appauvrissement en ^{18}O contenu dans H_2O (Vuille et al., 2005). Les reconstructions de la mousson (Clift et al., 2005, 2014, Prell et al., 1992) sont donc principalement tirées de l'étude des sédiments issus de l'érosion de l'ensemble Himalaya-Tibet, via des forages ODP (Ocean Drilling Program). Ces sédiments apportent des renseignements sur l'intensité de l'érosion ainsi que l'altération, à partir de marqueurs chimiques, paléontologique ou du type de minéraux argileux. L'érosion ou l'incision fluviale est aussi quantifiée par des études de thermochronométrie (Clark et al., 2005). On peut remonter à la composition isotopiques des précipitations en analysant des restes carbonatés d'organismes contemporains ayant incorporé, via l'eau de boisson, l'oxygène des eaux météoriques (Licht et al., 2014). Bougeois et al., (2014) ont mis au point une méthode d'évaluation de la saisonnalité à partir de l'analyse des isotopes stables sur des coquilles d'huîtres fossiles.

Deux moteurs ont pu affecter le système de mousson : la surrection du plateau (Raymo et Ruddiman, 1992), et le retrait de la Parathétys, un vestige de l'océan téthysien. Au cours de l'Eocène et jusqu'au début de l'Oligocène, une mer épicontinentale, existait au Nord de l'actuel plateau (Ramstein, 1997 ; Fluteau, 1999). La portion de la Parathétys qui nous intéresse ici occupait la place de l'actuel désert du Tarim (Bosboom et al., 2011), et était probablement une source d'humidité non négligeable pour l'Asie centrale. Son retrait, présenté sur la figure I.21, a entraîné une aridification de l'Asie. Il est également possible que la surrection du plateau ait favorisé le retrait la mer. Ce retrait a eu lieu de 41 à 35 Ma (Bosboom et al., 2011). Il semble que pendant l'Eocène moyen, au Tarim le climat était marqué par une forte saisonnalité : l'été était chaud (température de l'eau de surface $\sim 27^\circ\text{C}$) et semi-aride, et l'hiver plus froid et humide (Bougeois et al., 2014) . Des modèles numériques de circulations atmosphériques évaluant la réponse de l'atmosphère à la surrection du plateau montrent un effet des ces deux événements sur l'intensité de la mousson (Fluteau et al., 1999) mais leur importance relative est encore mal comprise.

Un système de moussons existait probablement dès l'Eocène (Licht et al., 2014, Huber et Goldner, 2012) mais l'évolution de l'intensité de la mousson reste mal connu. Elle a subi au moins deux phases d'intensification, autour de 13 et 3,5 Ma (Clift et al., 2005, 2014, Prell et al., 1992).

Des études de thermochronologie (qui seront discutées plus loin) montrent une accélération de l'incision fluviale dans l'Est Tibet entre 9 et 13 Ma (Clark et al., 2005). Cette accélération a elle même été interprétée comme due à une surrection rapide du plateau consécutive à l'arrivée d'un flux de croûte inférieure venant du Tibet (channel flow) corrélée avec l'intensification de la mousson. Cependant, cette interprétation est encore très discutée.

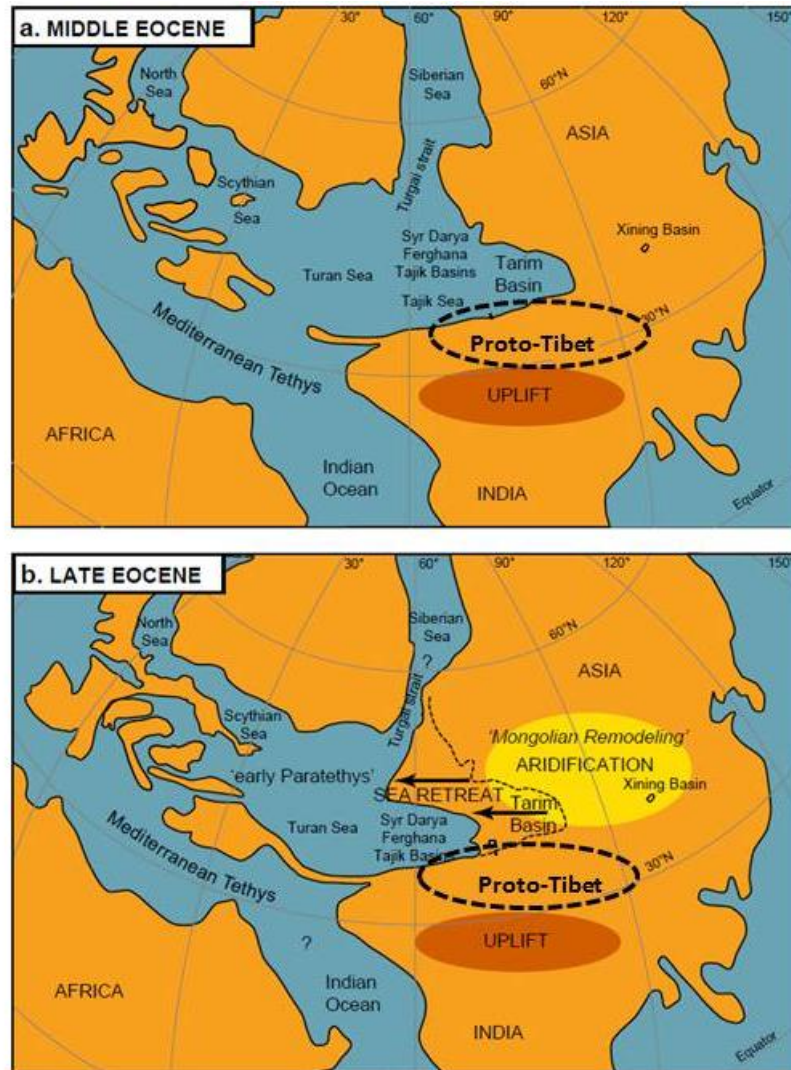


Figure 1.21. Distribution des domaines océaniques à l'Eocène. Bosboom et al., (2011).

1.4.3. Evolution climatique globale

Le plateau constitue une très large surface de haute altitude et de fort albédo. Il a été proposé que le soulèvement du Tibet coïncide avec un changement climatique majeur (Raymo et Ruddiman, 1992, Garziona et al., 2008) caractérisé par un refroidissement global. La transition Eocène-Oligocène est une des expressions de ce refroidissement ; elle coïncide avec le développement rapide de la calotte polaire antarctique. En provoquant une augmentation des surface de haute altitude, le soulèvement du plateau aurait en partie joué sur la transition Eocène-Oligocène il y a 34 Ma, qui s'est traduit par un refroidissement généralisé et le passage d'un climat de type greenhouse (chaude et humide) à icehouse (froid avec des calottes polaires étendues). En résumé, il est difficile de savoir quel paramètre a influencé l'autre : le climat peut influencer la surrection, par exemple à cause d'une intensification des précipitations, mais la surrection elle-même est susceptible d'influencer le climat. Afin

d'estimer l'influence de la surrection sur le climat, il est nécessaire de connaître la chronologie du soulèvement pour la comparer aux variations climatiques passées.

1.5. Evolution de l'altitude

On peut reconstituer les paléoaltitudes par des méthodes variées. Utiliser l'enregistrement sédimentaire pour préciser le passage de sédiments marins à continentaux permet de caler dans le temps le début d'une émergence, et donc de connaître l'âge correspondant à l'altitude zéro. Cependant, il n'existe pas d'enregistrement sédimentaire continu au Tibet et on connaît mal le passage d'un environnement marin à un environnement continental franc. Au NE Tibet, des argiles alluviales et lacustres se sont déposées de 52 Ma à 17 Ma (bassin de Xining, Dai et al., 2006, et Dupont-Nivet et al., 2007). Au centre du plateau, des sédiments détritiques continentaux se sont déposés entre le milieu du Crétacé (116 +/- 2 Ma, Kapp et al. 2005) au début de l'Oligocène (30 +/-1 Ma, Ding et al., 2003), mais sans continuité sédimentaire, avec un hiatus qui va de la fin du Crétacé au début du Tertiaire (DeCelles et al., 2007).

Une méthode d'estimation de la paléoaltitude repose sur l'analyse de restes végétaux, dont l'analyse du pollen fossile qui sera développée dans le chapitre 2, et l'étude de la morphologie des végétaux (Climate Leaf Analysis Multivariate Program, Wolfe, 1993). L'incertitude peut atteindre +/- 900 m (Jacques et al., 2014). On utilise également l'enregistrement fossile, et les isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$) des sédiments carbonatés (calcrètes, sédiments lacustres). Le $\delta^{18}\text{O}$ correspond à la valeur suivante :

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

L'utilisation de ce paramètre en paléoaltimétrie repose sur la relation entre l'altitude (qui contrôle la température de condensation de l'eau de pluie) et la composition isotopique des précipitations (Poage et Chamberlain, 2001) : plus l'altitude augmente, plus les eaux météoriques sont relativement pauvres en ^{18}O . Cette méthode implique de connaître la composition de la masse d'eau de départ (océan Indien, par exemple), la relation locale actuelle entre altitude et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoriques. Il faut également connaître la paléotempérature de formation des carbonates et les éventuels changements climatiques depuis le dépôt (Quade et al., 2011). L'incertitude associée à la paléoaltitude fondée sur le $\delta^{18}\text{O}$ est d'environ +/- 1000 m (figure I.22).

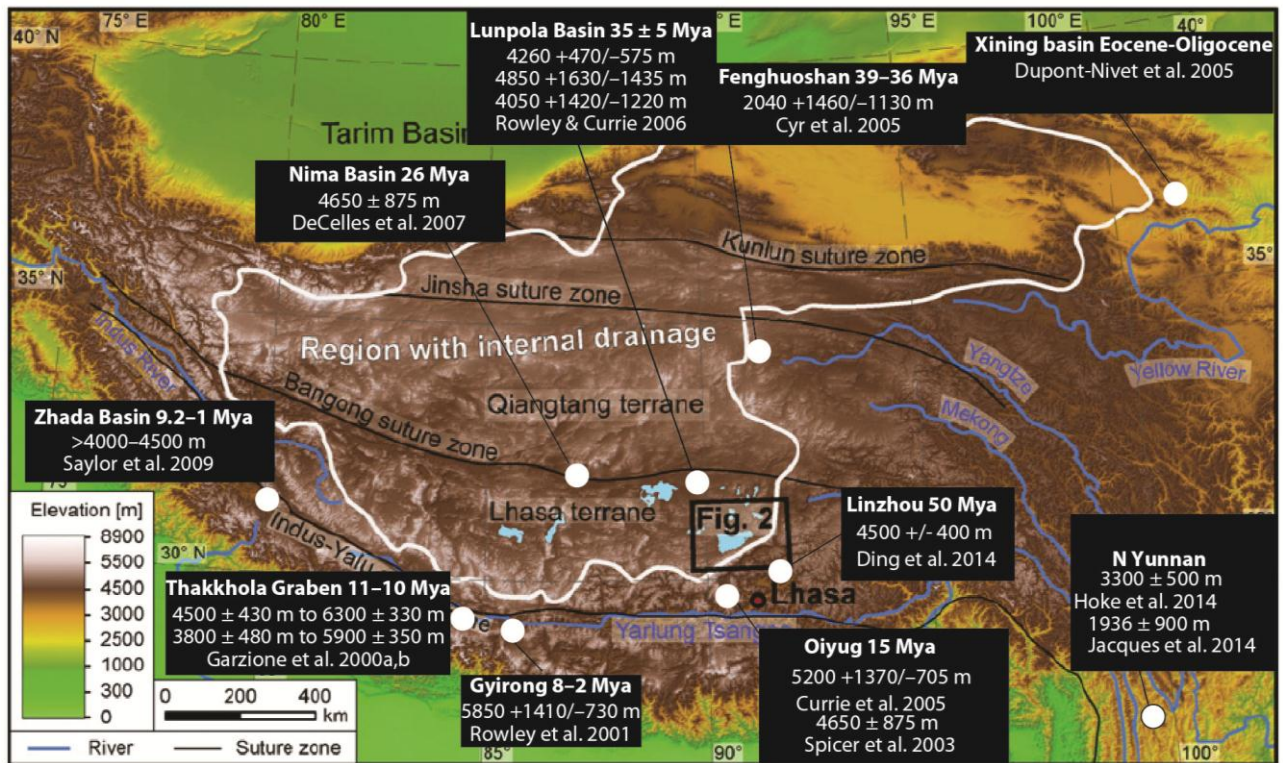


Figure I.22. Localisation des données disponibles sur la paléoaltitude du plateau. Topographie d'après Strobl et al., (2012).

Il semble que le nord-est et le centre du Tibet atteignait déjà des niveaux proches de leur altitude actuelle à la fin de l'Eocène (revue de Quade et al., 2011). En particulier, Dupont-Nivet et al., (2008) montrent le passage à de végétaux d'altitude (Pinacées) vers 38 Ma, dans des sédiments lacustres de la marge nord-est du plateau. D'après une étude de Currie et al., (2005), le $\delta^{18}\text{O}$ de carbonates provenant de paléosols et de sédiments lacustres indique que l'altitude du Sud du Tibet (bloc de Lhassa) était de 5200 m (incertitude : +1730, - 605 m) il y a 15 Ma. Ceci est confirmé par la flore fossile qui donne une altitude de 4650 +/- 875 m au Miocène (Spicer et al., 2003) . Au centre du plateau, Rowley et al., (2007) indiquent également de altitudes supérieures à 4000 m à l'Eocène supérieur. Cependant, une étude récente (Sun et al., 2014), fondée sur la comparaison entre l'enregistrement du pollen fossile et la distribution des mêmes espèces aujourd'hui, propose que l'altitude à la fin de l'Oligocène du bassin de Lunpola, (Tibet central, figure I.10) ne serait que de ~3200 +/- 100 m. Ce résultat indiquerait que la surrection majoritairement eut lieu avant l'Oligocène mais que celle-ci continue par la suite. En résumé, la plupart des données de paléoaltimétrie contredisent les modèles de soulèvement récent du plateau, et suggèrent plutôt une surrection précoce en un seul bloc. Ces données sont à utiliser toutefois avec précaution à cause des incertitudes de plus ou moins un kilomètre sur l'altitude et le climat, et proviennent d'études limitées à des zones ponctuelles du Tibet (figure I.22). Elles montrent que la surrection avait commencé à l'Oligocène .

1.6. Evolution du relief

L'origine de la planéité du Tibet demeure énigmatique. S'agit-il d'une ancienne surface déjà aplanie, puis surélevée au cours de la phase himalayenne ? Ou bien la pénéplanation est-elle postérieure à la collision et à la surrection ?

Plusieurs phénomènes naturels peuvent former des surfaces planes. En particulier, l'érosion aurait pu adoucir de potentiels reliefs préexistants. Dans la zone de drainage interne, on pourrait imaginer un système d'érosion suivie, à proximité du relief érodé, du dépôt sédimentaire des produits d'érosion, ce qui reviendrait à aplanir le relief en érodant les sommets et en comblant les bassins dans une même zone. Cette hypothèse est présentée sur la figure 22. D'autres phénomènes peuvent conduire à la pénéplanation d'un relief, comme l'abrasion marine. L'hypothèse d'un ancien domaine océanique est très peu probable, car la majorité des sédiments tertiaires sont d'origine continentale détritique. Les glaciers sont connus pour leur action érosive ; il a été postulé que, au cours de la dernière glaciation, une calotte de glace aurait recouvert la totalité du Tibet (Kuhle, 1991). Cette hypothèse a donné lieu à de vifs débats, dont l'issue a clairement infirmé cette hypothèse (Owen et al., 2008). En effet, les sédiments glaciaires, bien qu'existant, sont trop rares pour être en accord avec l'hypothèse d'une calotte de glace étendue.

L'âge de la pénéplanation est mal connu sur l'ensemble du plateau. Au Tibet central, d'après des données de thermochronologie, Rohrmann et al., (2012) estime que la pénéplanation était effective à 45 Ma, Haider et al., (2009) place le processus de pénéplanation entre 55 et 45 Ma. Dans l'Est Tibet, Clark et al., (2004) a repéré des surfaces de faible relief séparées par des gorges (figure I.5d) pouvant correspondre à une relique de plateau, mais sans contrainte sur l'âge de cette surface. Sur le plateau du Deosai, van Melle (2008) et van der Beek et al., (2009) ont montré, à partir de données morphologiques et thermochronologiques, que la formation des zones de faibles reliefs a eu lieu entre 30 et 40 Ma, et qu'il s'agit d'un reste d'un ancien plateau du Tibet, alors plus étendu vers l'Ouest.

L'origine des hétérogénéités de reliefs au sein du plateau est partiellement expliquée, comme la montre la figure I.23. Les reliefs du nord du plateau (Kunlun, Altun Shan) s'expliquent par une tectonique active. Le très faible relief au centre peut être dû à l'existence du drainage interne. Au Sud-Est, l'érosion régressive par un réseau hydrographique développé et l'érosion générée par les précipitations de la mousson explique la diminution de l'altitude et le fort relief. Par ailleurs, l'ensemble des données relatives à l'évolution du système de mousson, au retrait de la Parathétys et à la place du plateau dans le forçage tectonique du climat ne permettent pas pour l'instant d'avoir une compréhension globale des rétroactions surrection-climat depuis le Cénozoïque. Enfin, il n'existe actuellement pas d'explication au fort relief présent dans l'Ouest Tibet, qui appartient à la zone de drainage interne et où la tectonique active est limitée.

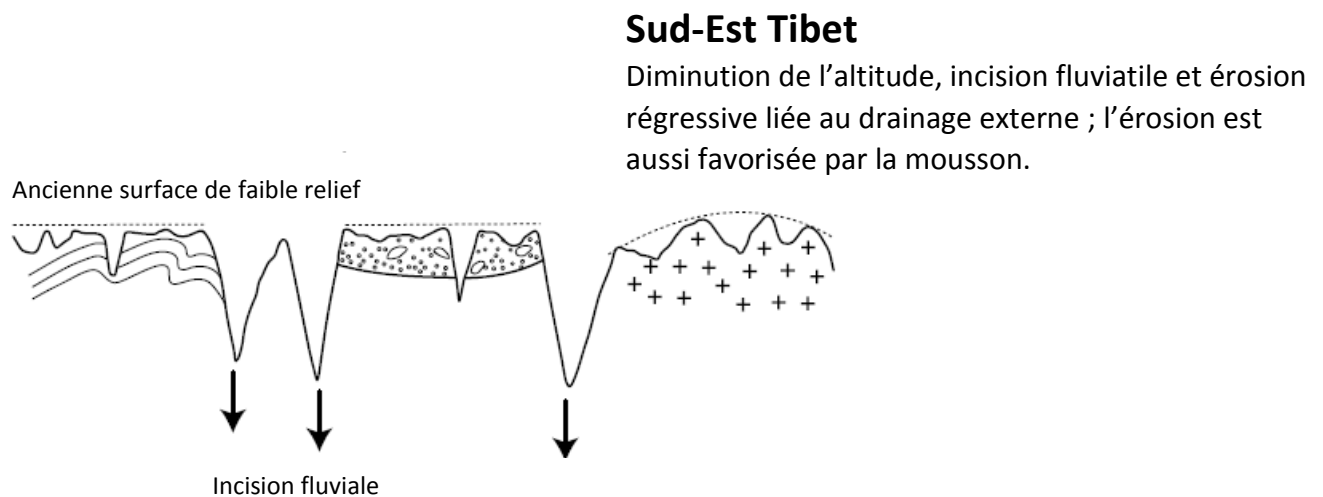
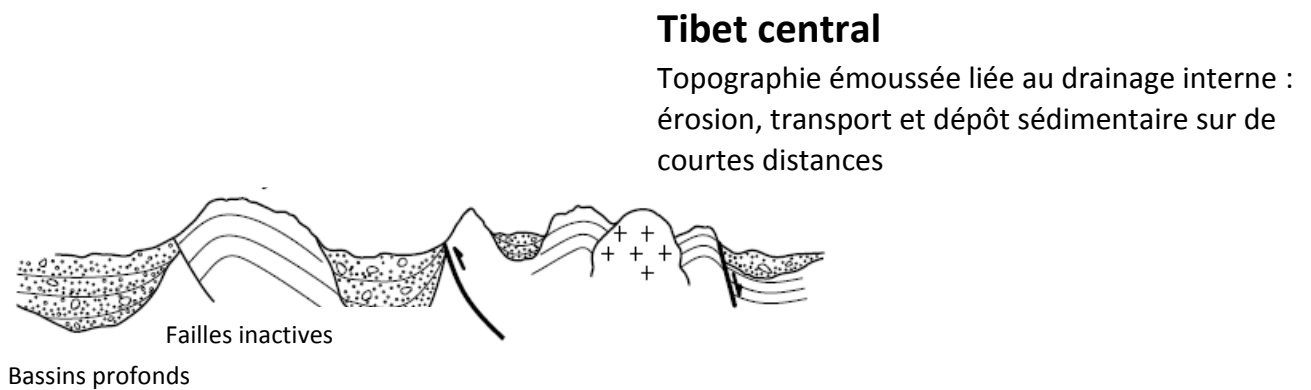
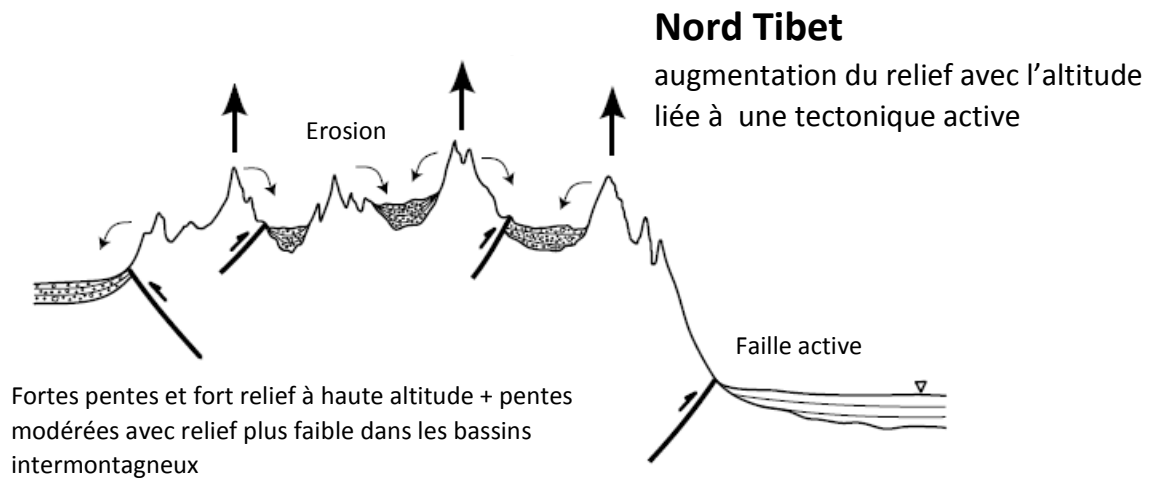


Figure 1.23. Mécanismes expliquant l'hétérogénéité du relief au sein du plateau tibétain.
 Modifié d'après Liu-Zeng et al., (2000).

1.7. Déroulement de la thèse

Comment reconstruire l'histoire du plateau tibétain à partir du relief ?

Au vu de l'immensité du plateau, cette question a été restreinte à deux zones, dans les bordures Ouest et Est du Tibet. Ces zones ont été choisies pour leurs fortes variations d'altitude, susceptibles d'enregistrer une histoire tectonique complexe, et leurs climats contrastés. Elles comportent également des dépôts sédimentaires tertiaires qui peuvent enregistrer par leur nature, leur distribution et leur géométrie, l'évolution du climat et du relief local et régional.

L'Ouest-Tibet a fait l'objet d'une très courte mission de repérage dans la région du lac Bangong en 2011, par G. Mahéo et P. H. Leloup. Elle devait être suivie d'un travail de terrain plus détaillé. Depuis 2012, les autorités chinoises limitent fortement l'accès au Tibet aux étrangers, et la partie ouest, qui se trouve en bordure du Cachemire et de la frontière indienne, est totalement inaccessible. Le nombre d'échantillons prélevés et analysés est donc limité. Un second sujet d'étude a donc été choisi en 2012, au Sud-Est Tibet. Cette région présente l'avantage d'être moins hors de portée d'un géologue, car elle ne se trouve pas dans la province autonome du Tibet, mais dans les provinces du Yunnan et du Sichuan. Elle a fait l'objet de deux missions de terrain, en collaboration avec la China University of Geosciences à Wuhan et la Chinese Academy of Geoscience de Pékin, et financées par le programme franco-chinois Cai Yuanpei.

Les échantillons ont été analysés au Laboratoire de géologie de Lyon, au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, et à Berkeley, en collaboration avec le Berkeley Geochronology Center.

L'approche choisie pour cette étude est pluridisciplinaire et les méthodes utilisées seront exposées dans le **chapitre 2**.

Les chapitres 3 et 4 présentent les résultats concernant l'histoire du relief de l'Ouest Tibet. Le **chapitre 3** traite de l'analyse morphologique et sédimentologique ; il s'agit d'un article accepté à *Gondwana Research*. Le **chapitre 4** traite de la reconstitution du relief à partir de données thermochronologiques ; il est construit à partir d'un article en préparation.

Le **chapitre 5** présente les résultats de l'étude de la région de Jianchuan et s'articule également autour d'un article en préparation.

Les chapitres 3 à 5 sont précédés d'un résumé en français soulignant leurs implications majeures.

Le **chapitre 6** est une discussion générale des résultats obtenus qui sont replacés dans le cadre général de formation du plateau.

CHAPITRE 2

METHODES

Les méthodes exposées ici ont pour but de reconstituer l'histoire du relief et, si possible, l'évolution de l'altitude. La formation d'un relief est le résultat combiné de l'érosion (par exemple, creusement d'une vallée par une rivière ou un glacier) et de la tectonique (par exemple, soulèvement d'un bloc crustal par le mouvement d'une faille). L'érosion peut être étudiée par une approche directe et qualitative des processus de surface : il s'agit de d'analyser les sédiments issus de l'érosion d'un relief. Une autre approche, quantitative, consiste à étudier l'érosion (et l'éventuelle influence de la tectonique) en partant, non pas des sédiments issus de l'érosion, mais des roches enfouies dans la croûte et qui ont été mises à nu par l'érosion. Quantifier la rapidité à laquelle une roche est exhumée vers la surface, permet d'estimer un taux d'exhumation, qui permet lui-même d'estimer le taux d'érosion. Cette méthode sera expliquée dans le paragraphe 2.4.

2.1. Cartographie et analyse morphologique

2.1.1. Cartographie

La distribution des sédiments tertiaires détritiques permet d'évaluer l'importance des reliefs anciens dont ils sont issus. Le volume de sédiments donne des indications sur le taux d'érosion ; le type de sédiments donne des indications sur l'environnement de dépôt ; par exemple, des sédiments de plaine alluviale indiquent un dépôt dans une zone de faible relief, alors qu'un cône d'éboulis indique la proximité d'une zone montagneuse. Les sédiments peuvent également renseigner sur la distance et la localisation du relief dont ils sont issus. Les critères de courants, comme des galets imbriqués dans le cas de chenaux à conglomérats, peut permettre de reconstituer le sens d'écoulement d'une rivière, donc la géométrie du bassin versant. La localisation de ces sédiments est également importante car elle permet de savoir si on se trouve dans un paléobassin sédimentaire, ou un paléorelief comblé par ces sédiments. Il faut donc pouvoir les localiser facilement. L'Ouest Tibet ayant été peu exploré par rapport au reste du plateau, les données cartographiques sont disparates. Certaines cartes chinoises au 1/25 000 existent mais sont difficilement accessibles. La plupart des articles présentant des cartes locales (Leloup et al., 2010 ; Kapp et al., 2003 ; Taylor et al., 2003) reprennent les cartes de Cheng et Xu, (1987) et (1986), et de Matte et al., (1996), en ajoutant leurs propres observations et interprétations. Un travail de cartographie de ces sédiments détritiques tertiaires a donc été réalisé. Les premières données sont bien entendu les observations directes de terrain. Une méthode complémentaire consiste à cartographier de façon indirecte, à partir d'images satellites, cette zone difficile d'accès. Cette méthode a été utilisée dans l'Ouest Tibet uniquement et pas dans le Yunnan, où plusieurs études à l'échelle locale ont déjà été publiées.

Les images satellites proviennent du programme LANDSAT. C'est le plus ancien programme d'observation civil de la Nasa. Plusieurs satellites ont été lancés entre 1972 et aujourd'hui ; les images utilisées ont été acquises par les satellites LANDSAT 4, 5 et 7, qui ont une orbite circulaire et dont le cycle orbitale dure 16 jours. Ils permettent une couverture complète de la surface terrestre entre les parallèles 81°N et 81°S. Ils possèdent une

instrumentation embarquée permettant de faire des photographie jusqu'à 15 m de résolution. Il s'agit des radiomètres TM (« thermal ») et ETM+. Ces radiomètres récoltent des informations dans différentes gammes de longueur d'onde (donc de couleur, visibles ou non par l'œil humain). Les canaux 1, 2 et 3 correspondent aux gammes du bleu, vert et rouge utilisés en photographie conventionnelle. Le canal 4 correspond au proche infrarouge ; les canaux 5 et 7 à l'infrarouge, et le canal 6 à l'infrarouge thermique. Le canal 7 est souvent utilisé en sciences de la Terre car il permet de distinguer facilement les contrastes géologiques. Les canaux 1 à 7 fournissent des images à 30 m de résolution. Pour certaines images, il existe un huitième canal de haute résolution, avec des pixels de 15 m de côté. Les images ont été téléchargées sur <http://glcfapp.glcf.umd.edu>, le site du Global Land Cover Facility, qui dépend de la Nasa et de l'Université du Maryland.

On peut traiter les images satellites en superposant plusieurs canaux, de façon à former une combinaison colorée, puis assembler les images afin de créer une mosaïque recouvrant la totalité de la zone étudiée. L'avantage d'utiliser des images en fausses couleurs est que certains contrastes géologiques, par exemple la différence entre un pluton granitique et son auréole métamorphique, deviennent plus facilement visibles que sur une photographie utilisant uniquement les canaux vert, rouge et bleu. L'Ouest Tibet présente également un avantage : il n'y a pas de couvert végétal dense qui masquerait les lithologies sur les images. De multiples combinaisons ont été testées et la combinaison choisie est 7-4-1. Le SIG utilisant (système d'information géographique) utilisé pour exploiter les images est Arcgis. La mosaïque a été projetée en UTM (transverse universelle de Mercator) et est géoréférencé selon le système WGS 84 (système géodésique mondial). Elle est présentée sur la figure II.1. Les résultats de ce travail de cartographie sont présentés au chapitre 3.

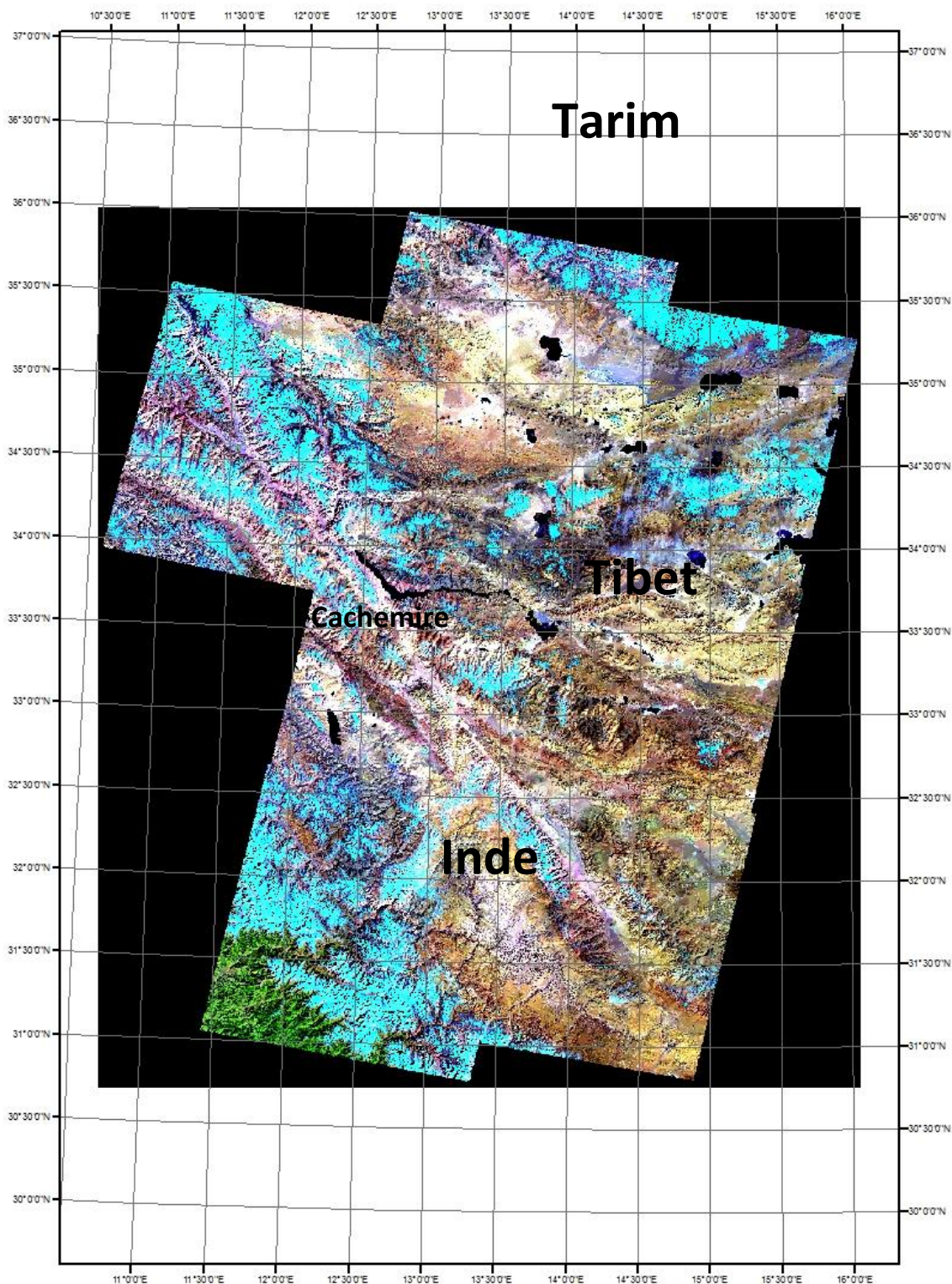


Figure II.1. Mosaïque d'images LANDSAT recouvrant l'ouest du Tibet au NE, les monts du Karakorum et l'ouest de l'Himalaya au Sud. La combinaison colorée est 7-4-1. La neige apparaît ici en bleu clair, les lacs en bleu sombre et la végétation en vert, dans le quart SE. On reconnaît la trace de la faille du Karakorum (NW-SE).

2.2.2. Analyse morphologique

L'analyse de la topographie nécessite de connaître précisément les variations d'altitude du plateau. Le jeu de données utilisé provient du programme SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Ce programme commun à la Nasa et au NGA (National Geospatial intelligence Agency) a pour but d'établir une base de données complète de la topographie terrestre. Les données proviennent d'un radar embarqué en 2000 sur la navette spatiale Endeavour. Elles fournissent des images de résolution variable.

Pour étudier le relief à l'échelle de la totalité du plateau, le modèle numérique de terrain construit à partir des données SRTM a une précision de 765 par 924 mètres. Autrement dit, un pixel de ce modèle digital représente une distance de 924 m du Nord au Sud et une distance de 765 m d'Ouest en Est. Chaque pixel donne une valeur d'altitude, codée en niveaux de gris. Avec cette précision, il n'est pas possible de repérer des variations d'altitude sur de zones de surface réduite, ou des très fortes pentes : une falaise, par exemple, représente un changement d'une forte à une faible altitude, pour une distance horizontale de quelques mètres. Elle n'apparaîtra pas sur ce modèle digital, mais les analyses topographiques à l'échelle du plateau ne nécessite pas une telle résolution. Un modèle plus précis a été utilisé pour étudier la topographie à l'échelle régionale : pour l'Ouest-Tibet, les données SRTM ont une précision de 78 par 92 mètres.

La projection UTM a été utilisée et les images sont géoréférencées en latitude et longitude dans le système WGS 84. Le SIG permet de visualiser des particularités topographiques difficilement décelables à partir de données brutes (figure II.2). Il est ainsi possible de distinguer des zones de faible relief de zone de fort relief en générant des cartes de pentes à partir du MNT de départ, en utilisant le logiciel de traitement d'images ENVI. En résumé, ENVI calcule les pentes en déterminant la plus grande différence d'altitude entre un pixel et ses voisins. L'exemple ci-dessous représente en couleur les pentes inférieures à 5 % (du vert au violet, le vert correspondant aux pentes nulles et le violet à 5 °). Cette carte est superposée à un MNT généré en ombrant les données SRTM. Ceci permet de visualiser plus facilement les zones planes, qui incluent des vallées larges de 2 à 10 km et orientées SE-NW et SW-NE.

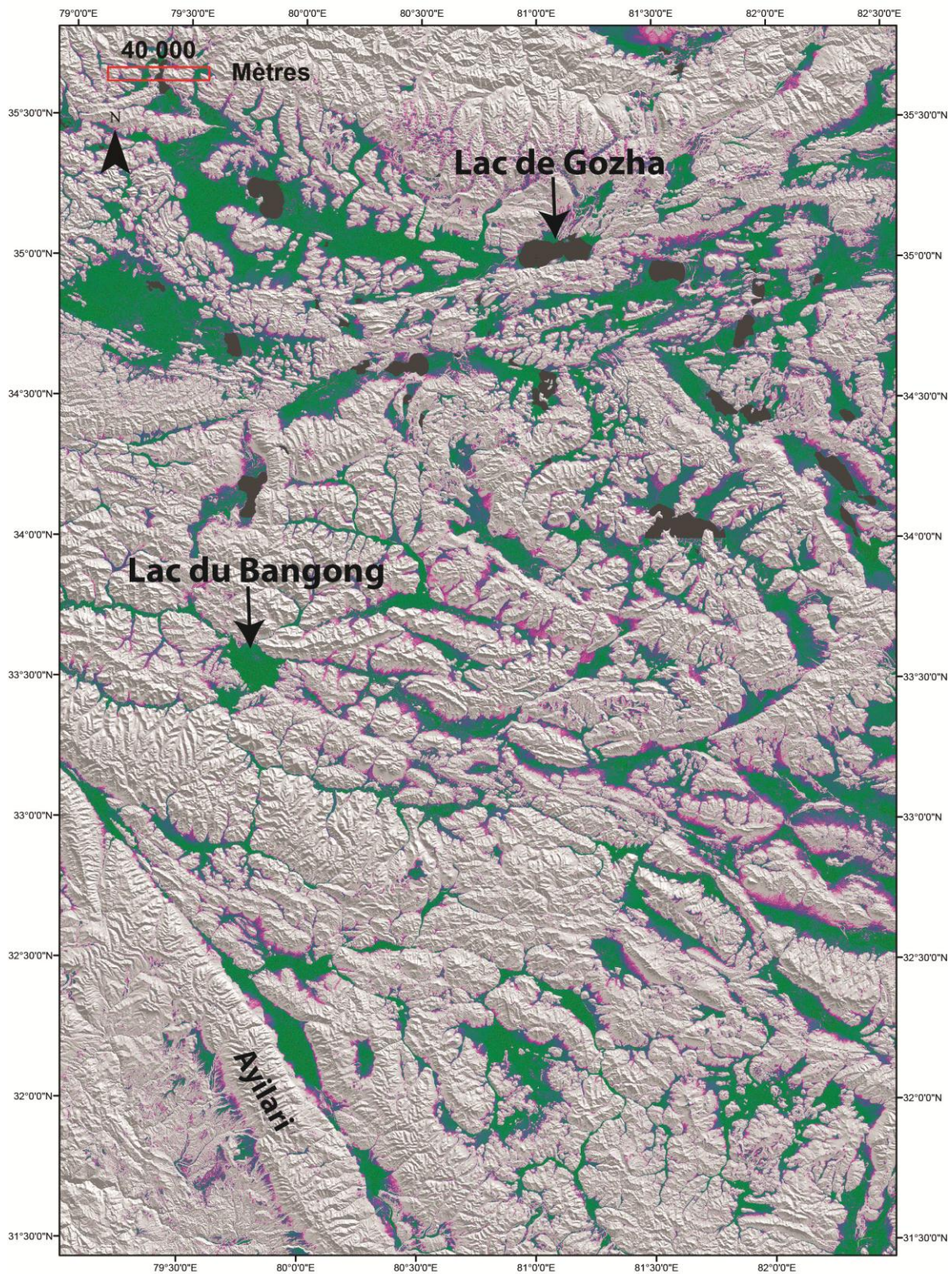


Figure II.2. SRTM ombré de l'Ouest-Tibet, sur lequel ont été localisées les zones de pente inférieures à 5°. L'échelle de couleur va de 5° (rose) à 0° (vert).

Repérer les caractéristiques d'un relief nécessite également la construction de profils d'altitude. On peut réaliser un profil simple en déterminant l'altitude le long d'une ligne simple tracée perpendiculairement à l'objet étudié (par exemple perpendiculairement à l'axe des vallées. Pour vérifier la cylindricité des morphologies il est cependant préférable de superposer plusieurs profils obtenus dans une zone rectangulaire donnée. Ainsi, au lieu de montrer une valeur d'altitude pour une distance horizontale donnée le long du transect, ce genre de profil permet d'observer toute une gamme d'altitude sur des segments perpendiculaire au tracé du profil. Ces profils en bande ont été réalisés à partir des mêmes données SRTM, avec l'aide d'un code initialement développé par Christophe Delacourt et Anne Replumaz. Ce code dispose d'un facteur de lissage : au lieu d'échantillonner chaque valeur d'altitude correspondant à chaque pixel du MNT, on détermine un pas d'échantillonnage. Le relief est ainsi « lissé », autrement dit, seules les caractéristiques de grande longueur d'onde apparaissent. Par exemple, pour analyser le réseau de vallées de l'Ouest Tibet, les larges vallées NE-SW et NW-SE apparaîtront sur un profil, mais pas les vallées secondaires plus étroites orientées NS.

2.2. Palynologie

La palynologie, ou l'étude du pollen fossile et d'autres débris végétaux microscopiques, apporte de nombreuses informations sur l'altitude (Fauquette et al., 1999) et les conditions climatiques. En effet, les grains de pollen, comme d'autres organismes vivants, sont susceptibles d'être piégés dans des sédiments après leur dépôt. L'enveloppe externe d'un grain de pollen (exine) est en effet constituée d'une substance extrêmement résistante à l'altération : la sporopollénine. Les paramètres néfastes à la préservation du pollen est le pH et l'oxydation. Par ailleurs, la taille et la forme d'un grain de pollen diffère fortement d'un taxon à l'autre, comme dans l'exemple de la figure II.3, et permet une reconnaissance spécifique aisée.

La présence ou non d'un ensemble d'espèces végétale dans un endroit donné dépend de paramètres interdépendants, dont l'altitude, qui en fait un outil intéressant pour l'estimation des paléoaltitudes. Par exemple, l'augmentation d'altitude entre un fond de vallée et le sommet d'une montagne entraîne une chute de la température, qui n'est pas liée à un changement climatique, mais qui entraîne un étagement des végétaux : prairies, forêts, pelouse alpine, rocaille. Le problème est que dans une carotte sédimentaire, observer un assemblage pollinique riche en conifères puis dominé par des herbacées peut conduire à deux interprétations différentes : modification climatique, par exemple une aridification, ou bien augmentation de l'altitude.

Un des problèmes de la palynologie, lorsqu'il s'agit de reconstituer des paramètres tels que l'altitude et/ou la température d'un milieu donné, concerne l'existence de plusieurs biais. Le premier est directement lié au phénomène de pollinisation : le pollen transporté par le vent peut se déplacer sur de grandes distances. Par exemple, le pollen de pin peut

représenter de 10 à 50% d'un assemblage pollinique dans une zone où le pin est absent (Hoorn et al., 2012). C'est un cas extrême, dû à la forte capacité de transport du pollen de pin (jusqu'à 1000 km) par le vent, mais qui souligne la nécessité de prélever à la fois les sédiments qui nous intéressent et du pollen de surface (Cour et al., 1999), et d'être prudent dans l'interprétation des pollens d'arbres. Il est donc nécessaire d'évaluer le pourcentage de pollen allochtone et autochtone dans un assemblage pollinique, et aussi de comparer avec la végétation actuelle du site d'échantillonnage, dans le but de détecter une éventuelle contamination par du pollen moderne.

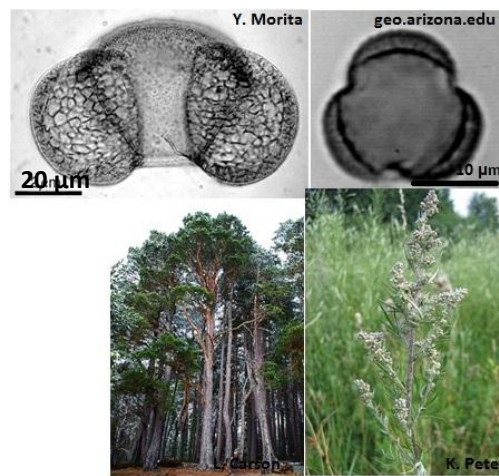


Figure II.3. Photographies au microscope optique de pollen de pin (à gauche) et d'armoise (à droite).

La plupart des études palynologiques sont menées sur des sédiments argileux lacustres holocènes (Lézine, 2009), propices à une bonne conservation du pollen. Cependant, des analyses ont été effectuées avec succès sur des sédiments de cône alluvial et de rivières en utilisant le ciment d'un conglomérat (Néogène dans le bassin de Gyirong, Sud Tibet, Xu et al., 2012) et sur des sédiments lacustres Paléocène-Eocène du bassin de Xining, dans le Nord-Est du Tibet (Hoorn et al., 2012 ; Dupont-Nivet et al., 2008).

Protocole d'extraction du pollen

La recherche de pollen fossile nécessite un traitement chimique lourd, et revient à dissoudre une roche à l'acide pour récupérer les grains de pollen contenue dans cette roche. Le protocole d'extraction a été adapté à partir du protocole établi par Faegri & Iversen (1989), l'objectif étant de concentrer la fraction sédimentaire susceptible de contenir des grains de pollen sans pour autant les altérer. Une masse de 100 à 200 g environ a été prélevée pour chaque échantillon et, quand cela était possible, réduite en poudre au marteau ou au mortier. Afin de dissoudre la fraction carbonatée des sédiments, un premier passage à l'acide chlorhydrique concentré à 33% a été réalisé pendant 24 heures, suivi d'une attaque à l'acide fluorhydrique concentré à 70% pendant 24 heures. Chaque attaque acide a été suivie de

plusieurs rinçages à l'eau afin de neutraliser la solution (pH = 7). Le traitement à l'HF a été suivi d'un second passage à l'HCl dans le but d'éliminer les fluorosilicates créés lors de l'attaque. La fraction résiduelle a ensuite été tamisée entre 11 et 150 microns afin d'éliminer les argiles et les particules les plus grossières, respectivement. Les échantillons ont ensuite été centrifugés à 2500 t/min puis séchés. Après ajout de glycérol (qui permet une meilleure préservation des palynomorphes et une certaine mobilité des grains sous la lame), un volume de 50 microlitres a été monté entre lame et lamelle et observé au microscope.

2.3. Datation Uranium-Plomb

Cette méthode a été utilisée afin de préciser l'âge des dépôts continentaux tertiaires (Ouest et Est Tibet) et l'âge d'un pluton granitique (Ouest Tibet) qui a fait l'objet d'une étude en thermochronologie basse température. Les dépôts continentaux sont recoupés ou recouverts par des coulées volcaniques trachyandésitiques et des lamprophyres. Ces roches, ainsi que les granites, contiennent des zircons. Ces minéraux sont suffisamment riches en Uranium pour être datés par la méthode U/Pb. Le système Uranium-plomb fait partie des systèmes isotopiques classiques, largement utilisé en sciences de la Terre. Les éléments père, ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th , se désintègrent respectivement en ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb par des cascades de désintégration (figure II.4) qui produisent des radionucléides intermédiaires.

Elément	désintégration	T (an)	Elément	désintégration	T (an)	Elément	désintégration	T (an)
Uranium 238	α	4,5 10^9 ans	Uranium 235	α	7 10^8 ans	Thorium 232	α	1,4 10^{10} ans
Thorium 234	β	24 jours	Thorium 231	β	25,6 heures	Radium 228	β	5,8 ans
Protactinium 234^m	β	1,2 minutes.	Protactinium 231	α	3,3 10^4 ans.	Actinium 228	β	6,1 heures
Uranium 234	α	2,5 10^5 ans	Actinium 227	β	21,8 ans	Thorium 228	α	1,9 an
Thorium 230	α	7,5 10^4 ans	Thorium 227	α	18,7 jours	Radium 224	α	3,7 jours
Radium 226	α	1,6 10^3ans	Radium 223	α	11,4 jours	Radon 220	α	55,6 secondes
Radon 222	α	3,8 jours	Radon 219	α	3,9 secondes	Polonium 216	α	0,15 secondes
Polonium 218	α	3 minutes	Polonium 215	α	1,8 10^{-3} secondes	Plomb 212	β	10,6 heures
Plomb 214	β	27 minutes	Plomb 211	β	36 minutes	Bismuth 212	α β	1 heure
Bismuth 214	β	20 minutes	Bismuth 211	α	2,2 minutes	Thallium 208	β	3 minutes
Polonium 214	α	1,6 10^{-4} secondes	Thallium 207	β	4,8 minutes	Polonium 212	α	3 10^{-7} secondes
Plomb 210	β	22,3 ans	Plomb 207		Stable	Plomb 208		Stable
Bismuth 210	β	5 jours						
Polonium 210	α	138,5 jours						
Plomb 206		Stable						

Figure II.4. Chaînes de désintégrations de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th . Document CRIIRAD.

Il est possible de simplifier cette chaîne de désintégration en systèmes simples élément-père/élément-fils uniquement si l'équilibre séculaire est atteint, c'est-à-dire si les radiocluéides intermédiaires sont produit à la même vitesse qu'ils sont désintégrés. Il faut environ dix fois la période la plus longue de la chaîne, ce qui correspond à 550 000 ans. Il faut également tenir compte du biais représenté par le plomb commun : le ^{204}Pb est le seul isotope non radiogénique du plomb. Il peut augmenter la concentration apparente en plomb mesurée dans un échantillon et biaiser l'âge estimé. Le biais sera d'autant plus important que la concentration de Pb radiogénique est faible, autrement dit si l'échantillon est jeune. On obtient alors les équations suivantes :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{initial}} + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{initial}} + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{initial}} + ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Chaque système présente 2 inconnues: le rapport initial et l'âge, les autres rapports étant mesurés directement par spectrométrie de masse. Dans le cas des zircons, comme ces minéraux sont très riches en U et pauvre en Pb non radiogénique, il est possible de négliger le rapport initial. Il est donc possible de calculer directement un âge pour les trois chaînes de désintégration.

Afin de tester la cohérence entre les âges obtenus, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont représenté dans un diagramme concordia (Fig. II.5). Dans ce diagramme est positionnée une courbe d'âge de référence, dite courbe concordia, sur laquelle les point de mesure doivent se trouver si les systèmes isotopiques sont restés fermés (i.e. si il n'y a pas eu sortie d'isotopes radiogénique ^{206}Pb ou ^{207}Pb) au cours du temps. On parle alors d'âge concordant qui correspond généralement à l'âge de cristallisation des zircons, donc dans le cas des roches étudiés ici, à l'âge de cristallisation des magmas. Cependant, les mesures peuvent ne pas se positionner sur la courbe concordia et définir une courbe dite discordia (Fig. II.5). Ce cas de figure s'observe si un ou les deux isotopes radiogéniques sont sortis du zircon ou de la zone de zircon analysée. On l'observe généralement si les zircons étudié ont subi une perturbation thermique postérieurement à leur formation. Des âges discordants peuvent également correspondre à des processus plus anciens que le phénomène géologique que l'on souhaite dater. Par exemple, dans le cas de zircons magmatiques, il est possible d'obtenir des âges discordants sur des zircons existant préalablement à la fusion partielle dans la source du magma ou dans l'encaissant traversé. On parle alors d'âge hérité. Si ces âge discordants s'alignent sur une même droite, on peut définir des intercepts supérieurs et inférieurs avec la concordia (Fig. II.5). L'intercept supérieur correspond à l'âge de formation du zircon et l'intercept inférieur à l'âge de la perturbation thermique.

Les données peuvent être également représentées dans un diagramme dit Tera-Wasserburg où le rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ est représenté en fonction du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Cette représentation est plus intéressante pour les âges jeunes, car les lignes concordia et discordia sont plus clairement séparées que dans les représentations classiques.

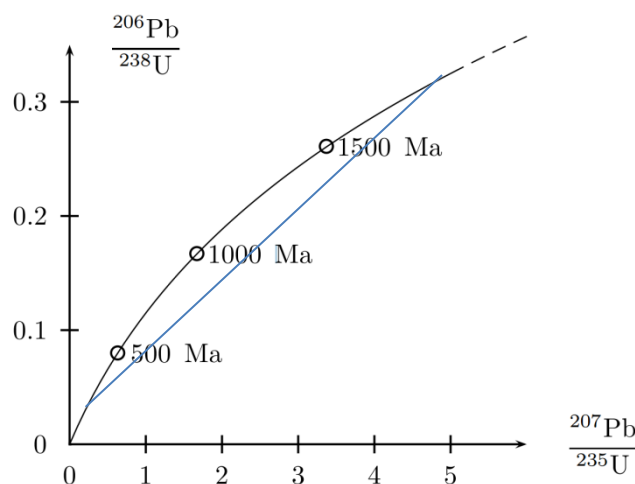


Figure II.5. Principe des courbes concordia (en noir) et discordia (en bleu).

Les datations des zircons ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, soit sur lames minces soit sur zircons séparés. Sur lame mince (figure II.6), les zircons ont d'abord été repérés au microscope en lumière transmise. Les zircons ont la propriété de réfléchir fortement la lumière, et c'est pourquoi on utilise une lumière réfléchie pour vérifier qu'il s'agit bien de zircons et pas d'autre minéraux à fort relief. Pour récupérer des zircons séparés, les échantillons ont été broyés puis tamisés (diamètre compris entre 125 et 85 microns, et entre 125 et 250 microns). Les minéraux magnétiques ont ensuite été retirés en utilisant un aimant et un séparateur magnétique. Enfin, dans la fraction non magnétique les minéraux denses (zircon et apatite) ont été séparés des minéraux légers (quartz, feldspath principalement) en utilisant une liqueur dense de bromophorme ($d = 2,9$). Enfin, les plus beaux zircons ont été sélectionnés à la loupe binoculaire. Les grains sélectionnés ont été transférés dans un plot de résine et polis au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. Afin de repérer les zones à analyser, des images en cathodoluminescence ont été réalisées.

La technique d'ablation laser a été utilisée avec un spectromètre de masse à induction plasma (LA-ICPMS). Cette technique repose sur l'utilisation d'un faisceau laser qui, lorsqu'il interagit avec un cristal, creuse un cratère de 10 à 50 microns de large et de 10 à 30 microns de profondeur (figure II.6c) et provoque l'ionisation de l'uranium qui est ensuite collecté et analysé. Cette technique présente l'avantage de pouvoir dater des zircons directement sur lame mince, et de pouvoir dater plusieurs parties d'un même zircon.

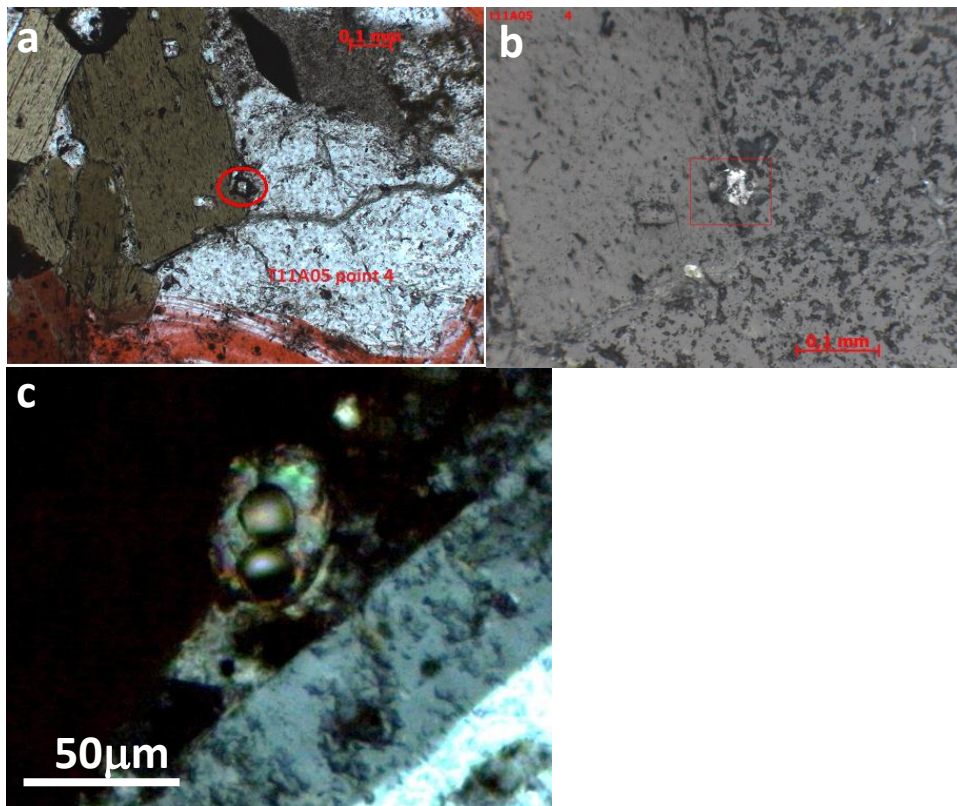


Figure II.6. Photographie d'une lame mince avec un zircon à la bordure d'un cristal de biotite, en lumière transmise (a) et en lumière réfléchie (b).c) Photographie d'un zircon après analyse présentant deux cratères.

2.4. Apport de la thermochronologie basse température

2.4.1. Datations (U-Th-Sm)/He sur apatites et zircons

Cette méthode permet de quantifier l'exhumation d'une roche, c'est-à-dire son rapprochement de la surface terrestre. Quantifier l'exhumation permet d'estimer l'érosion (ou dénudation) mais, à moins de connaître l'évolution du niveau de base, ne permet pas systématiquement d'estimer le soulèvement (uplift) qui désigne le remontée de la surface elle-même.

La thermochronologie basse température est une méthode dérivée des datations radioisotopiques classiques. Elle repose sur le principe suivant : lorsque, sous l'effet de l'érosion et/ou des forces tectoniques, une roche enfouie dans la croûte continentale remonte vers la surface, sa température diminue. Au cours de ce refroidissement, la roche franchit des paliers thermiques correspondant aux températures de fermetures de différents systèmes

isotopiques. La température de fermeture correspond à la température en dessous de laquelle un élément fils (F) issu de la désintégration radioactive d'un élément-père (P), restent piégés à l'intérieur du minéral. La figure II.7 présente les températures de fermeture de quelques systèmes. Par exemple, un minéral d'apatite contient de l'uranium U qui se désintègre ; l'Hélium (particule alpha) est un sous-produit de cette désintégration. La température de fermeture moyenne pour le système (U-Th-Sm)/He est d'environ 65° (Farley et al., 1996). Dater un cristal d'apatite par la méthode (U-Th-Sm)/He revient à dater le moment où la roche contenant ce cristal a franchi l'isotherme 65°. Avec l'âge de refroidissement obtenu, on peut en déduire un taux de refroidissement moyen apparent jusqu'à l'actuel en °C/Ma.

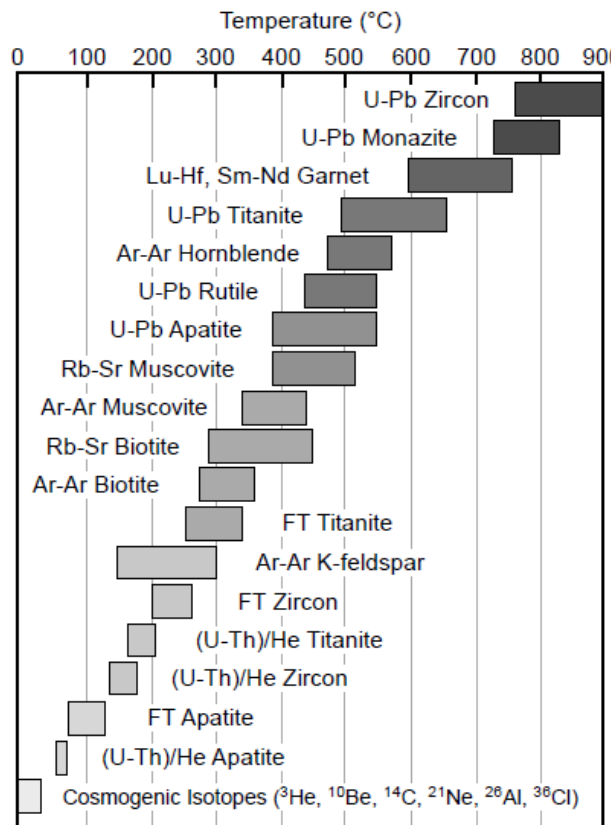


Figure II.7. Gammes des températures de fermeture pour différents systèmes isotopiques et minéraux. (image disponible sur le site de l'université de Syracuse syr.edu)

Les particules alpha sont produites selon la loi de désintégration suivante :

$${}^4\text{He} = 8{}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t}-1) + 7{}^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t}-1) + 6(e^{\lambda_{232}t}-1){}^{232}\text{Th} + {}^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{137}t}-1) \quad (1)$$

La chaîne de désintégration du Thorium ne produit que six particules alpha, alors que les deux chaînes de l'uranium en produisent huit et sept. Pour simplifier la compréhension de la production d'hélium, on utilise la notion de concentration en uranium effectif ou eU. C'est un paramètre qui prend en compte la désintégration simultanée des éléments pères U et Th est égal à $[U] + 0.235*[\text{Th}]$.

L'hélium est aussi perdu par diffusion activée thermiquement. Suivant l'équation d'Arrhénius, la diffusivité **D** est :

$$D/a^2 = D_0/a^2 \cdot e^{-E_a/RT} \quad (2)$$

D_0 étant la diffusivité (m^2s^{-1}) pour une température qui tendrait vers l'infini, E_a l'énergie d'activation de la diffusion (J/mol), et a le rayon du domaine de diffusion, dans le cas d'un domaine sphérique. R correspond à la constante des gaz parfaits en J/mol/K.

En résumé, l'abondance en hélium radiogénique dans un minéral est :

$${}^4He = \int^t (\text{production} - \text{perte})dt \quad (3)$$

On considère que la production est uniquement due à la désintégration des éléments-pères et on néglige d'autres apports : implantation de particules alpha par les cristaux environnants, et production par spallation, sous l'effet du vent solaire, une fois la roche à la surface. $65^\circ C$ correspond à une température de fermeture moyenne. En réalité, la température de fermeture dépend de plusieurs facteurs. Dodson (1977) a défini une température de fermeture T_c selon l'équation suivante :

$$T_c = E_a / (R \ln(A\tau D_0/a^2)) \quad (4) \text{ où } \tau \text{ est le temps caractéristique de refroidissement au bout duquel } D \text{ diminue de } e.$$

A des températures inférieures à $300^\circ C$, les apatites ont un seul domaine de diffusion qui correspond au minéral entier ; la température de fermeture dépend donc de la taille du grain (Farley, 2000). Un autre facteur à prendre en compte est le taux de refroidissement ($^\circ C/Ma$). Plus le refroidissement est rapide, plus la température de fermeture est élevée (Farley, 2000).

Il existe un intervalle de température, appelée zone de rétention partielle dans lequel un minéral peut perdre une faible quantité d'hélium par diffusion. Dans le cas des apatites, cette zone, également appelée AHePZR (Wolf et al., 1998), se situe entre 45° et 75° et correspond à la zone où entre 10% et 90% de l'hélium produit reste dans le cristal. Un minéral ayant séjourné longtemps dans cette zone aura perdu une quantité importante d'hélium avant de parvenir à la surface ; la concentration restante et mesurable sera donc faible, et l'âge de refroidissement apparent, anormalement jeune.

Une particule alpha possède une énergie cinétique importante et, au moment de sa formation, est éjectée sur une courte distance. Cette distance d'éjection est d'environ 20 microns (Farley et al., 1996). Une particule alpha produite au cœur du cristal se déplacera de cette distance mais restera à l'intérieur de ce cristal ; en revanche, si la particule est produite en bordure du cristal, elle sera éjectée à l'extérieur (figure II.8). Avant de calculer un âge de refroidissement à partir des concentrations mesurées en U, Th, Sm et He, il est donc nécessaire d'estimer la proportion d'hélium perdu par ce phénomène (Figure 8). Plus un cristal est de grande taille, moins cette proportion est importante ; on utilise en général des cristaux d'apatite de taille suffisante pour que la proportion perdue soit inférieure à 20%. On applique ensuite un facteur de correction F_t à l'âge apparent mesuré. Ce facteur de correction dépend de la taille du minéral et du mode de diffusion. Le mode de diffusion le plus fréquemment utilisé est la diffusion en mode sphérique : on mesure les hauteur, largeur et épaisseur d'un cristal d'apatite et on calcule ensuite le rayon qu'aurait une sphère de même volume. D'après Farley et al., (1996), en domaine sphérique ce facteur est égal à :

$F_t = 1 - 3S/4R + S^3/16R^3$ (5) avec S égal à la distance d'éjection et R le rayon de la sphère.

Par ailleurs, la désintégration d'un atome de ^{238}U ou ^{232}Th , lorsqu'elle se produit, provoque le recul de l'élément père sur quelques microns. Ce phénomène endommage la matrice cristalline et est susceptible de générer des défauts, appelés défauts de recul et qui pourraient servir de « pièges » dans la matrice où viendraient les particules alpha (Shuster et al., 2006). Les défauts augmentent donc la rétention de ^4He ; pour la même histoire thermique, une apatite riche en uranium (eU élevé) aura donc un âge de refroidissement apparent plus vieux qu'une apatite pauvre en uranium (eU bas). Ce phénomène est compliqué par le fait que les défauts cicatrisent avec la température et selon la chimie du grain. Plusieurs modèles de correction des dommages radiatifs existent (Gautheron et al., 2009 ; Flowers et al., 2009) prenant en compte la composition chimique des grains et l'histoire thermique. L'âge mesuré peut également être biaisé par la présence d'inclusions retentives à l'uranium, ou par une perte d'hélium si le cristal est brisé : il est donc important d'utiliser des grains d'apatites sans cassures et ne contenant pas d'inclusion.

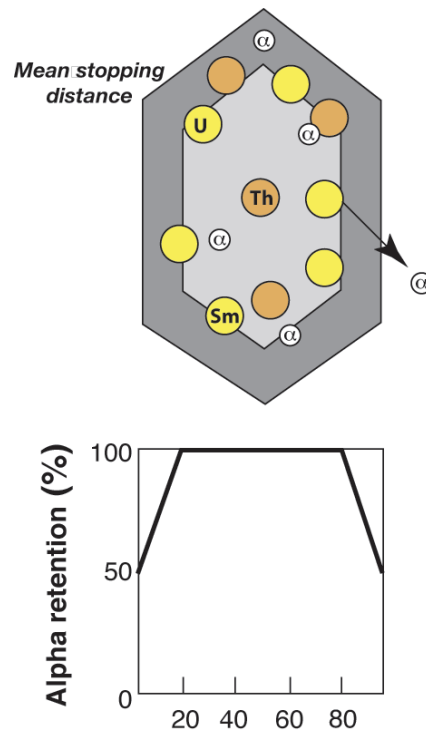


Figure II.8. Effet de l'éjection alpha sur la distribution d'hélium au sein d'un cristal. Image de Cécile Gautheron d'après Farley et al., (1996).

C'est la faible température de ce système qui le rend très intéressant lorsqu'il s'agit de reconstituer l'histoire d'un relief. En effet, 65° correspond environ à une profondeur superficielle (entre 1 et 3 km selon le gradient géothermique de la croûte) et reflète donc l'histoire de refroidissement d'une roche proche de la surface.

Un âge de refroidissement peut correspondre à de multiples histoires de refroidissement possibles. C'est la raison pour laquelle une méthode dérivée de la thermochronologie conventionnelle a été utilisée, qui permet de trancher entre plusieurs histoires de refroidissement possibles pour un même échantillon. Il s'agit de la thermochronologie $^4\text{He}/^3\text{He}$.

2.4.2. Thermochronologie $^4\text{He}/^3\text{He}$

Cette méthode a été développée dans les années 2000 par D. Shuster et K. Farley (Shuster et Farley, 2005 ; Farley, 2010). Elle repose sur la façon dont les particules alpha produites diffusent hors d'un cristal. A l'intérieur d'un cristal d'apatite, la distribution spatiale du ^4He n'est pas homogène ; il existe des variations de concentration entre le cœur et les bordures du cristal. En effet, l'hélium diffuse de l'intérieur vers l'extérieur d'un cristal d'apatite. Les bordures seront d'autant plus appauvries en hélium que la diffusion est active longtemps, par exemple si le minéral se refroidit lentement. Le profil de concentration en ^4He diffère selon l'histoire de refroidissement de cette apatite (figure II.9) ; cette méthode permet de reconstituer l'histoire de refroidissement entre 20° et 80°. Elle est donc très intéressante pour caractériser les stades ultimes de refroidissement d'un échantillon, mais nécessite une étape de plus dans la préparation des échantillons, qui est expliquée plus loin.

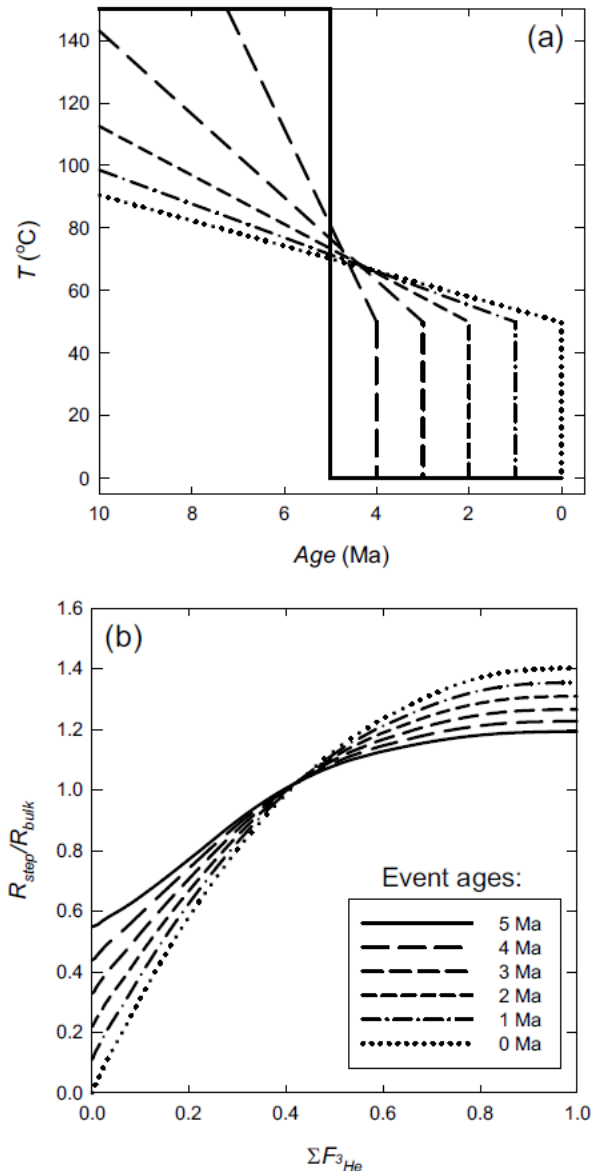


Figure II.9. Principe de la thermochronométrie $^4\text{He}/^3\text{He}$. a) plusieurs trajet de refroidissement possibles, tous compatibles avec un âge de refroidissement (U-Th)/He de 5 Ma. b) Simulation des profils de diffusion correspondant en fonction de la somme cumulative de ^3He , avec $R_{step} = ^4\text{He}/^3\text{He}$ pour une étape de dégazage, et $R_{bulk} = ^4\text{He}/^3\text{He}_{total}$. Shuster et Farley, (2005).

2.4.3. Limites et contraintes de la thermochronométrie basse température

Thermochronométrie (U-Th)/He sur apatites

Cette méthode est un excellent outil permettant une étude fine du refroidissement d'une roche pour des profondeurs inférieures à 2 km. Il peut être lié au refroidissement d'un pluton après sa cristallisation, à la modification des surfaces isothermes dans la croûte, et/ou à l'exhumation d'une roche vers la surface. La thermochronométrie (U-Th)/He présente néanmoins quelques contraintes et limites. Les grains d'apatites sélectionnés ne doivent pas

présenter d'inclusions, ou bien être d'une taille suffisante pour que l'effet de ces inclusions potentiellement retenives à l'Uranium soit négligeable au regard de la quantité d'uranium contenue dans le reste du cristal.

Thermochronométrie $^4\text{He}/^3\text{He}$ sur apatites

Les grains d'apatites sélectionnés ne doivent présenter ni inclusions ni cassures. Les inclusions potentiellement riches en ^{238}U peuvent perturber le profil de concentration en ^4He . Les cassures peuvent exposer le cœur du cristal, qui est plus riche en ^4He . Il y aura donc une concentration apparente en ^4He anormalement élevée en bordure du fragment d'apatite, ce qui augmentera artificiellement le rapport $^4\text{He}/^3\text{He}$ initial lors des premières étapes de dégazage (Shuster et Farley, 2004). Ce problème est illustré sur la figure II.10.

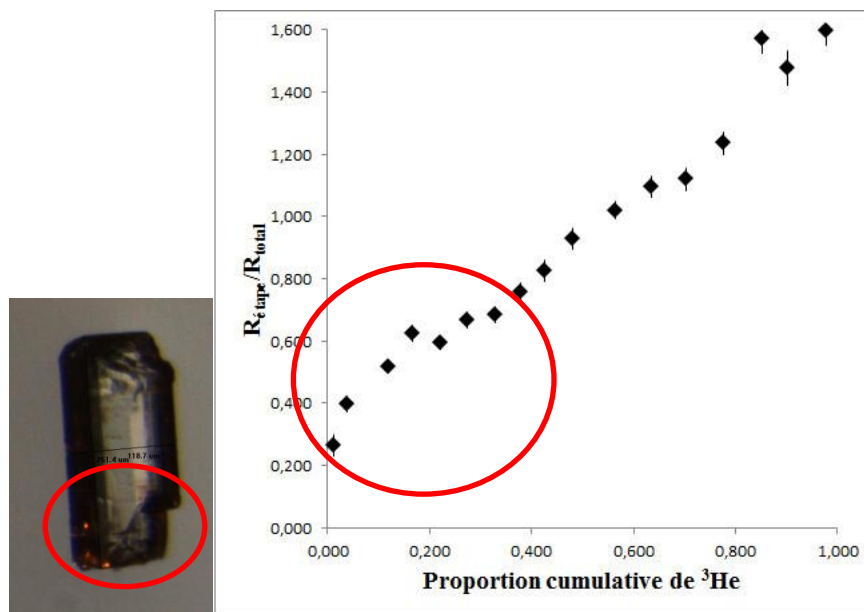


Figure II.10. Exemple de profil de diffusion dont l'interprétation est problématique. La rupture apparente de pente au début de l'expérience peut être due à la cassure de l'apatite, où à une faible zonation en ^4He .

Par ailleurs, on suppose souvent qu'une distribution non homogène en ^4He est la conséquence du seul phénomène de diffusion. Ceci suppose qu'au départ, l'hélium est produit de façon homogène, ce qui revient à postuler que les éléments pères sont également distribués de façon homogène dans le cristal. En réalité, les cristaux peuvent présenter des zonations en ^{238}U , qui introduisent des zonations en ^4He . Ce phénomène peut modifier significativement un profil de diffusion (Farley et al., 2011), comme illustré sur la figure I.11. En toute rigueur, si un profil de diffusion d'hélium présente des incohérences (par exemple une forme comme celle représentée sur la figure I.11 en rouge) et qu'on soupçonne une zonation en U et Th d'être la cause, observer d'autres grains du même échantillon par cathodoluminescence (Jolivet et al., 2003) avant de recommencer l'analyse $^4\text{He}/^3\text{He}$ sur ces grains.

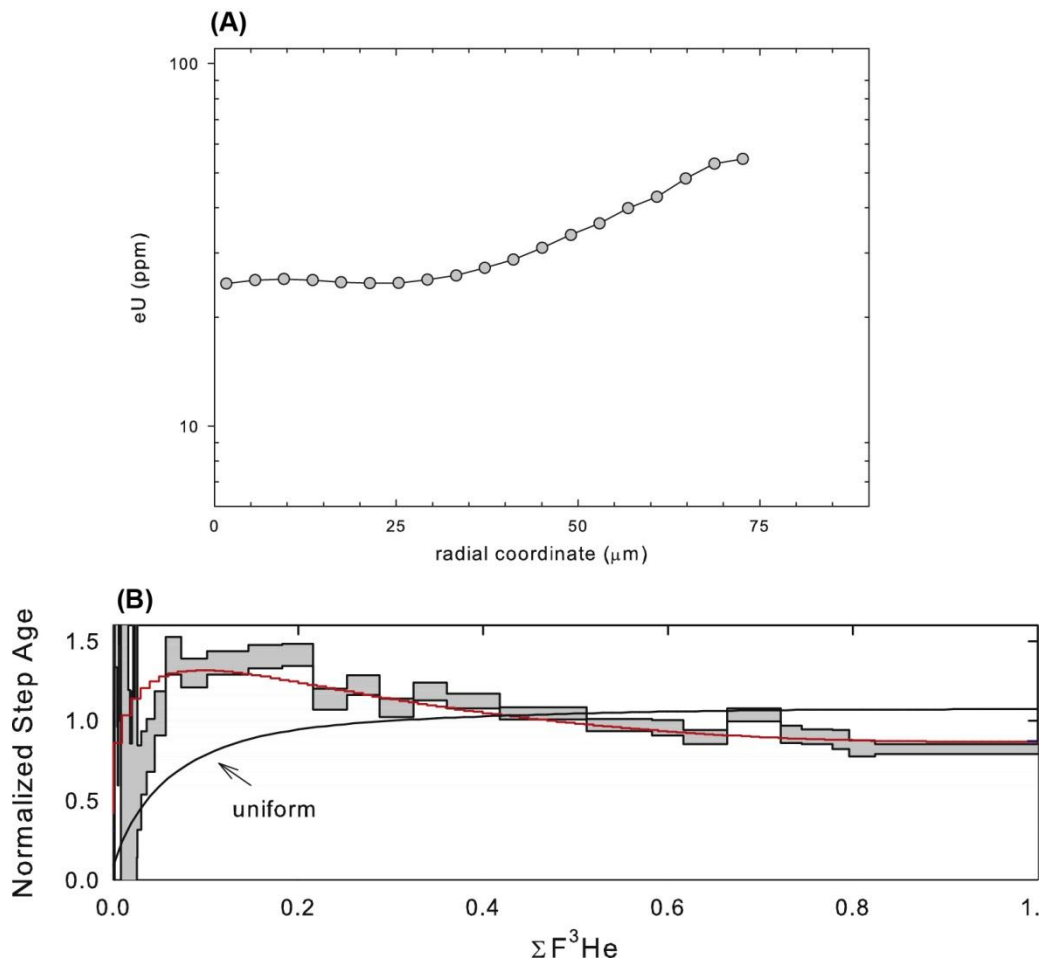


Figure II.11. A) Profil de concentration en eU dans un grain d'apatite, établie à partir de mesure par LA-ICPMS et calculée en symétrie sphérique. Les bords du cristal sont appauvris en eU par rapport au cœur. B) Spectre de dégazage en hélium du même échantillon. Pour la même histoire thermique (établie à partir d'autre échantillons de la même région) on modélise le spectre équivalent pour une distribution uniforme en hélium en noir, ou en tenant compte des zonations en eU, en rouge. d'après Farley et al., (2011).

2.4.4. Protocoles analytiques

Protocole (U-Th)/He

Afin d'obtenir des cristaux d'apatites et de zircons, les échantillons de granodiorite et de granite ont été broyés mécaniquement puis tamisés pour isoler les fractions susceptibles de contenir ces minéraux (80-125 et 125-250 microns). Les fractions obtenues ont ensuite été rincées à l'eau et à l'éthanol pour permettre un séchage rapide. Un séparateur magnétique (Frantz) a permis d'isoler la fraction magnétique (oxydes, biotites). La fraction restante a ensuite été traitée avec des liquides denses (bromoforme et diiodométhane) pour séparer les fractions denses contenant les apatites et zircons, des fractions légères contenant les cristaux de quartz et feldspath. Les apatites ont une densité supérieure à 2,9 et les zircons une densité

supérieure à 3,3. Une partie des échantillons a été séparés à l'Institut des Sciences de la Terre à Grenoble, l'autre partie à Lyon.

Les grains ont été triés manuellement à la loupe binoculaire. Les grains automorphes et présentant peu ou pas d'inclusions, ont été sélectionnés, photographiés et mesurés. Chaque grain individuel a été emballé dans une enveloppe de platine de haute pureté (pour les apatites) ou de niobium (pour les zircons).

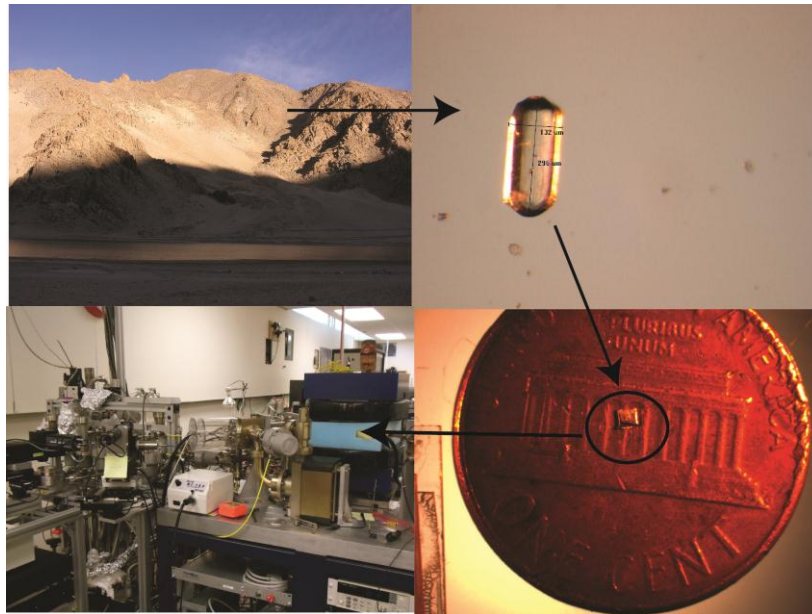


Figure II.12. Résumé des étapes nécessaires aux datations (U-Th)/He, depuis l'échantillonnage au dégazage.

Les mesures des abondances en hélium ont été réalisées avec un spectromètre de masse quadripôle pour gaz rare, au Berkeley Geochronology Center (collaboration avec D. Shuster et N. Fylstra).

Les mesures sont effectuées sous vide et l'extraction de l'hélium provoqué par chauffage du grain d'apatite à l'aide d'un faisceau laser. La température est contrôlée par un pyromètre. Une première étape de dégazage a lieu à 950°C pendant six minutes. Une quantité connue de ^3He est injectée dans la ligne d'extraction, ainsi qu'un standard de rapport $^4\text{He}/^3\text{He}$ connu. L'abondance en ^4He d'un grain d'apatite est calculée à partir du rapport $(^4\text{He}/^3\text{He})_{\text{standard}}$ et du rapport $(^4\text{He}_{\text{apatite}}/^3\text{He}_{\text{injecté}})$. Le standard permet de calculer l'erreur analytique. Une seconde étape de dégazage est répétée à l'identique puis, si de l'hélium est toujours détecté dans la ligne d'extraction, une troisième étape. Les étapes 2 et 3 ont pour but de s'assurer que l'intégralité de l'hélium contenu dans un échantillon a été dégazée. Une forte abondance en ^4He à la fin du dégazage peut aussi signifier la présence d'inclusions plus retentives à l'uranium, à l'intérieur des apatites. Des blancs (mesures de l'hélium faites lorsque le spectromètre n'est plus censé contenir de l'hélium) et les mesures de standard sont effectuées après l'analyse de dix grains environ. Les interférences possibles proviennent de composés

organiques ; par exemple, du carbone 12 ionisé trois fois aura la même masse qu'une particule alpha.

L'échantillon est ensuite retiré du premier spectromètre. Il est dissous dans son enveloppe de platine dans une solution concentrée d'acide fluorhydrique et d'acide nitrique à 65°C pendant au moins six heures, avant d'être analysé dans un spectromètre de masse à induction plasma, dédié à la mesure de l'uranium et du thorium.

Protocole $^4\text{He}/^3\text{He}$

Le protocole est similaire à celui utilisé pour la thermochronologie (U-Th)/He. Il comporte quelques étapes supplémentaires avant analyse. En effet, avec un spectromètre de masse il n'est pas possible de mesurer directement un profil de concentration en ^4He à l'intérieur d'un cristal ; il est nécessaire de mesurer un rapport isotopique entre ^4He et un autre isotope de l'hélium. Celui-ci, le ^3He , est produit par spallation sous l'effet de l'irradiation des apatites par un faisceau de proton dans un réacteur nucléaire. La production étant homogène dans le cristal, le profil de concentration du ^3He sera homogène.

Avant d'être irradiées, les apatites séparées sont emballées dans une capsule d'aluminium. Toutes les apatites d'un même échantillon sont dans la même capsule. L'irradiation par un faisceau de proton à 220 MeV, effectuée au Francis H. Burr Proton Therapy Center, Massachusetts General Hospital, Boston, provoque en effet un léger chauffage d'une centaine de degrés environ des cristaux, ce qui est susceptible de provoquer une perte de ^4He par diffusion. Comme les apatites sont en contact, la diffusion se fait d'un cristal à l'autre ; autrement dit, la perte de particules alpha dans un cristal est compensée par l'injection de ^4He provenant des cristaux voisins. Après irradiation, les capsules ne sont ouvertes qu'après trois mois d'attente, après que le niveau de radioactivité a diminué suffisamment. Les étapes suivantes sont similaires, à l'exception des mesures en hélium. Au lieu d'un dégazage du cristal entier, le chauffage se fait par paliers. Ce dégazage a une double fonction : établir les paramètres de diffusion, comme présenté sur la figure 14, et établir un profil de diffusion.

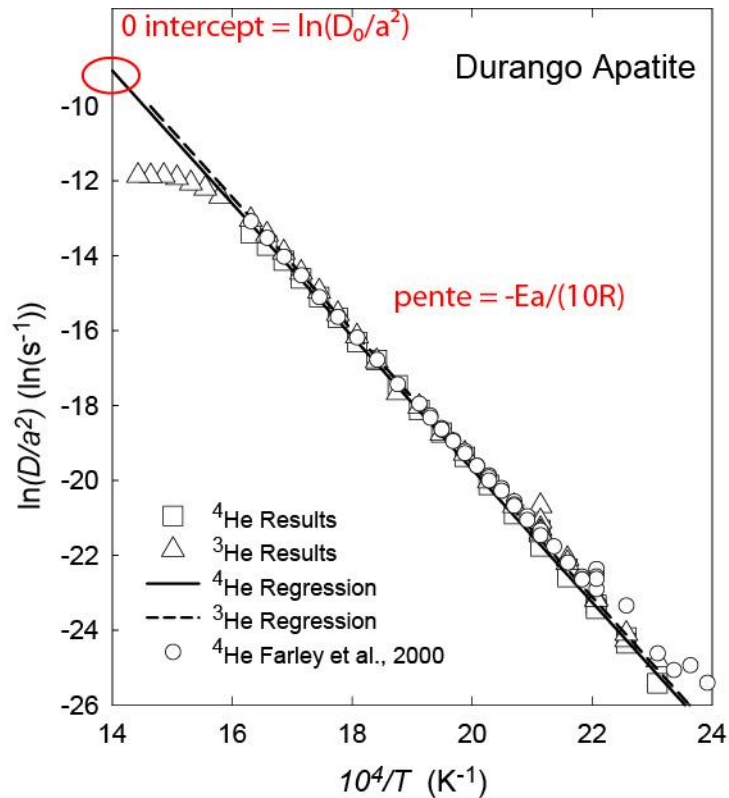


Figure II.13. Diagramme d'Arrhénius montrant la relation entre T , D et a . Chaque point constituant la droite correspondent à une étape de diffusion pour laquelle on a calculé E_a and $\ln(D/a^2)$ selon la méthode de Fechtig et Kalbitzer (1966). On observe également un second domaine de diffusion à forte température. Shuster et Farley, (2005).

Le chapitre 3 présentera les résultats de datations sur apatites. Les zircons sont toujours en cours d'analyse.

2.4.4. Interprétation des données (U-Th)/He

2.4.4.1. Structure thermique de la croûte et implication sur les âges de refroidissement.

La datation d'un seul échantillon par la méthode (U-Th)/He n'est pas suffisante pour en déduire une histoire d'exhumation. En effet, sans hypothèse solide sur le gradient géothermique, on ne peut pas directement estimer un taux d'exhumation (en mètre par million d'années) à partir d'un âge de refroidissement. Par ailleurs, la topographie influence la structure thermique de la croûte. Comme le système (U-Th)/He a une très faible température de fermeture, une topographie non plane est susceptible de dévier les surfaces isothermes qui tendent à « mimer » la surface topographique (Stüwe et al., 1994). Cet effet de la topographie

est illustré sur la figure II.14 : des variations de grandes longueurs d'onde de la topographie ont un effet sur les surfaces isothermes, qui ne sont pas sensibles à des variations topographique de faible longueur d'onde. Braun (2002a) a déterminé que pour une longueur d'onde inférieure à 8 km, dans le cas d'une topographie cylindrique, les surfaces isothermes ne sont pas perturbées significativement.

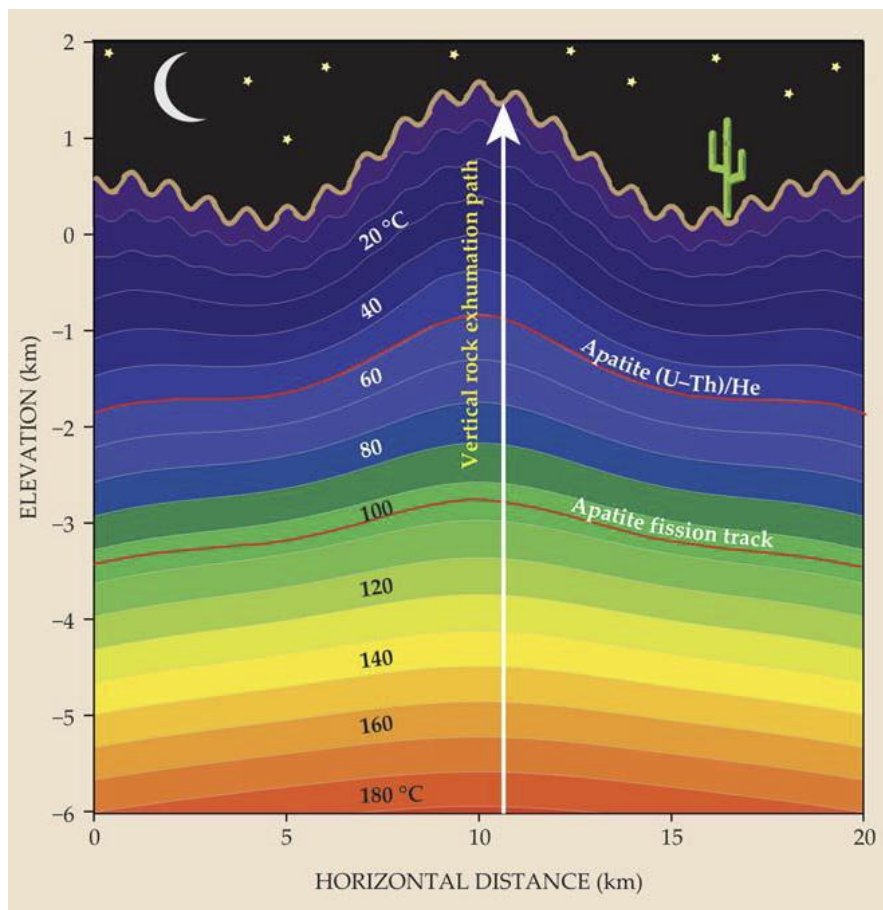


Figure II.14. Représentation en 2D des isothermes sous une topographie périodique à deux longueurs d'onde. Reiners et Shuster, (2009).

Une façon de s'affranchir du problème posé par un gradient géothermique inconnu est de prélever des échantillons le long d'un profil altitudinal. La figure II.15 montre deux cas extrêmes où l'estimation d'un taux d'exhumation est possible. On part de roches qui franchissent successivement leur température de fermeture. Dans le premier cas (A) le profil n'est pas purement vertical, mais l'isotherme correspondant à la température de fermeture est horizontal. Dans le second cas, l'isotherme mime la topographie mais le profil est purement vertical (ce qui impliquerait d'échantillonner le long d'un forage). Dans ces deux cas on obtient une corrélation âge altitude qui permet de déduire un taux d'exhumation à partir de la pente de la droite de régression. Ces exemples impliquent des taux d'exhumation suffisamment rapides pour être enregistrés par les thermochronomètres.

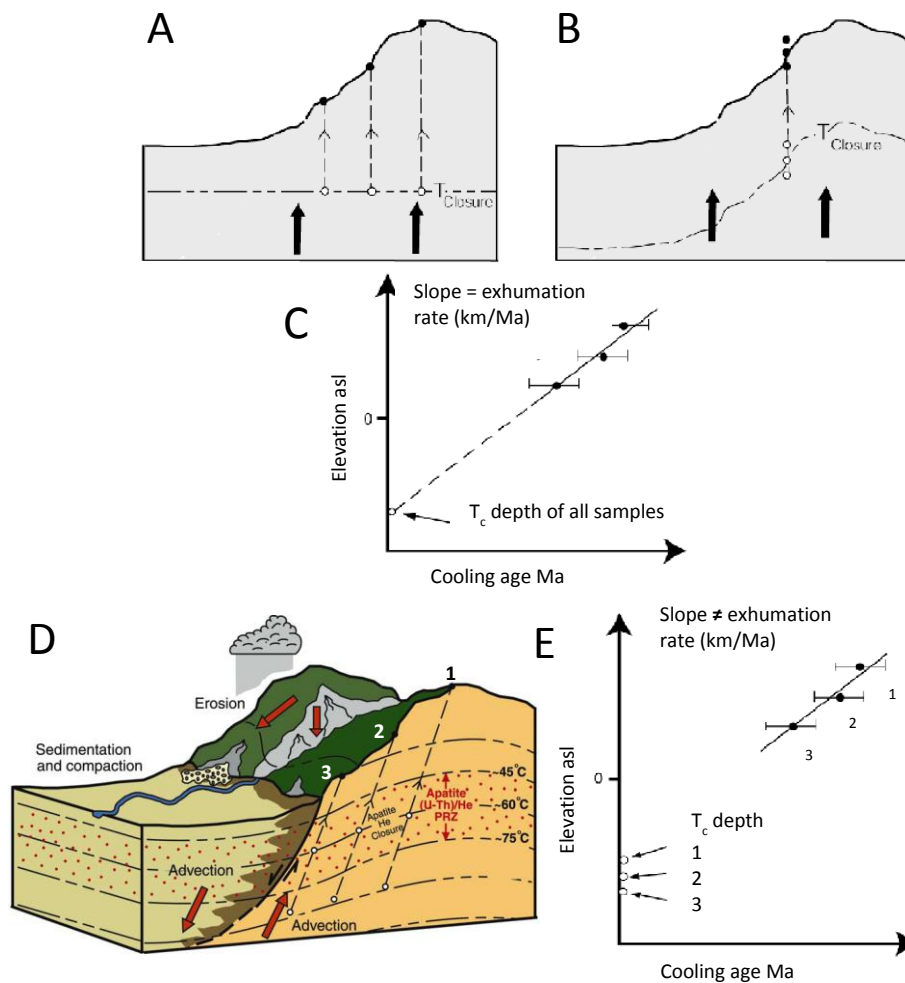


Figure II.15. Modèles thermiques utilisés pour l'interprétation des données thermochronologiques. Ehlers et al., (2005).

Les deux exemples sont des cas extrêmes. En réalité, une pente apparente indiquant un certain taux d'exhumation peut refléter une histoire thermique complexe où le taux de refroidissement varie au cours du temps, et qui dépend de la variation de la topographie et de l'effet de l'advection (Mancktelow et Grasemann, 1997). Comme la forme des surfaces isothermes de faible température est guidée par la topographie sus-jacente, une modification de celle-ci aboutira à une modification des surfaces isothermes (figure II.16).

L'advection correspond au transport de chaleur par le mouvement du milieu, ici la remontée des roches. Si la remontée des roches est suffisamment rapide, elles n'ont pas le temps de se rééquilibrer thermiquement avec le milieu environnant. Ce phénomène tend à faire remonter les surfaces isothermes et donc à rajeunir les âges apparents de refroidissement. En d'autres

termes, pour une même vitesse réelle d'exhumation, la prise en compte ou non de l'advection dans l'interprétation des âges de refroidissement donnera des taux apparents d'exhumation différents (Moore et England, 2001).

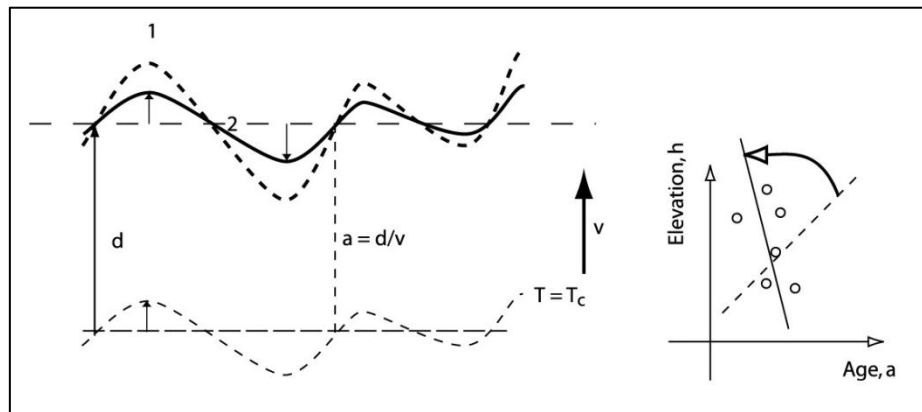


Figure II.16. Surestimation du taux d'exhumation due à une diminution du relief, entre l'état initial (1) et l'état final (2). Une forte diminution peut conduire à une pente apparente négative. Braun, (2002b).

Afin d'appréhender les données thermochronologiques dans leur ensemble et coupler les profils de diffusion $^4\text{He}/^3\text{He}$ et les âges de refroidissement, un programme de modélisation thermique a été utilisé. Il ne permet cependant pas de prendre en compte les modifications de la topographie.

2.4.4.2. Modélisations thermiques

J'ai utilisé la version 4.5 du programme QTQt (Quantitative Thermochronology and Qt, Qt étant un logiciel) de Kerry Gallagher (Gallagher, 2005, Gallagher et al., 2011, Gallagher, 2012), sur des échantillons provenant d'un profil altitudinal sur le flanc d'une vallée étroite (environ 1 km de large), par rapport au relief régional de l'Ouest Tibet, ce qui correspondrait au cas A) de la figure II.15 où la surface isotherme 65° n'est pas significativement perturbée par la variation topographique due à l'existence de la vallée.

Le programme permet de modéliser un ensemble de chemins temps-température en inversant des données de thermochronologie. Il repose sur des modèles de diffusion de l'hélium dans les apatites (Farley et al., 1996, Flowers et al., 2009, Gautheron et al., 2009, Ketcham et al., 2011). A partir de ces modèles, un algorithme permet de tester un ensemble de trajets temps-température et de tester la qualité de ces trajets en les comparant aux données analytiques. On peut intégrer à la fois des données $^4\text{He}/^3\text{He}$ et les âges de refroidissement d'un même échantillon. Il est aussi possible de réduire l'espace temps-température où passent les trajets testés en fixant des « boîtes » de contraintes : par exemple, le refroidissement commence après l'âge de cristallisation du pluton. Grâce à cette méthode, le temps de calcul

est réduit et on peut éliminer les trajets irréalistes géologiquement. J'ai d'abord effectué des modélisations sans contraintes particulières avant d'appliquer des contraintes sur le nombre de phases de refroidissement et les températures maximales et minimales atteintes lors du refroidissement. Le mode de diffusion choisi a été le modèle de Ketcham et al., (2011) prenant en compte la distance d'éjection des particules alpha. Le modèles de correction des dommages radiatifs (Gautheron et al., 2009) n'a pas été utilisé en raison de la faible concentration en uranium des échantillons. L'utilisation de QTQt implique de postuler un écart de température entre les échantillons de plus haute et plus basse altitude, ce qui revient à faire une hypothèse sur gradient géothermique. Cet écart de température (offset) peut être intégré comme paramètre libre dans les modélisations. L'utilisation d'un offset fixe ou variant au cours du temps ne change pas significativement les modèles de refroidissements obtenus à partir de données de l'Ouest Tibet

QTQt présente également l'avantage de pouvoir modéliser l'évolution des échantillons d'un profil altitudinal dans leur intégralité, au lieu de modéliser chaque échantillon séparément, à la différence de HeFTy (Ketcham, 2005). La version utilisée disponible en 2014 ne permet pas de tester l'influence de zonation en eU sur la distribution spatiale de l'hélium dans les grains d'apatite. (La version la plus récente présente cette fonctionnalité mais cela implique 1) de connaître la concentration en eU des cristaux, ce qui n'est pas le cas pour les échantillons ayant fait l'objet d'une analyse en $^4\text{He}/^3\text{He}$ et 2) de connaître le nombre de zones impliquées.). Il est prévu d'utiliser un modèle en 3D (Pecube, Braun, 2003) dans la continuité de ce travail. Pecube permet de prendre en compte les paramètres liés à l'advection et aux changements topographiques. Par exemple, on peut tester l'influence de la topographie antérieure à l'incision sur les âges de refroidissement : on peut partir d'une zone plane, ou d'un relief déjà formé dont l'amplitude augmente au fur et à mesure de l'incision.

CHAPITRE 3

EVOLUTION DU RELIEF DE L'OUEST TIBET DEPUIS L'OLIGO-MIOCENE : ETUDE MORPHOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

Ce chapitre a pour but de comprendre l'origine du relief particulier de l'Ouest Tibet à partir d'une analyse morphologique et sédimentologique. Ces travaux sont présentés dans un article accepté à la revue Gondwana Research et est précédé d'un résumé. Certaines données n'ont pas été intégrées dans l'article et sont présentées en annexe.

3.1. Résumé

La région du Bangong Co, ou lac du Bangong, se situe entre la faille du Karakorum au Sud et à l'Ouest, et la faille de Gozha Co-Longmu Co au Nord, et appartient majoritairement au réseau de drainage interne du plateau (figure III.1). La faille du Karakorum est une faille décrochante dextre orientée NW-SE qui s'étend sur 900 km. Elle a également un jeu normal. Selon les auteurs, le mouvement dextre a commencé avant 23 Ma (i.e., Lacassin et al., 2004; Valli et al., 2007; 2008; Boutonnet et al., 2013) ou seulement après 14 Ma (i.e., Murphy et al., 1997, Wang et al. 2012). Le jeu normal a créé un saut topographique net de 1 km, permettant l'exhumation de l'Ayilari au Sud de la faille (figure III.1).

A l'Est, la transition avec le Tibet central se fait sans accident tectonique majeur ni saut topographique. Entre la faille du Karakorum et la faille de Gozha Co-Longmu Co, il existe peu de failles actives (Matte et al., 1996), en particulier pas de faille normale majeure. Le relief de l'Ouest Tibet se caractérise par une amplitude d'environ 1800 m, avec des pics à plus de 6000 m (figure III.1). Le but de ce chapitre est de comprendre l'origine de ce relief.

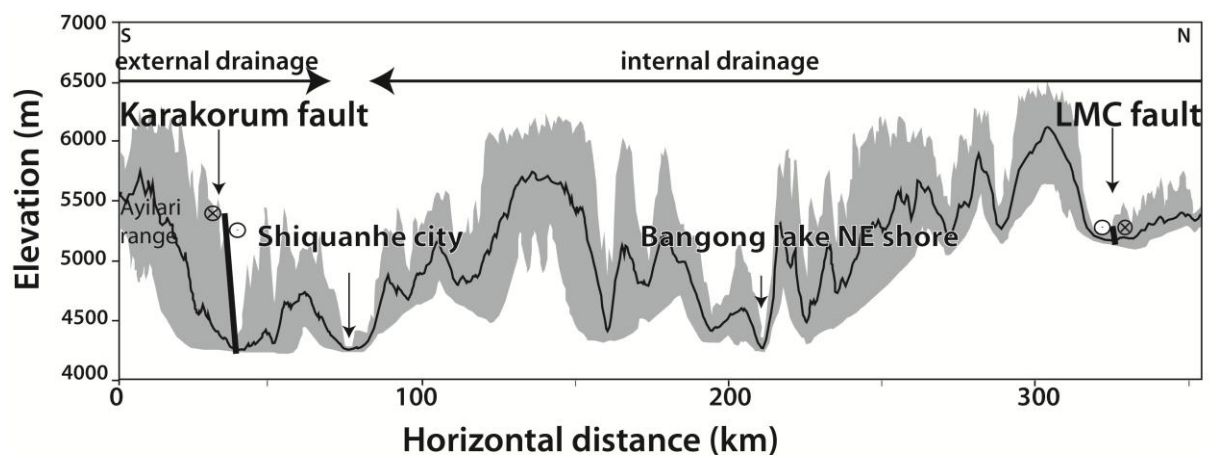


Figure III.1. Profil d'altitude Sud-Nord de l'Ouest Tibet. La courbe noire correspond à l'altitude moyenne, l'enveloppe grise à la gamme d'altitude. LMC = Faille de Gozha Co-Longmu Co.

Les observations de terrain et l'analyse morphologique réalisée à partir de données SRTM mettent en évidence les caractéristiques morphologiques : des vallées à fond plat orientées NW-SE ou SW-NE (figure III.2). Ces vallées sont larges (de 2 à 10 km, la plus large étant le lac du Bangong) et leur longueur va jusqu'à 120 km. Les sédiments détritiques cénozoïques ont été cartographiés à partir des données de terrains et d'un mosaïque d'images LANDSAT (figure III.2).

Ces sédiments forment des affleurements rares et de surface limitée à quelques kilomètres. Ils sont principalement distribués sur le flanc ou le fond des larges vallées identifiées précédemment. Il s'agit principalement de grès et de conglomérats rouges, d'où le nom de *red beds*, également décrits par Matte et al. (1996), Cheng et Xu (1987), Cheng et Xu (1986). On trouve également quelques fins niveaux d'argile. L'analyse de leur palynofaciès a révélé la présence de grains de quartz anguleux et de matière organique amorphe (*cf* partie 3.3). Les conglomérats contiennent du gravier et des blocs de taille variable, jusqu'à 30 cm, dont certains sont anguleux. Ces dépôts correspondent à des sédiments fluviaux dont la source est proximale. Les relations géométriques entre les *red beds* et les terrains plus anciens semble indiquer que les premiers comblent un relief formé par des sédiments Permien et Crétacés (figure III.3b et c).

Afin de préciser la chronologie de dépôt des *red beds*, et de savoir quand s'est formé le relief qui existait au moment de leur dépôt, nous avons datés par la méthode Uranium-Plomb sur zircons, deux coulées de laves interstratifiées dans les sédiments, dans la zone de Shiquanhe (étoiles vertes sur la figure III.2). L'âge obtenu est d'environ 23 Ma, confirmé par d'autres datations de coulées (Kapp et al, 2003, Williams et al., 2004, Arnaud, 1992). Dans la région de Zapug (figure III.2) Cheng et Xu, (1987) mentionnent deux âges K/Ar de 36 Ma environ pour des coulées recouvertes par des carbonates (*cf* partie 3.3.), eux-mêmes situés sous les *red beds*. Le dépôt de ces sédiments a donc commencé après 36 Ma et était en cours à 24 Ma.

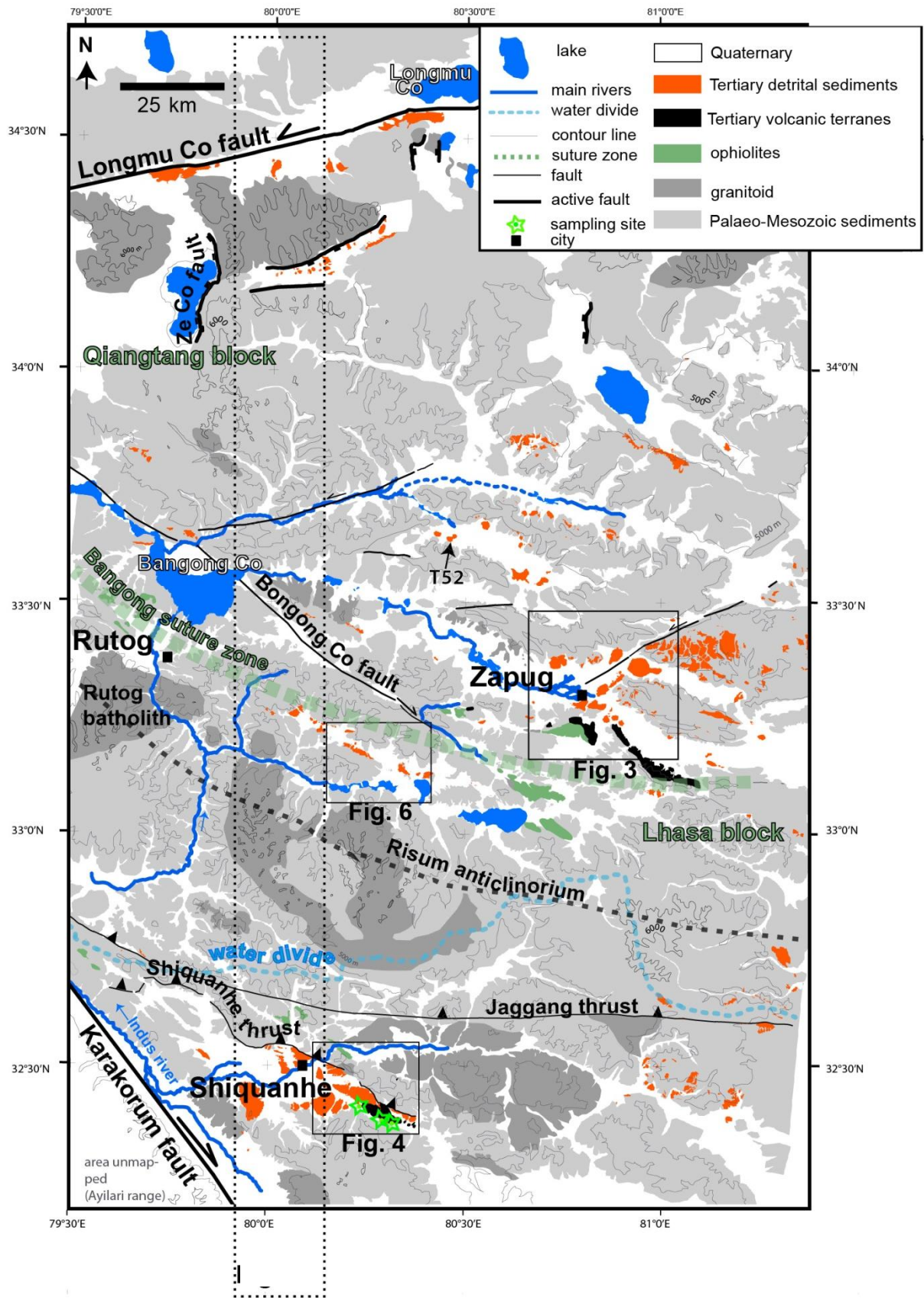


Figure III.2. Carte géologique et morphologique de l'Ouest Tibet. Le rectangle en pointillé correspond au tracé du profil de la figure III.1.

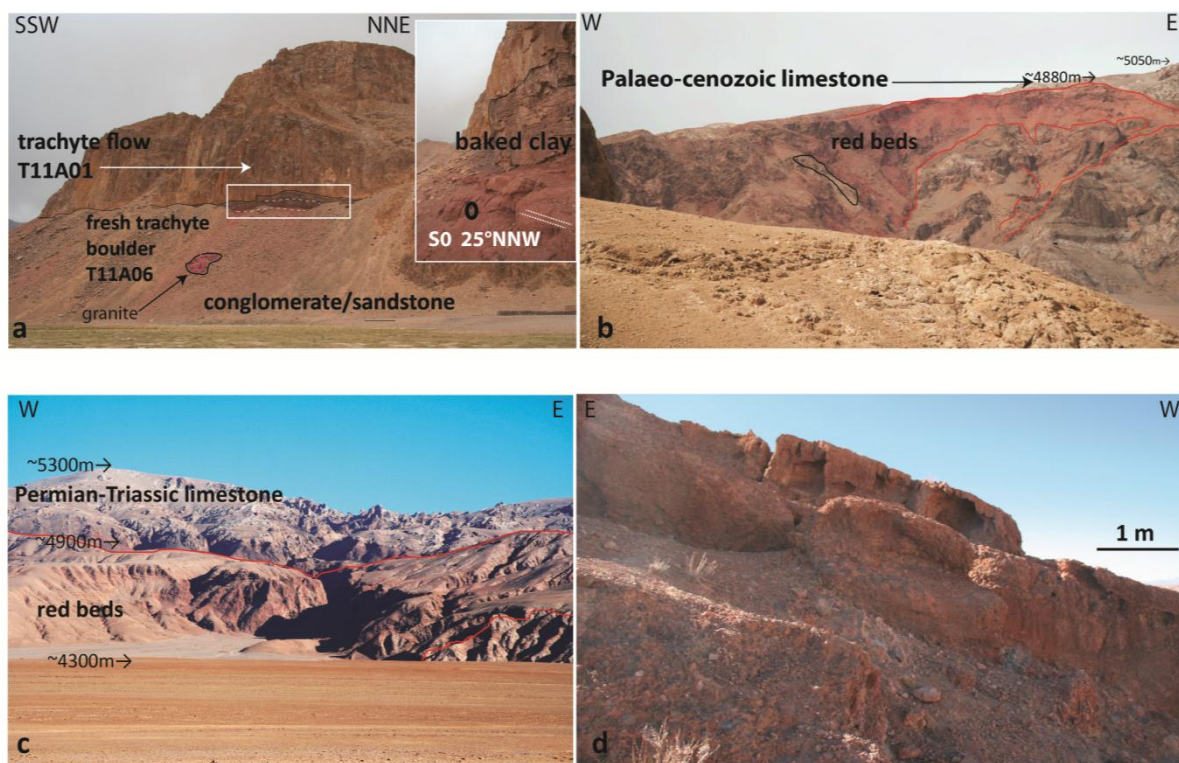


Figure III.3. (a): Coulée de lave recouvrant les red beds. (b): Fins dépôts de grès et conglomérats recouvrant en discordance des calcaires Permien, dans la region de Zapug. (c): Red beds au pendage subhorizontal, sur le flanc d'un relief formé par des calcaires Permien-Trias. (d): Lithologie des red beds : conglomérats, grès et argiles de chenaux fluviatiles.

Une implication majeure est qu'avant 24 Ma, ou même vers 35 Ma, existait un relief d'au moins 1300 mètres d'amplitude dans l'Ouest Tibet et formant des vallées larges de plusieurs kilomètres. Ce relief a été préservé jusqu'à aujourd'hui. Une cause possible pour expliquer cette préservation serait un taux d'érosion très faible, compatible avec un climat aride depuis l'Oligocène, bien qu'on ne dispose pas de reconstitution climatique précise dans l'Ouest Tibet à cette période. La question du taux d'érosion sera étudiée au chapitre suivant. Se pose également le problème de la formation du relief : comment former ces larges vallées ? Elles semblent incompatibles avec l'actuel réseau de drainage interne, où on s'attendrait à ce que le relief ait été comblé. Une possibilité est qu'elles se soient formées alors que l'Ouest Tibet avait un réseau hydrographique connecté avec l'Océan Indien, avant l'établissement du réseau de drainage interne. Les vallées ont une orientation NNW-SSE ou NNW-SSW, et sont plus ou moins parallèles au cours de l'Indus, ainsi aux chaînes du Ladakh et du Gangdese, qui forment les principales barrières topographiques à l'Ouest Tibet. Le paléo-réseau de drainage était probablement connecté au système de l'Indus, dont le cours a été dévié par la faille du Karakorum (figure III.4). Le fait qu'il ait existé un drainage externe permet d'expliquer la préservation de ce paléorelief : à la différence du Tibet Central, où Liu-Zeng et al., (2008) suggèrent que le faible relief est dû à l'érosion combinée au dépôt sédimentaire dans une même zone, les produits de l'érosion ont été évacués hors des bassins versants.

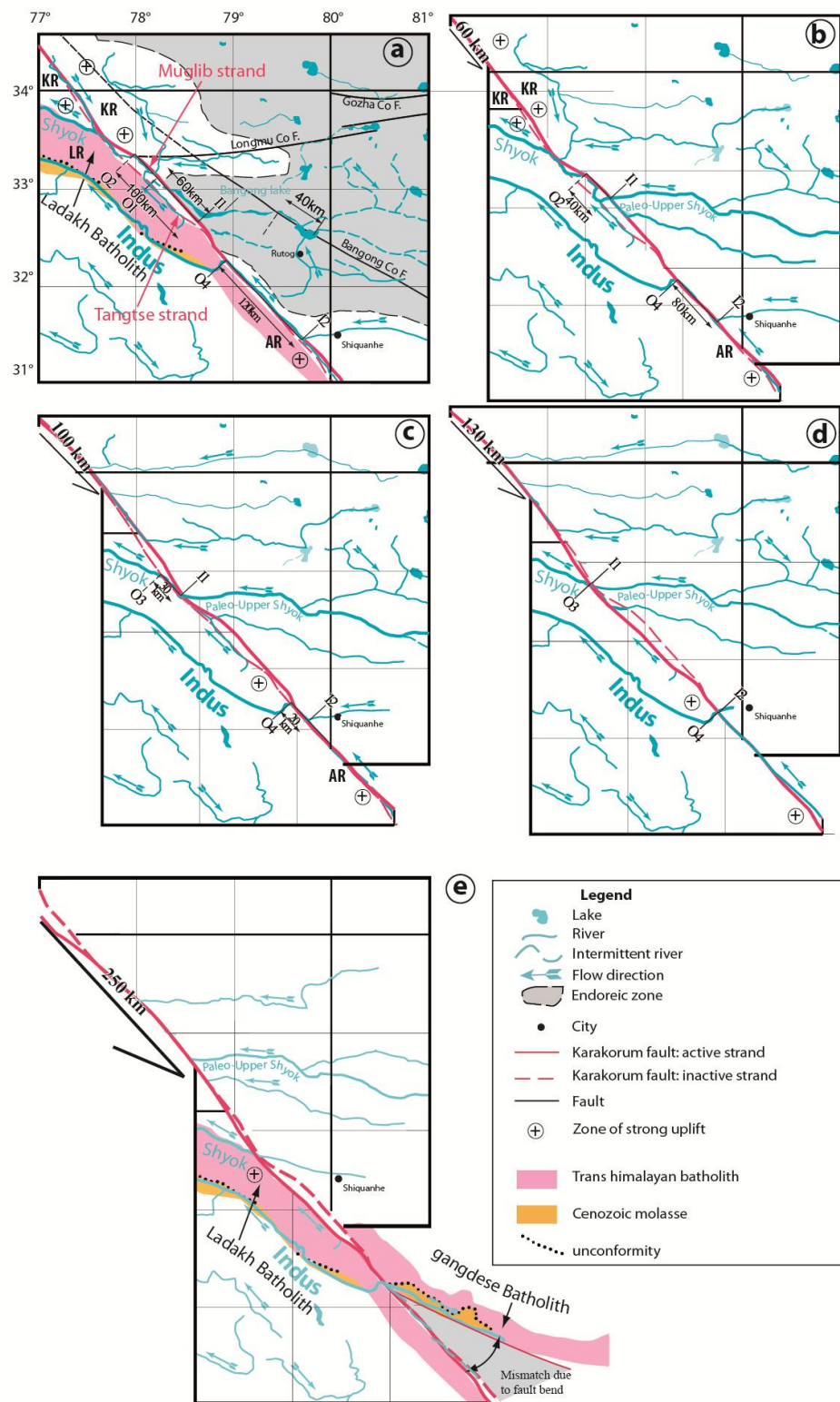


Figure III.4. Modification possible du réseau de drainage de l'Ouest Tibet par la faille du Karakorum. a) $t = \text{aujourd'hui}$ b) $t = 6 \text{ Ma}$ c) $t = 10 \text{ Ma}$ d) $t = 13 \text{ Ma}$ e) $t = 25 \text{ Ma}$. Ces reconstitutions sont obtenues en utilisant les taux de glissement sur la faille et en annulant successivement les décalages « en baïonnette » des cours d'eau, tel que le segment de 120 km en a). Pour e), la reconstitution s'est faite en reconnectant des marqueurs géologiques (batholithe transhimalayen et molasses) présents de chaque côté de la faille du Karakorum.

3.2. Western Tibet relief evolution since the Oligo-Miocene

In press, Gondwana Research

Loraine Gourbet¹, Gweltaz Mahéo¹, Philippe, Hervé Leloup¹, Jean-Louis Paquette³, Philippe Sorrel¹, Maxime Henriquet¹, Xiaobing Liu^{1,2,4}, Xiaohan Liu⁴

1 Laboratoire de géologie de Lyon, Terre, Planètes et Environnement, CNRS UMR 5276, Université de Lyon, Université Lyon1, Ecole normale supérieure de Lyon, 2 rue Dubois, 69622 Villeurbanne, France

3 Laboratoire Magmas et volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

4 Key Laboratory of Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China.

Corresponding author: loraine.gourbet@ens-lyon.org +33472446236

Abstract

Western Tibet, between the Karakorum fault and the Gozha-Longmu Co fault system, is mostly internally drained and has a 1.5 to 2 km amplitude relief with km-large valleys. We investigate the origin of this peculiar morphology by combining a topography analysis and a study of the Cenozoic sedimentation in this area. Cenozoic continental strata correspond to a proximal, detrital fan deposition, and unconformably rest on a palaeorelief similar to the modern one. Zircon U-Pb dating from trachytic flows interbedded within the Cenozoic continental sediments indicates that detrital sedimentation occurred at least between ca 24 and 20 Ma in the Shiquanhe basin, while K/Ar ages suggest it may have started since ~37 Ma in the Zapug basin. The distribution of continental deposits shows that present-day morphology features, including km-large, 1500m-deep valleys, were already formed by Early Miocene times. We suggest that today's internally drained western Tibet was externally drained, at least during late Miocene, contemporaneously with early motion along the Karakorum Fault.

Detailed study of the present day river network is compatible with a dextral offset on the Karakorum Fault of 250 km at a rate of $\sim 10 \pm 1$ mm/yr. Displacement along the Karakorum fault possibly induced the shift from external to an internal drainage system, by damming of the Bangong Co ~ 4 Ma ago, leading to the isolation and preservation of the western Tibet relief.

Keywords : western Tibetan plateau, continental sedimentation, geomorphology, river network, Karakorum fault.

1 Introduction

The India-Asia convergence zone is characterized by the juxtaposition of the Earth highest mountain range, the Himalayas, and the largest high plateau: the Tibetan Plateau. The Himalayas, with 10 peaks above 8000m, show steep topographic slopes in comparison with the Tibetan plateau where the relief is smoother (Fig. 1) (e.g., Fielding et al., 1994). The Tibetan Plateau corresponds to an area of more than 2 000 000 km² of high elevation (mean elevation of about 5000m) that straddles several continental blocks accreted from the Paleozoic to the lower Eocene (Fig. 1a). Quantifying the morphology in northern, central, and southeastern Tibet, Liu-Zeng et al. (2008) emphasize strong morphological contrasts within the Tibetan plateau. The plateau is separated from the surrounding basins by high relief ranges often associated with large active, either thrust or strike-slip, fault systems. The flattest part of the plateau is internally drained (endorheic). It is surrounded to the east and south by the headwaters of the major Asian rivers, all flowing out of Tibet, and to the north by the endorheic Tarim basin. Within the endorheic zone the high-relief areas are often related to active normal faults (e.g., Armijo et al., 1986).

The origin and timing of high elevations and low relief of the Tibetan plateau are the subjects of a lively debate, and many questions were raised. In particular, were the low relief

and high altitudes acquired early or late in the India - Asia collision history? In central Tibet, Shackleton and Chang (1988) suggested that the plateau surface formation, i.e. the peneplanation, occurred in mid to late Miocene times, more than 40 Ma after the onset of the India-Asia collision. This hypothesis was based on the interpretation of summits as an ancient planar surface. However, recent studies rather suggest an earlier peneplanation (Rohrman et al., 2012; Hetzel et al., 2011; Haider et al., 2013). These later studies are based on low-temperature thermochronology data that allow estimating exhumation rates, which would have shifted from fast to slow as early as 50-40 Ma ago, with less than 2 km of exhumation since then. Other studies tried to constrain Tibet paleoelevation evolution, from oxygen stable isotopes (Garzzone et al., 2004; Currie et al., 2005; Cyr et al., 2005; Rowley and Currie; 2006; DeCelles et al., 2007; Quade et al., 2011; Xu et al., 2013) or palaeobotanic (Dupont-Nivet et al. 2008; Song et al., 2010; Hoorn et al., 2012; Sun et al., 2014) studies. Most studies proposed that, within uncertainties ($\sim \pm 1000$ m), southern and central Tibet reached their modern elevation (about 4500-5000 m) at least 35 Ma ago (Currie et al., 2005; Rowley and Currie, 2006; Quade et al., 2011). However, based on fossil pollen record, Sun et al.(2014), estimate a late Oligocene elevation of only $\sim 3200 \pm 100$ m in central Tibet, suggesting that central Tibet may have gained an additional ~ 1.5 km since the Oligocene. From thermochronolgy data, van der Beek et al. (2009), inferred that the Deosai plateau in Pakistan (D on Fig. 1a) is the remnant of a wider Eocene Tibetan plateau, while Tapponnier et al. (2001) and Liu-Zeng et al. (2008) proposed that basin filling due to internal drainage played a major role in smoothing out the tectonically generated structural reliefs, with such reliefs dating back to Eocene in southern Tibet, Oligo-Miocene in central Tibet and Plio-Quaternary in the northeastern Tibet.

In this debate the study of western Tibet could bring key answers because that zone presents the highest mean elevation (nearly 5100 m) and straddles the internal and external

drainage zones (Fig. 1). Moreover, despite the presence of few local active normal faults, and the absence of external drainage on most of its surface, western Tibet relief is strong and reaches 1.5 to 2 km (Fig. 1a; Fig. 2b).

Regarding the elevation evolution, no palaeoaltimetry data are yet available in western Tibet, but study of Cenozoic sediments is another way to bring constraints on the topography evolution of the plateau. In order to understand the origins of the strong relief and the high topography of western Tibet, which is related neither to a modern fluvial incision, nor to active tectonics, the present regional study first focuses on mapping the Cenozoic sediments and constraining their ages. In a second step, we discuss how the geometry and location of these sediments help to decipher the topographic history of that part of Tibet and its implications on the understanding of the Himalaya - Tibet system evolution.

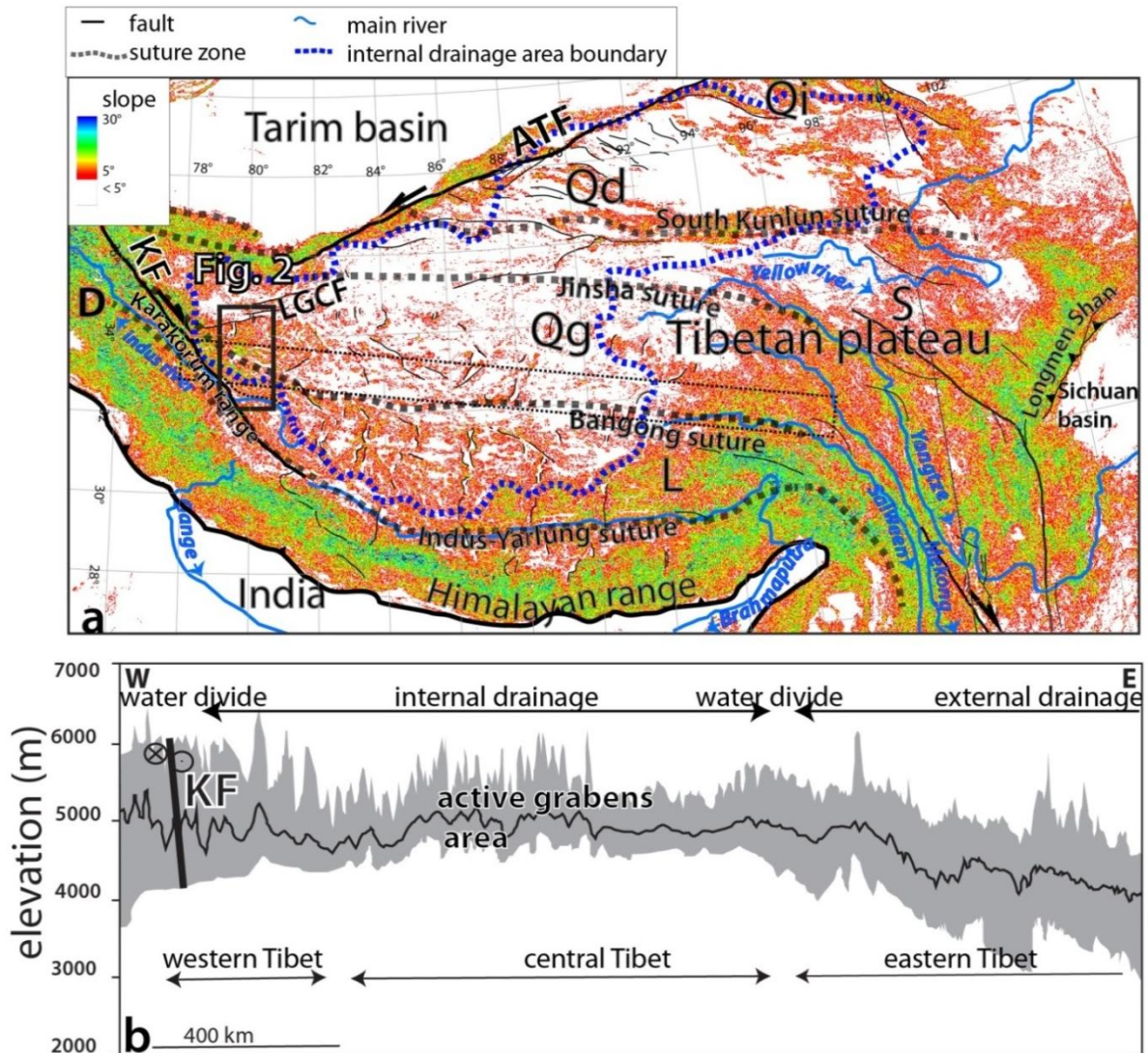


Figure 1. India-Asia collision zone topography and tectonics. **a)** Map of topographic slopes and main active faults of Tibet. The background colours refer to the local topographic slope calculated from SRTM images (765 m (EW) x 924 m (NS) pixel size). The dotted blue line contours the internal drainage area after Strobl et al. (2012). Main tectonic features are after Pan et al. (2004) and Tapponier and Molnar (1978). KF: Karakorum fault; ATF: Altyn Tagh fault; LGCF: Longmu Co-Gozha Co fault. D: Deosai plateau. L: Lhasa block; Qg: Qiangtang block; S: Songpan block; Qd: Qaidam block; Qi: Qilian block. **b)** West-East topographic profile across Tibet. The profile is based on 77 by 92 m horizontal resolution SRTM images. The grey envelope shows the minimum and maximum and the black line corresponds to the mean elevation along the profile path.

2 Geological setting

2.1 Morphology

Western Tibet has a relatively high relief, with several peaks higher than 6000 m and valley floors at 4200-4400 m. The mean elevation is about 5100m, which is slightly higher than in central Tibet (Fig. 1b.) In eastern Tibet, average elevation decreases from nearly 5000 m to 4200 m to the East.

The southwestern boundary of western Tibet is characterized by very high reliefs and a ~1km topographic step along the Karakorum fault. That step is due to uplift of the Karakorum and Ladakh mountains. This latter is towering at 6725 m and its uplift is in part induced by normal motion on the dextral strike-slip Karakorum fault since ~14 Ma (e.g. Valli et al., 2007), while the highest reliefs of the Karakorum range towering at 8611m (K2) result from uplift since ~ 5 Ma (Foster et al., 1994; Mahéo et al., 2004). The southern boundary of western Tibet is the Kailash (6638 m) range, which is part of the Gangdese range. Western Tibet is sliced by the Gozha-Longmu Co sinistral strike-slip fault system that separate a flat zone to the north from a more rugged one to the south (Fig. 1; Fig. 2b). To the east, the topographic transition with central Tibet is gentle, characterized by a slow decrease of the relief amplitude (Fig. 1b).

In western Tibet, the main geomorphic features are large (up to 8 km wide), and long (up to 120 km long) bottom-flat valleys (Fig. 2a). Their orientations range between WSW-ENE and ESE-WNW. In most of these valleys are narrow rivers which flow into lakes and belong to the internal drainage area. The largest of these lakes, the Bangong Co, or Bangong Lake, is more than ~160 km long and looks like a dam lake abutting against the Tangtse range in the SW. To the south, the boundary with the Indus external drainage system trends ~E-W and meet the Karakorum fault, south of the Bangong lake (Fig. 1a, Fig. 2a). To the North, the internal-external drainage boundary is located outside of the study area (Fig. 1).

2.2 Geological units

Tibet is composed by five continental blocks that collided with the proto-Asian plate from Paleozoic to Cenozoic times (e.g., Bally et al., 1980). From south to north the main blocks are the Lhasa, Qiangtang, Songpan, Qaidam-Kunlun and Qilian blocks (Fig. 1a). Western Tibet encompasses the Lhasa block to the South, and the Qiangtang block to the North separated by the Bangong suture zone (after the name of the Bangong Lake). Ophiolitic rocks are found along two belts near Rutog to the north and Shiquanhe (also called Ali) further south (Fig. 1a). Between these two belts, the Risum anticlinorium is interpreted either as a lithospheric micro-block bounded by two different north-dipping sutures (Matte et al., 1996; Valli et al., 2008), or as a part of the Lhasa block with the Shiquanhe ophiolites being a klippe of the Rutog ones (Kapp et al., 2003).

In the study area, sedimentary units of the Qiangtang block are as follow: Carboniferous-Permian-Triassic limestones, Triassic conglomerates, Jurassic limestones, and red sandstones topped by conglomerates of Cretaceous to Cenozoic age (Cheng and Xu, 1987, Matte et al., 1996). Magmatic rocks are Jurassic basalts (Arnaud and Vidal, 1990) and late-Cretaceous granitoids (Matte et al., 1996). Such granitoids are found in the core of the Risum anticlinorium surrounded by Jurassic and lower Cretaceous flyschs (Fig. 2a). Sedimentary units of the Lhasa block in Western Tibet are as follow: Permian limestones, Jurassic flyschoid shales, lower Cretaceous limestones and Paleogene-Neogene continental sandstones and conglomerates (Cheng and Xu, 1987; 1986; Matte et al., 1996).

Most Cenozoic deposits in Western Tibet are red beds containing extremely few carbonates, but also interbedded with volcanic rocks (Cheng and Xu, 1987), including Miocene ultrapotassic trachyte lava flows (Arnaud and Vidal, 1990; Turner et al. 1992; Kapp et al. 2003).

2.3. Deformation history

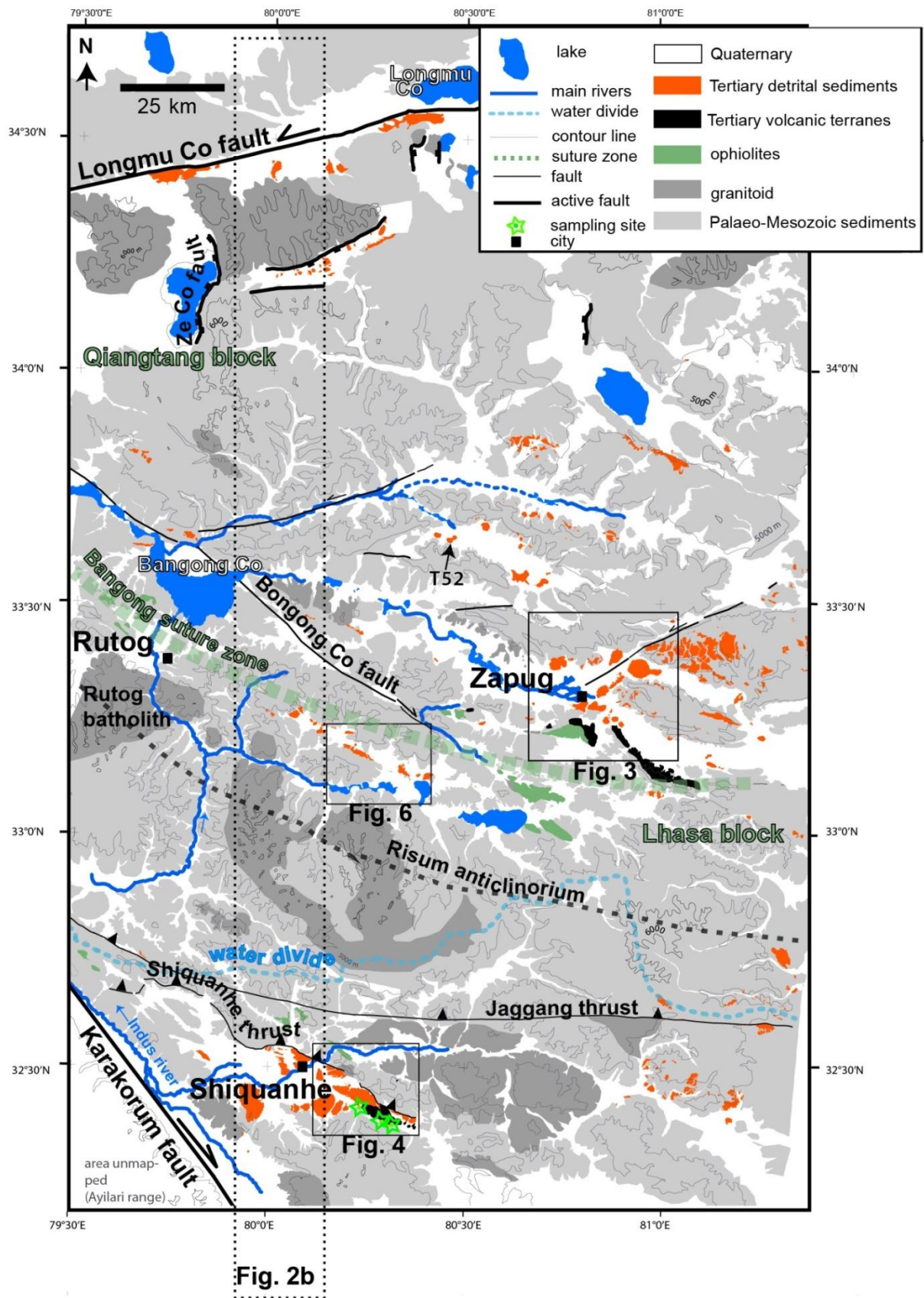
At least two Ceno-Mesozoic collisions occurred in Western Tibet. The oldest one is due to the closure of the Bangong Ocean that started in Jurassic (Dewey et al., 1988) and ended in Early Cretaceous times, with the Lhasa-Qiangtang collision. At that time, the Rutog ophiolites may have been thrust to the south and formed the Shiquanhe klippe (Kapp et al., 2003). Instead, Matte et al. (1996) propose that the Shiquanhe suture, as the Shyok one across the Karakorum fault, closed in the Cretaceous-Paleocene. Another collision took place from Paleocene-Eocene times and is related to the India - Asia (Lhasa block) convergence and subsequent collision (Dewey et al., 1989; Jaeger et al., 1989; de Sigoyer et al., 2000). This phase is characterized by N-S shortening resulting in south-vergent thrusting, such as the Jaggang and Shiquanhe thrusts, and folding of the Risum anticlinorium (Kapp et al., 2003).

East of Shiquanhe, 23 Myr old trachytes are found in the footwall of the top-to-the-south east-west trending Shiquanhe thrust (Fig. 2a), attesting that shortening lasted long after the India-Asia initial contact (Kapp et al., 2003). Deformation is still active in western Tibet as attested by few normal and strike-slip faults (Molnar and Tapponnier, 1978; Armijo et al., 1986). Normal faults trend ~N-S, and are mostly located in the Gangdese arc area and south of the Gozha-Longmu Co fault system (Armijo et al., 1989; Fig. 2a). Active strike-slip faults are either SW-NE to WSW-ENE trending and sinistral, or SE-NW trending and dextral (Armijo et al., 1986; Taylor et al., 2003). The Karakorum fault is a major dextral fault but which total offset and initiation age are vividly debated. Depending on the authors, the onset of the Karakorum fault took place prior to ~23 Ma ago in the Shiquanhe area (e.g., Lacassin et al., 2004; Valli et al., 2008; Boutonnet et al., 2012; Leloup et al., 2013); or since only ~14 Ma (e.g., Murphy et al., 2000; Wang et al., 2012), and its total offset varies between 480-200 km (Valli et al., 2008) and 66 km (Murphy et al., 2000). Estimated recent (Pleistocene to decadal timescale) slip rates on the Karakorum fault range from 1 ± 3 (Wright et al., 2004) to 30 mm/a (Liu, 1993), with Chevalier et al. (2012) proposing a value $\geq 7.9^{+3.2}_{-2.5}$ mm/a for the last ~100

000 yr. Whilst it has been considered as an active left-lateral fault since a long time (e.g. Armijo et al., 1986), the Gozha-Longmu Co fault system is poorly known. From the apparent offset of geological formations seen on Landsat images Raterman et al. (2007) suggested that the total LMC fault offset is ~25–32 km, while Leloup et al. (2012) suggested a minimum of ~50 km offset. Raterman et al. (2007) further suggested, applying a triple junction analysis based on the geodetic rates of the Karakorum and Karakax faults, that Gozha fault has a 2.8 ± 1.1 mm/yr slip rate since 9.6 ± 2.8 Ma. Such rate is compatible with the one (< 3 mm/yr) estimated from the offset of dated landforms (Chevalier et al., 2013). The strike-slip and normal faults are kinematically linked, and concur to the eastward extrusion of the plateau (e.g. Armijo et al., 1989; Tapponnier et al., 2001; Taylor et al., 2003).

3. Results

In order to better characterize the Cenozoic sedimentation, field studies were conducted in the Zapug and the Shiquanhe areas (Fig. 2a). These observations were complemented by satellite images analysis in order to produce a regional map, and lava flows dating in order to precise the deposition age.



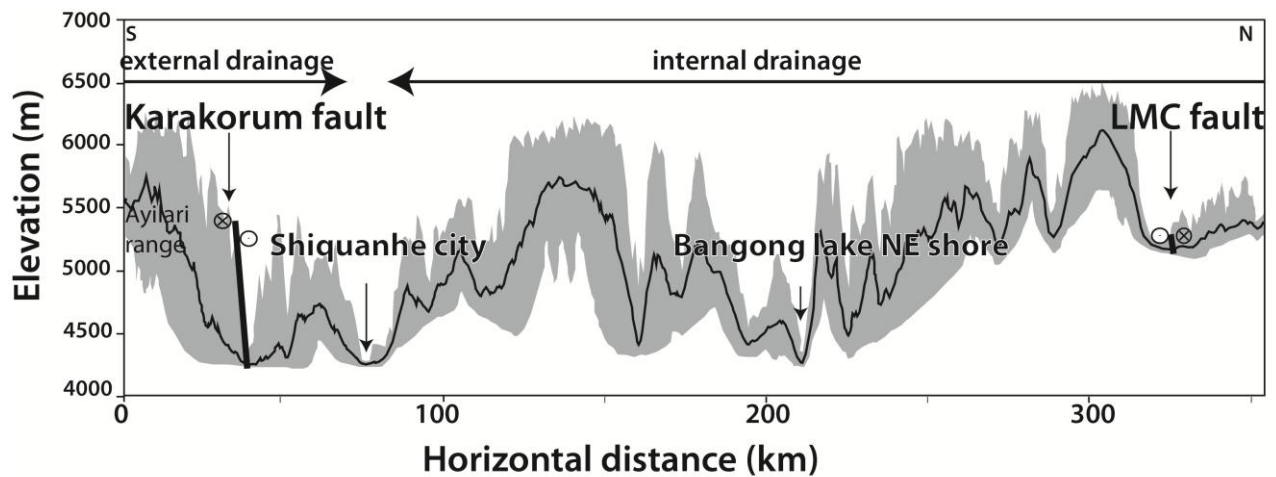


Figure 2. Geology and morphology of the Lungmu Co - Rutog - Shiquanhe area.

(a) Simplified geologic and topographic map. Cenozoic sedimentary units mapping based on field observations, published work ((Matte et al., 1996, Cheng and Xu, 1986 and 1987, as well as Kapp et al., (2003) and Li et al., (2006) for the Shiquanhe area, and Leloup et al., (2012) for the Longmu Co area) and LANDSAT images analysis. Images were downloaded on <http://glcfapp.glc.f.umd.edu>. The images were projected using the WGS84 datum. The dotted blue line delimitates the internally drained zone. (b) S-N topographic profile, shown on Fig. 2a by the dotted box.

3.1. Cenozoic sediments: characteristics and location

Cenozoic sedimentary outcrops are discontinuous, and m to km-sized. They are mostly red beds and consist of red sandstones and conglomerates, with local beds of red, violet and white clays. Some of them are interbedded with lava flows used to constraint their deposition age, and that will be described in chapter 3.2. In some outcrops, the shape of the red deposits is similar to modern alluvial fans. In both basins, the red beds unconformably overlie older sediments, including Permian and Triassic carbonates (Fig. 3, Fig. 4b). The Cenozoic sediments, that can reach a thickness of 600 m, are tilted and affected by faults (Fig. 3c), but

are much less folded than the underlying strata. In the landforms, these sediments form a smooth relief (Fig. 5B, C) and seem to fill an older more pronounced topography carved in the Palaeozoic and Mesozoic units (e.g. Permian and Triassic limestones) (Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5b). Active alluvial fans rework the red beds (Fig. 5C) and locally horizontal Quaternary deposits rest unconformably on them. The maximum elevation where red beds are found is ~5400 m.

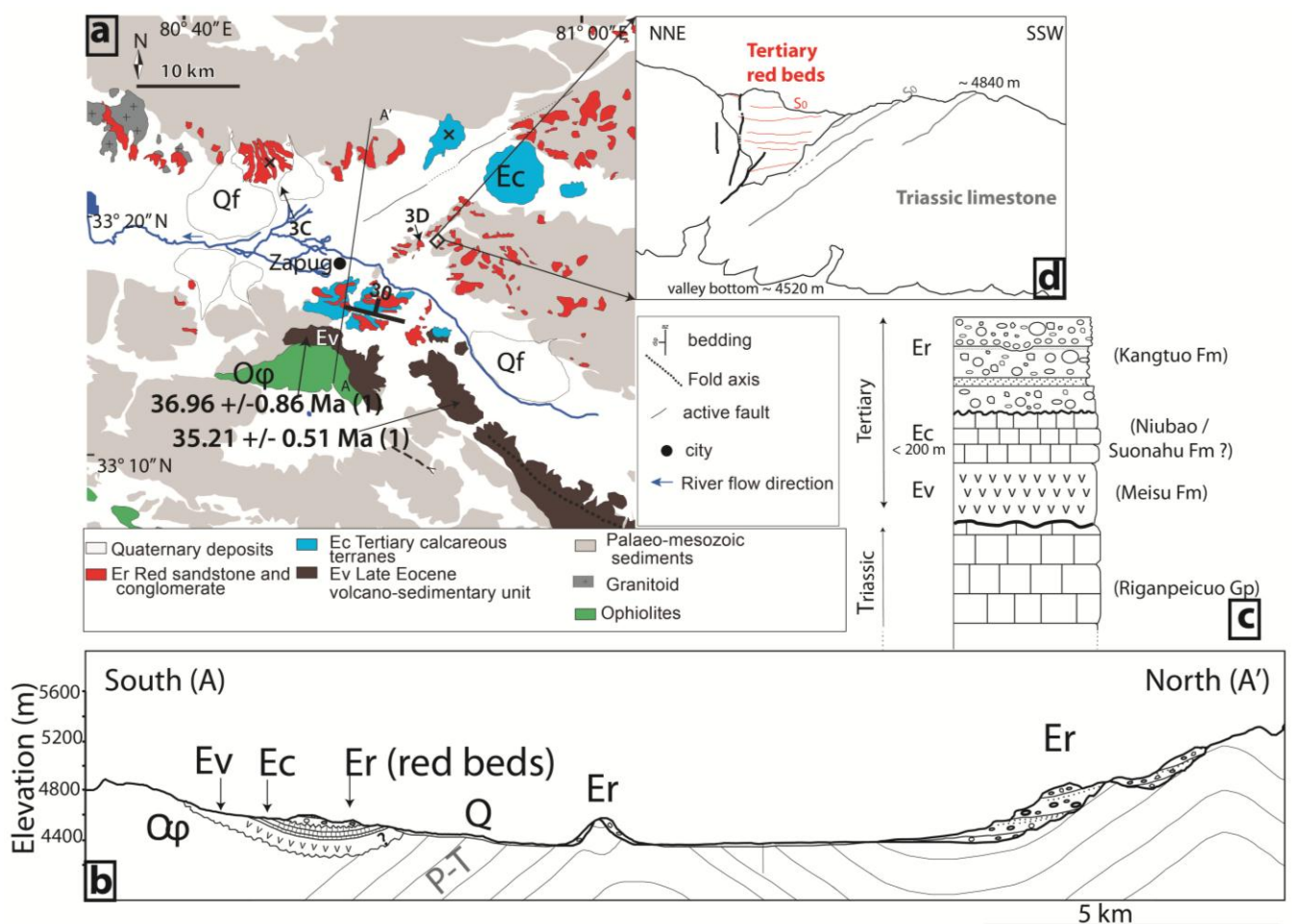


Figure 3. Cenozoic red beds of the Zapug area

(a) Simplified map with location of photographs 4B, 4C and 4D and published age data (Li et al., 1984) (b) field cross-section. (c) Local stratigraphy. In parenthesis are correlative units from Zhang, (2009). (d) Landscape view showing the Cenozoic red beds unconformably resting on the Permian limestones and affected by a fault.

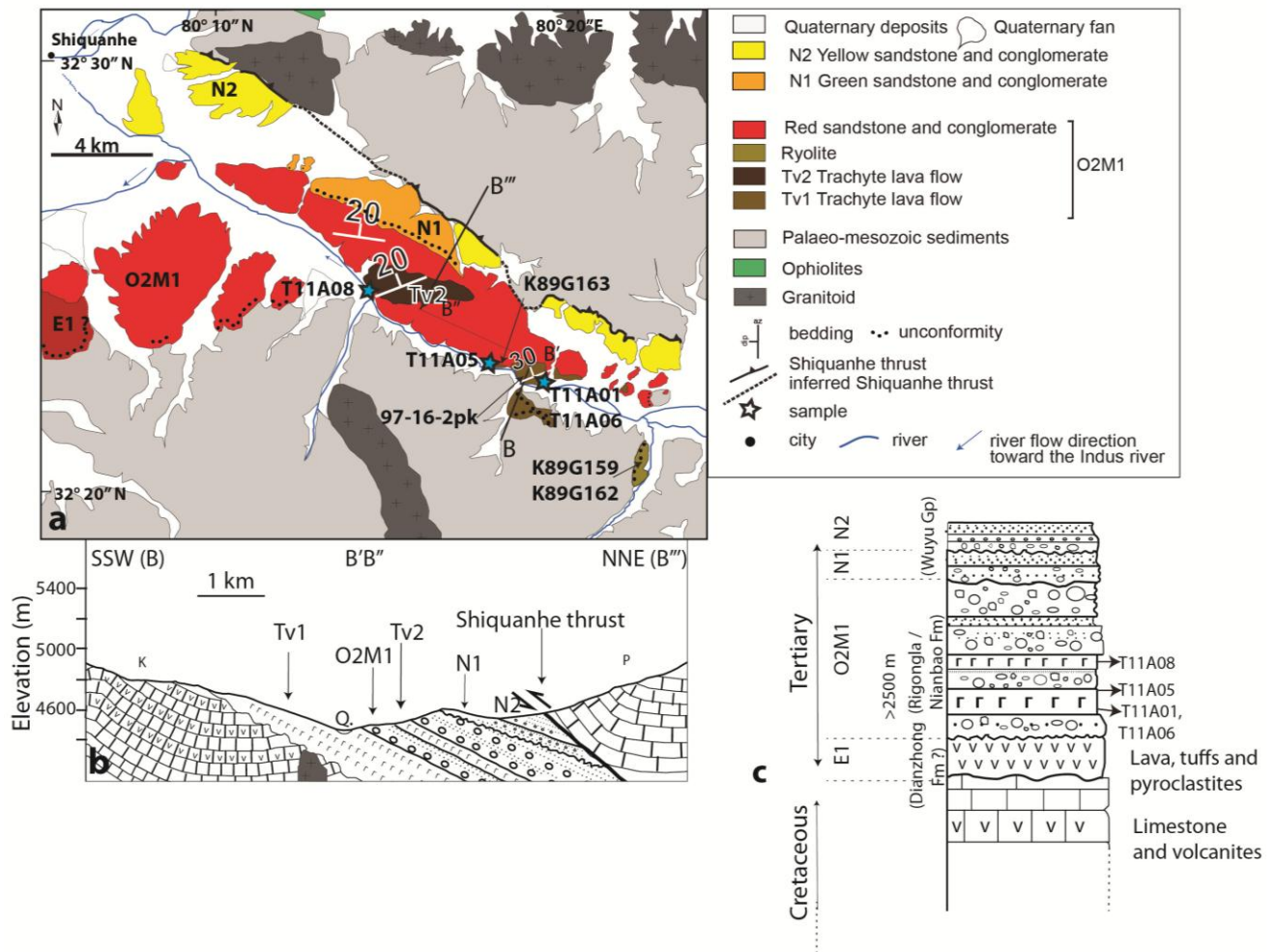


Figure 4. Eastern Shiquanhe Cenozoic basin.

(a) Simplified geological map with samples location and published age data. Photograph 5a was taken at sample T11A01 location. Published ages: K89G159: 16 +/- 0.5 Ma; K89G162: 18 +/- 0.5 Ma; K89G163: 20 +/- 0.5 Ma (Arnaud, 1992); 97-16-2pk: 22.6 +/- 0.1 Ma (Kapp et al., 2003) (b) field cross-section. (c) Local stratigraphy with location of Oligo-Miocene volcanic samples. In parenthesis are correlative units from Zhang (2009).

Within the red beds, red clays are rare and make thin levels (a few cm). They contain amorphous organic matter, phytoclasts, few pollen grains (*Artemisia*) and angular quartz grains. Occurrence of angular quartz grains in the sandstones and the conglomeratic matrix indicates a short-distance transport from a local relief to the deposition area. Red sandstone

strata are about 30-50 cm thick. Conglomerates are more frequent than clays and sandstone; the beds thickness ranges from a 1 m to 10 m (Fig. 5D). They contain gravels and pebbles with various sizes, up to 30 cm; some boulders are angular, which confirm that the sediments source was close to the deposition area. Pebbles within the conglomerates are carbonated; in the Shiquanhe area, there are also trachy-andesitic pebbles, and quartz-rich sandstones occur more frequently. We interpret the red beds as fluvial deposits from a proximal sedimentary system.

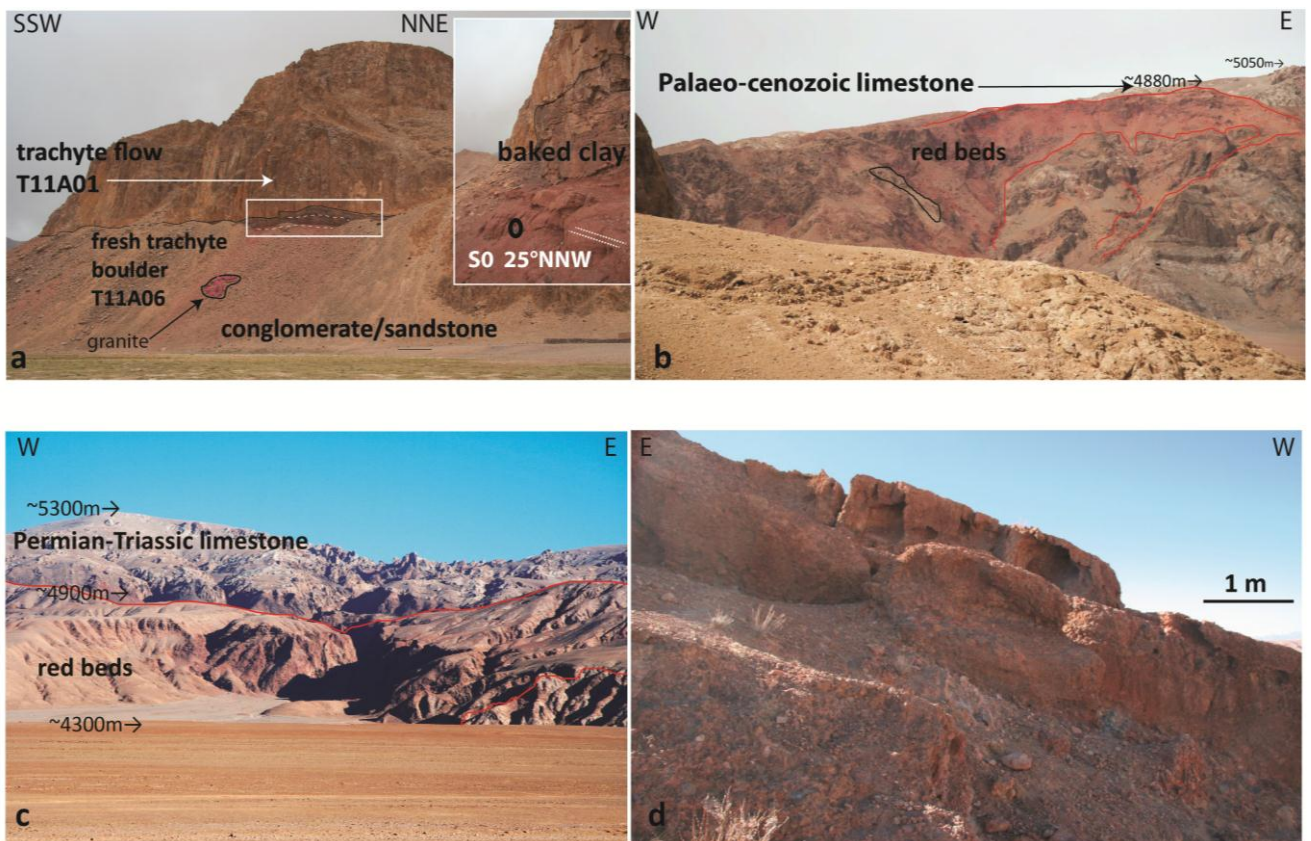


Figure 5. Photographs of Cenozoic red beds and lava flows.

Pictures are located on Fig. 3 and 4. **(a)**: Trachytic flow overlying red sandstone and conglomerate east of Shiquanhe. Samples T11A01 and T11A06 come from this site. **(b)**: Thin deposits of red sandstone and conglomerate (outlined by a red line) unconformably overlying Permian limestones, northwest of Zapug. **(c)**: Cliffs of Permian-Triassic limestone in the

background with subhorizontal red beds (outlined by a red line) in the foreground immediately north of Zapug. (d): Medium- to thick-bedded, moderately organized, red cobble-boulder conglomerate to medium-grained sandstone and claystone, east of Zapug; poorly developed (e.g., shallow incisions) gravel bars in fluvial channels on a proximal to medial alluvial fan.

In order to better understand the regional Cenozoic sediments spatial distribution, mapping of the red beds based on field observations and satellite images analysis was performed (Fig. 2a). Satellite image that were used are LANDSAT images with a 30-m horizontal resolution. In order to enhance the contrasts between different lithologies, numerous colour combinations were tested. On a RGB colour combination build with channels 7-4-1 the red beds deposits appear in green yellow (Fig. 6). However, this method is accurate only when the red beds deposits are thick enough to produce a decipherable signal. It appears that some detrital deposits are very thin (a few meters). In that case, only field observations are used, because the lithology that would dominate on a LANDSAT image would be the older strata capped by red beds (for example, Permian limestone covered by a thin layer of Cenozoic sandstone). Note that in the Shiquanhe area Kapp et al. (2003), have individualized green sandstones and conglomerates within the Cenozoic deposits. This distinction does not appear at the regional scale and therefore was not mapped on Fig. 2. At the regional scale, the Cenozoic sediments mostly outcrop along the main valleys or on their flanks and rarely cap the crests (Fig. 2). The geological cross section (Fig. 3b), as well as the sediments distribution, mostly restricted to large valleys, show that the Cenozoic sediments did not deposited in a wide basin but rather filled deep paleo-valleys and were later eroded to form the present-day drainage system.

In the area near Zapug, our field observations combined with the analysis of LANDSAT images allow to infer the stratigraphic succession (Fig. 3c), draw a simplified geological map (Fig. 3a), and a geological cross-section (Fig. 3b). The Cenozoic series unconformably rest on top of ophiolites and Permo-triassic limestones. The basal rocks are upper Eocene andesitic volcanics (Ev, Cheng and Xu, 1987; Li et al., 1984 quoted by Zhang et al., 2010) overlain by strongly reworked pale carbonate crusts (Ec, $\leq 200\text{m}$ thick). The upper layers are red sandstones and conglomerates (Er). In some places, the red sandstones directly rest on the Permo-Triassic limestones (Fig. 5b) filling steep paleo-reliefs sometimes more than 200 m high (Fig. 3d). North of Zapug, the red beds are usually flat-lying but are locally affected by faults and can show dips up to 20° (Fig. 3). South of Zapug, the Cenozoic sediments are gently folded and form a syncline (Fig. 3b). These observations imply that a deep valley already existed in the upper Eocene that was filled with volcanites and red sandstones and conglomerates. The minimum depth of the Eocene valley can be estimated from the total thickness of the Cenozoic series ($\sim 800\text{m}$). In fact, because the red beds onlap on the valley flanks, and because no later deformation uplifted the summits, that valley depth corresponds at least to the elevation difference between the base of the volcanites and the crest line: $\sim 1300\text{m}$.

70 km northeast of Zapug an isolated 1500m-wide outcrop of sandstones and thick conglomerates levels intercalated with fine clay layers contains numerous gasteropods, bivalves and crinoids fossils (T52, Fig. 2a). These sediments are mapped as Paleocene-Eocene by Cheng and Xu (1987).

200 km further south lays the Shiquanhe Cenozoic basin (Fig. 2a). Our field observations combined with the analysis of Landsat images and previous mapping (e.g., Kapp et al., 2003) allow inferring the stratigraphic succession (Fig. 4c), drawing a simplified geological map (Fig. 4a), and a geological cross-section (Fig. 4b) of the eastern part of the

basin. The whole Cenozoic series dip $\sim 25^\circ$ to the north and unconformably overly Cretaceous volcanics. Two thick trachytic lava flows (TV1 & TV2) have been interpreted as unconformably flat lying at the top of the Cenozoic series (Kapp et al., 2003), but are rather interstratified within these series (Fig. 4b). The general dip to the north is due to tilting after deposition. However, local opposite dips indicate that some layers deposited with a significant dip, compatible with alluvial fan sedimentation. To the north, the Cenozoic rocks are overthrust by Permian limestones along the Shiquanhe thrust (Matte et al., 1996; Kapp et al., 2003) (Fig. 4a, b).

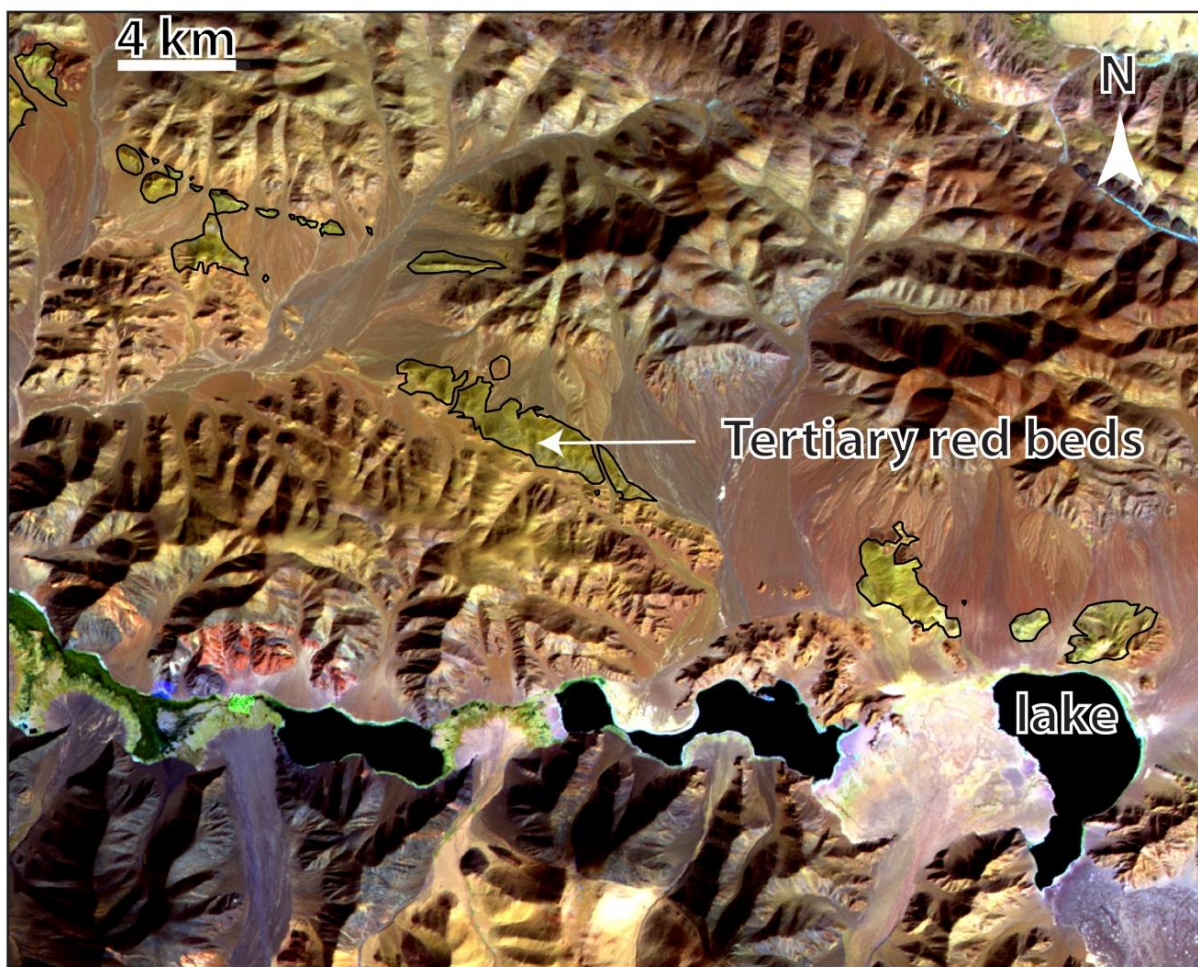


Figure 6. Example of Cenozoic sediments mapping from satellite image interpretation.

The background image is a LANDSAT 7-4-1 RVB image colour combination. Cenozoic red beds appear in green-yellow and are outlined by a black contour. Lakes appear in black.

3.2. Age constraints

Samples were collected from two trachytic flows interbedded within the red conglomerates east of Shiquanhe (Fig. 4). Samples petrology consists in K-feldspars, biotites and some amphibole phenocrysts. Minor phase include zircons and apatites. Some of the biotites are chloritized. U-Th/Pb dating was performed *in situ* in thin sections on zircons, using the Laser Ablation ICP-MS from the Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France). The results are summarized in Table 1 and the Tera and Wasserburg diagrams are plotted in Fig.7. Detailed results are available as supplementary data (appendix A).

Table 1

Sample	Age (Ma)	± (Ma)	Number of dated zircons	geographic coordinates (latitude-longitude, dd)	
T11A01, T11A06 and T11A05	22.9	0.3	22	32.3750	80.3188
				32.3829	80.2928
T11A08	22.6	1.4	6	32.4147	80.2367

Results of Uranium-Lead datation on trachytic samples (see **Fig. 4** for samples location)

Sample T11A01 was collected from the lower part of a ~100 m thick trachytic lava flow overlying red beds and dipping ~25° to the north (Tv1, Fig. 5A, Fig. 4). The underlying sedimentary layers are parallel to the lava flow with the uppermost ones being baked (Fig. 5A). ~50m below the lava flow, the red beds unconformably overly a granite (Fig. 5a). Sample T11A06, a fresh boulder, was taken not in place at the foot of the cliff, and most probably comes from the same lava flow (Fig. 5A). T11A05 was sampled 2.6 km further west at the top of the same lava flow (Fig. 3). It is capped by a ~15 m-thick level of un-

metamorphosed conglomerates. T11A08 was sampled 6.5 km further west from T11A05 at the foot of another ~200 m thick lava flow, ~300 m stratigraphically above Tv1 (Tv2, Fig. 4).

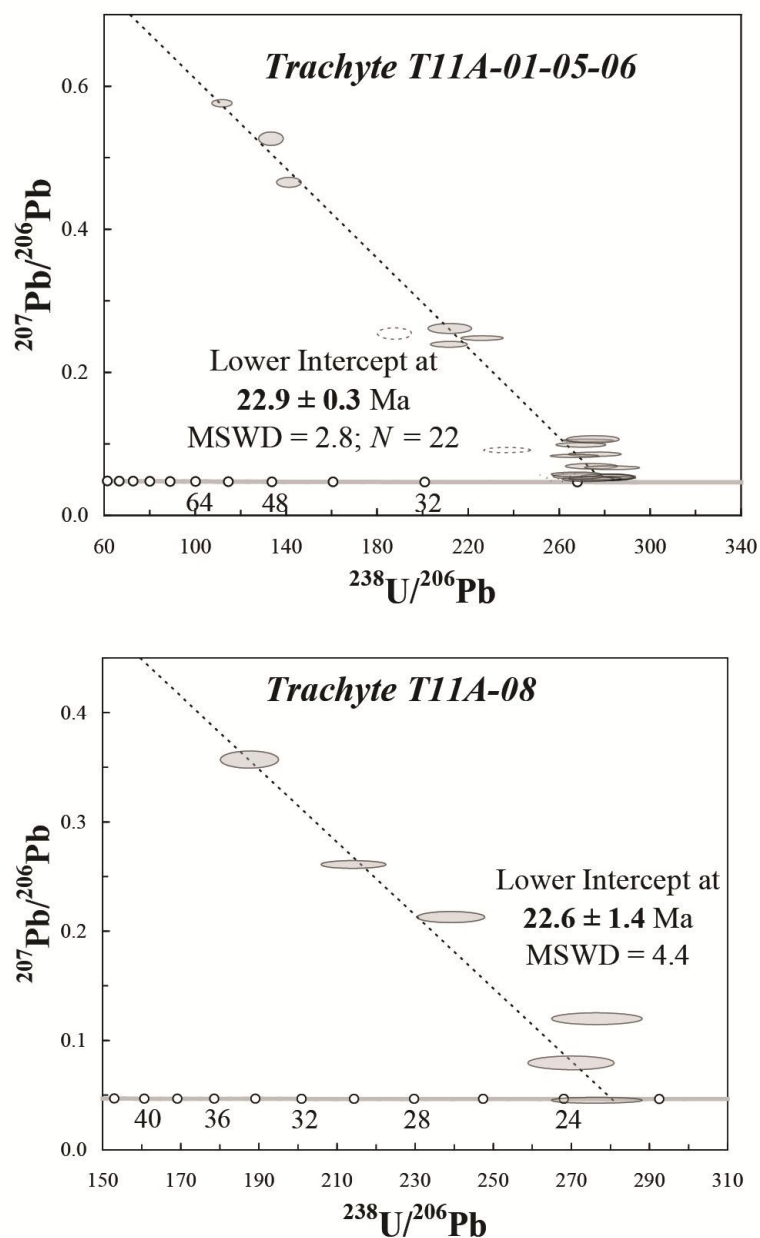


Figure 7. Terra-Wasserburg U/Pb diagrams for trachytes samples corresponding to Table 1.

Error ellipses are 2 sigma.

Because few zircons were present in each sample and they contain a lot of common Pb, we chose to pool data from the three samples T11A01, T11A05 and T11A06 coming from the lower lava flow (Tv1). 9 spots on 6 zircons grains were analysed for sample T11A01, and 8 spots on 6 zircons for sample T11A06. In sample T11A05, 9 spots on 7 zircons grains were analysed. Altogether, 18 data are concordant around 23 Ma. Linear regression through 22 data out of 26 indicates a lower intercept at 22.9 +/- 0.3 Ma (MSWD = 2.8), which is interpreted as the emplacement age of Tv1. In T11A08, 6 spots on 5 zircons were analysed. Analytical points plot in a discordant position between ca 35 and 22 Ma. The lower intercept defined by a linear regression is at 22.6 +/- 1.4 Ma (MSWD = 4.4). The lower intercept, which corresponds to the concordant ages, on the Tera-Wasserburg plots is interpreted as the emplacement age of the lava flow Tv2. Given the uncertainty on this age, it cannot be distinguished from the emplacement age of Tv1.

4. Discussion

4.1. Timing of the Cenozoic detrital sedimentation

In the absence of stratigraphic fossils allowing constraining the age of the Cenozoic series, their age is estimated via the absolute ages of the interlayered lava flows. Kapp et al. (2003) published a 22.5 +/- 0.1 Ma plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for biotites extracted from a sample (97-7-16-2pk) taken from the lowest lava flow (Tv1) east of Shiquanhe (Fig. 4). Arnaud (1992) dated one sample in the same lava flow (K89G163), at 20 +/- 0.5 Ma with the K/Ar method on K-feldspars. Williams et al. (2004) published $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for phlogopites of two trachy-andesite samples (JPT23 and JPT24B,C) taken close to Shiquanhe. The ages span between ~21 and ~24 Ma, but without any precision on sampling locations nor field relationships. Given the similarity between our ages and those of the literature, we think that all data come from the same magmatic event that can thus be dated between 20 and 24 Ma.

Contrary to Kapp et al. (2003) we do not consider that lava flows cap most of the Cenozoic tilted series giving a maximum age for the Cenozoic sediments. We rather consider that the lava flows are interstratified within the O2M1 series (Fig. 4c) and constrain their ages.

5 km east of the lava flows, Arnaud (1992) obtained a K/Ar age of 16 ± 0.5 Ma from K-feldspars from a rhyolite boulder (K89G159) within ashes, 5000 m south of a trachytic neck dated at 18 ± 0.5 (K89G162) (Fig. 4a). 40 km to the northwest Arnaud (1992) obtained an age of 17 ± 1 Ma (K89G171) from K-feldspars from a microcrystalline rhyolite, dipping to the NW in a ~8 km wide volcanic edifice. These ages cannot be used to constrain the age of the Cenozoic sediments, because the precise stratigraphic relationships are unknown, but indicate that volcanism took place at least from 24 to 16 Ma in a wide zone of the Shiquanhe basin.

There is no direct dating of the Zapug sediments, but given their similarity with the Shiquanhe deposits it has been proposed that they belong to the same epoch (Matte et al., 1996; Kapp et al., 2003, Cheng and Xu, 1987). According to the geological map (Cheng and Xu, 1986) and a Chinese synthesis of the geological formation names (Zhang, 2009), the red beds belong to the Kangtuo Neogene formation that is overlain by the Neogene Suonahu calcarenite formation. These formations are supposed to rest on Eocene volcanics dated at 36.96 ± 0.86 Ma and 35.21 ± 0.51 Ma (K/Ar, Cheng and Xu, 1987; Li et al., 1984 quoted by Zhang et al., 2010). Our field observations and the interpretation of the Landsat images, rather suggest that the calcareous formation (Ec) directly rests on the volcanics (Tv) and is overlain by the red beds (Er) (Fig.3). These relationships imply that the red beds are younger than ~35Ma in that zone.

A single study (Guo et al., 1991, cited by Zhang et al., (1998) and Zhang et al., (2002)) described one outcrop with Cenozoic shallow marine sediments (Eocene corals and palaeo-Pliocene reef limestones) in the Rutog area. This would mean that a part of western Tibet was at sea level during Eocene times with a plausible palaeoenvironment consisting of sea inlets

surrounded by local reliefs. However, it appears that there is no absolute age associated to the outcrop described by Guo et al. (1991), and that a single coral taxon was used to constrain the age. Hence the scarcity of reports documenting Cenozoic marine fossils in western (and central) Tibet hampers to definitively conclude that a large, open sea was still present during the Eocene. Beside this possibly Eocene outcrop, the oldest marine sedimentation whose age is constrained by absolute dating corresponds to late Cretaceous reef limestone interstratified with andesites dated at ca 77 Ma by Guo et al. (1991) (quoted by Zhang et al., 1998). Thus, western Tibet was below sea level at 77 Ma and possibly until the Eocene (~55 Ma) but was above sea level at ~36Ma when the Zepu volcanics emplaced.

4.2. Implications for western Tibet relief origin and evolution

Deposition of the red beds started before 24 Ma ago and consists in proximal alluvial fan sediments, coming from a local relief mostly restricted within the main present-day large valleys (Fig. 2). Based on present day relationship between the red beds and the underlying Paleozoic -Mesozoic sediments and topography the paleo-relief during red bed deposition can be estimated at ≥ 1300 m. This implies that i) significant relief was already formed at ~24 Ma and ii) this relief is preserved in present day topography, which suggests low erosion rates, possibly due to an arid climate. Several studies suggest that the climate was already arid by the late Cretaceous in central Tibet (Decelles et al., 2007a; 2007b) and by the early Oligocene in Northern Tibet (Dupont-Nivet et al., 2008, Hoorn et al., 2012). In addition, the red colour of the sandstones and conglomerates is compatible with oxidation under arid conditions.

Slow erosion rates in Tibet since ~24 Ma are consistent with previous works based on thermochronology. According to these works, erosion has been slow since the Eocene in central Tibet, east of our study area (Hetzl et al., 2011, Haider et al., 2013), since the Oligocene in the Deosai plateau (a remnant of the Tibetan plateau in Pakistan west of our

study area, D on Fig. 1a) (van der Beek et al., 2009), and since the early Eocene in the Lungmu Co area, north of our study area (Fig. 2a) (Leloup et al., 2012). If we assume that erosion rates were similar in western Tibet, it could explain why topographic features such as main valleys were preserved. Slow erosion rates, altogether with similarities between Cenozoic red beds and Quaternary alluvial fans suggest that the hydrographic network and the topography remained roughly the same since Miocene times in our study area.

Whilst the erosion has been slow until ~22 Ma a mechanism to create the valleys has to be proposed, raising the question of the evolution of the internal drainage *vs* external drainage area through time.

4.3. Drainage evolution in western Tibet

Tibet is now mostly eroded in its southern and eastern boundaries, where regressive fluvial erosion is taking place inducing significant incision. The remaining surface mostly belongs to an internal drainage area (Strobl et al., 2012). The internal drainage of the plateau covers the central, northern and western Tibet. In central Tibet, the fact that erosional products remain inside the plateau, because of the absence of sustainable drainage from the plateau interior to the sea, combined with arid climate conditions, is thought to be the main cause for the modern persistent low-relief (Liu-Zeng et al., 2008). In western Tibet, the study area is also a zone with an internal drainage system, but the relief is much stronger than in central Tibet (Fielding et al., 1994; Liu-Zheng et al., 2008). This strong relief appears incompatible with internal drainage: red bed deposition in a close system would trend to “fill” depressions and to decrease the relief.

Western Tibet has similar climate and, presumably, erosion conditions that exist in central Tibet (i.e. inferior to 0.003 mm/a, Lal et al., (2003)). As emphasized in the previous chapter, valleys depth was at least 1300m and it is unlikely that rivers in an internally drained

zone could have caused such a strong incision. One could argue that the carving was due to glaciers, and some have proposed that the Bangong Lake could be a former glacial valley (Huntington, 1906, Trinkler, 1932). However, there is no morphological evidence of ancient glaciers, and they had a limited extent in western Tibet (Owen et al., 2008).

Another hypothesis is that the valleys could have been carved at a time when the area was externally drained. At that time, the hydrographic network may have been connected to the sea, allowing efficient fluvial erosion. If western Tibet became internally drained recently in its history, then it would explain why so few Cenozoic outcrops have been preserved: erosion products would have been evacuated outside of the area through the hydrographic network before it got isolated. The parts of western Tibet that are externally drained are connected either to the Tarim basin, that is also presently endoreic, to the north, or to the Indian or Tethys Ocean to the south via the Shyok and the Indus rivers. In the Shiquanhe area, which is today externally drained with rivers flowing toward southwest into the Indus, Kapp et al. (2003) observed evidence of palaeocurrents flowing toward southeast and southwest in the Oligo-Miocene red beds, which is roughly in agreement with the modern rivers flow direction. The dominant direction of the large and flat valleys of western Tibet is WNW-ESE (Fig. 2a) paralleling the Indus and Shyok upper course. This direction also parallels that of the Laddakh – Gangdese range a main topographic barrier between western Tibet and the Tethys Ocean that existed prior to the collision, and may thus have guided an early, range-parallel hydrographic network. It follows that the western Tibet drainage network was most probably connected to the Tethys Ocean prior establishment of the main, modern topographic barriers which are the western Himalayan range to the south, and the zone surrounding the K2 (8611m – second highest peak on Earth) to the west. Despite these high barriers, the Indus River still finds its way towards the sea, suggesting that at least part of its course is antecedent to the formation of these reliefs. This is confirmed by sedimentologic studies that suggest that

sediments of the Transhimalaya Batholith and the High Himalaya have been delivered in the Indus plains for at least 30 Ma (Roddaz et al., 2011).

If the river network between western Tibet and the Tethys Ocean exists since more than 24 Ma it implies that it has been affected by the Karakorum fault, which initiated at ~14-16 Ma (Wang et al., 2012 and ref. therein) or prior to ~23 Ma (Leloup et al., 2013 and references therein). The present day Indus course is deflected by ~120 km along the Karakorum fault and this has been proposed to reflect its offset by the fault (Gaudemer et al., 1989, Valli et al., 2007). As clearly documented along several strike-slip faults, including the San Andreas Fault, such offset is a minimum bound of the total offset (Gaudemer et al., 1989). Other rivers are deflected and in some cases have been offset by the fault (Fig. 8). The Bangong Lake results from the damming of a river that was flowing along the north (or Muglib) strand of the Karakorum fault (Fig. 8a). Its dog-leg shape indicates a minimum offset of 60 km between the inlet (I1) on the upstream side and the nearest possible outlet (O1 – Tangtse gorges) across the Muglib fault (Fig. 8a). Removing this offset would leave the river with a very peculiar shape zigzagging between the two branches of the fault (Fig. 8b). A much simpler situation arises when matching the inlet with another outlet (O2 – Shyok) corresponding to an earlier offset of ~40 km (Fig. 8c). Thus, a total 100 km of offset occurred along the north strand (Muglib) of the Karakorum fault. When the Shyok river ~30 km offset on the south (Tangtse) strand of the fault is added to that value, one can estimate a total offset of ~130 km, equivalent to the Indus offset further SE where the fault shows a single strand (matching I1 with O3 and I2 with O4, Fig. 8d).

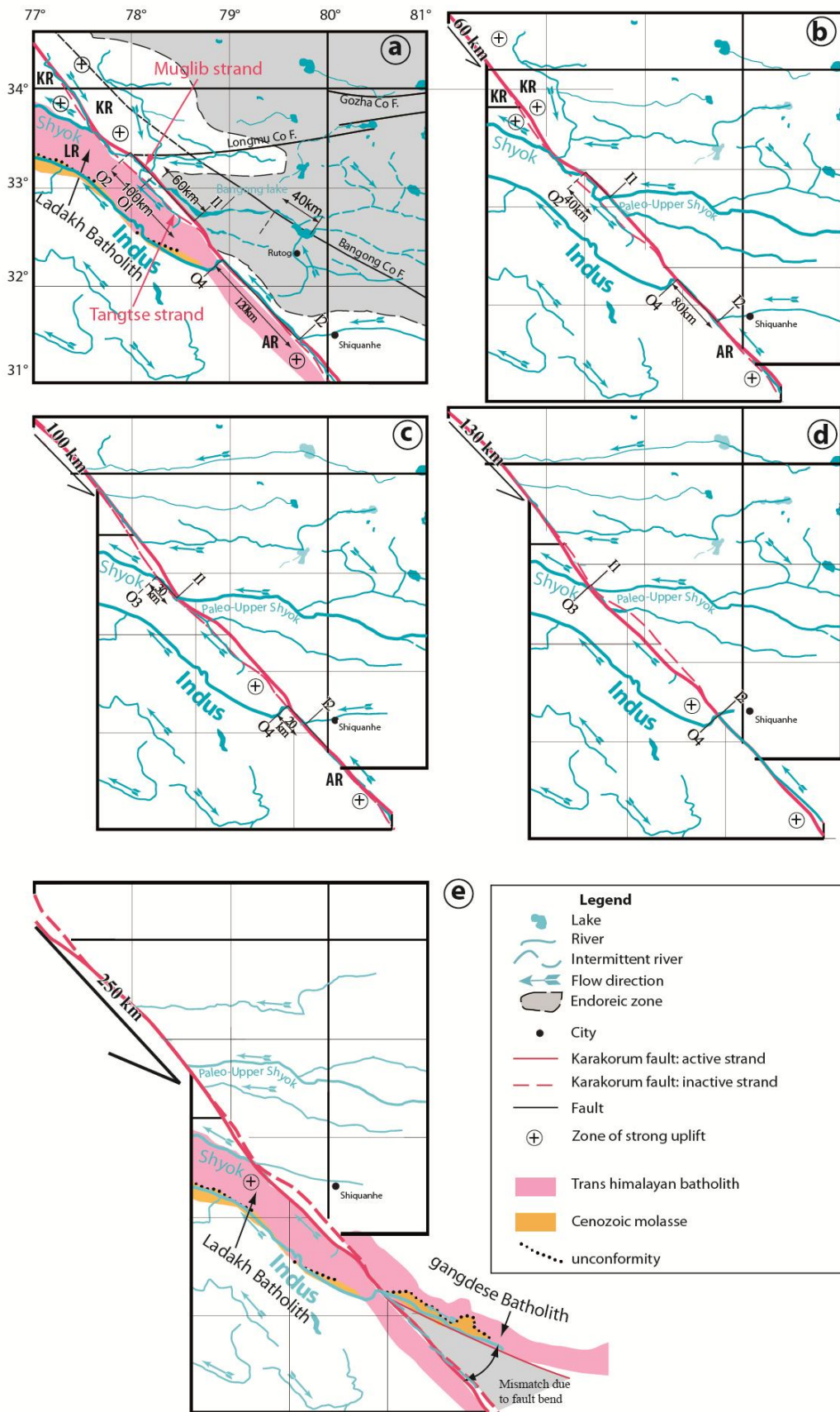


Figure 8. *Offset of the western Tibet drainage network by the Karakorum fault.*

Inactive portion of the fault is dashed. For a) and e) location of the Ladakh-Gangdese Batholith and the Indus-Kailash molasses are also depicted. Plus signs indicate zone of strong uplift with respect to the surrounding area, KR: Karakorum range, LR: Ladakh range, AR: Ayilari range. Ages are calculated assuming a ~23 Ma age for the initiation of the Karakorum fault and thus a 10 ± 1 mm/yr slip rate. See text for details. a) Present day. b) Restoration of the lowest possible offset (60 km) on the Muglib strand (North) of the Karakorum fault. Situation at ~6 Ma ago. c) Restoration of 100 km of offset on the Muglib strand. Situation at ~10 Ma ago. d) Restoration of 100 km of offset on the Muglib strand and 30 km on the Tangtse strand. Situation at ~13 Ma ago. e) Restoration of 100 km of offset on the Muglib strand and 150 km on the Tangtse strand. Situation at ~25 Ma ago. Note that a mismatch results because the Karakorum fault has been considered as straight when it bends ~35° in the South.

A total offset of ~150 km for the Karakorum fault has been proposed based on the distance between the large Baltoro granite south of the fault and the Tangtse leucogranite north of the fault (e.g., Searle, 1988). The Baltoro granite emplacement has been dated at 26-13 Ma from zircon U-Th/Pb ages (Parrish and Tirrul, 1989; Mahar et al., 2014). The Tangtse leucogranite shows several zircon (U-Th)/Pb ages between 21 and 15.5 Ma (Searle et al., 1988; Phillips et al., 2004; Boutonnet et al., 2012). Because the Tangtse granite is located south of the Muglib (North) strand of the Karakorum fault, the ~150 km offset only constrains the amount of motion on the Tangtse (South) strand. Thus, the total offset on the Karakorum fault is on the order of 250 km (150 + 100). Applying a 250 km offset yields a pre-fault situation (Fig. 8e) where a Paleo-Upper Indus river system, draining the southern piedmont of

the Ladakh-Gangdese Batholith range, would have deposited the Kailash molasse formation, and a Paleo-Upper Shyok river would have drained the northern piedmont of the Batholith.

Valli et al., (2007) discussed two possible offsets of the drainage system (120-140 km and ~280-300 km). Because they interpreted the ~14 Ma rapid cooling of the North Ayilari range as the timing of entrenchment of the lower Indus, they further discussed the implication of each offset on the fault rate that would respectively be of 9.3 ± 0.7 mm/yr and 2.7 ± 0.7 mm/yr. We rather think that these two offsets correspond to two successive stages of a continuous evolution. The ~130 km offset (Fig. 8d) would have been acquired since ~14 Ma and the entrenching of the Indus Valley implying a slip rate of ~9 mm/yr, while the 250 km one (Fig. 8e) would have been acquired since the onset of the fault. The 250 km total offset closely matches the total offset of the geological structures across the fault, such as the Ladakh and Gangdese Batholiths (Fig. 8e) and the Shyok and Bangong sutures (≥ 200 -240 km), as proposed by Valli et al. (2008). Assuming an initiation age of the fault of ~23 Ma (e.g., Lacassin et al., 2004; Valli et al., 2008; Boutonnet et al., 2012; Leloup et al., 2013) such offset would imply an average slip rate of ~11 mm/yr. The proposed scenario also implies that motion on the Muglib (North) strand of the fault started when motion on the Tangtse (South) strand of the fault was over. From structural and thermochronological arguments Boutonnet et al. (2012) suggested that motion along the Tangtse strand ended at ~10 Ma. This age would imply a slip rate of ~10 mm/yr for the Muglib strand (~100 km offset). Three different, and independent, timing estimates thus concur to suggest a long-term slip rate of 10 ± 1 mm/yr on the Karakorum fault. Considering a much younger age for the Karakorum fault initiation (~14 Ma, e.g., Murphy et al., 2000; Wang et al., 2012) would significantly increase the total average slip rate (~18 mm/yr) and would imply a very fast slip rate during the first 4 Ma (~37.5 mm/yr) compared with the last 10 Ma (~10 mm/yr).

Endorheism in the Rutog area of western Tibet (Fig. 2a & 8a) is linked with damming of the Bangong River that yielded the Bangong Lake. The scenario depicted above may help to determine the onset of the lake damming. The total offset of the Bangong River (that later became the Bangong Lake) is 100 km between the inlet (I1) on the upstream side and the outlet (O2) (Fig. 8a). In order to acquire a typical dog-leg shape, the river has to flow along the fault (Muglib strand) during its offset, meaning that the shape of the lake was acquired prior to its damming. The 60 km offset between the inlet (I1) on the upstream side and the nearest possible outlet (O1 – Tangtse gorges) must have been accrued before the damming. It follows that only the last 40 km of offset occurred after damming. Assuming a mean slip rate on the fault of 10 ± 1 mm/yr, such offset was acquired in $\sim 4\pm 0.1$ Ma. Detailed studies of the Tangtse gorge Quaternary sedimentation evidence that catastrophic flood originating from the Bangong Lake took place during the Holocene (Brown et al., 2003; Dortch et al., 2011). As a matter of fact the pass separating the Bangong Lake from the Tangtse gorges stands at ~ 3500 m, only ~ 50 m above the present day level of the lake. Thus, since the damming ~ 4 Ma ago, lake level variations probably due to climatic causes, sporadically allowed overflow and partial draining.

The evolution depicted in figure 8 is simplified as other factors than the motion along the Karakorum fault may have influenced the evolution of the drainage network. The first factor is the existence of other faults. The Gozha-Longmu Co fault does not appear to have significantly affected the drainage network even where it cross-cut at high angle the present-day upper Shyok (Fig. 8a). This may suggest that the fault is very recent and / or has a very slow slip rate (Chevalier et al., 2013). 80 km north of the Karakorum fault runs the dextral Bangong Co fault that appears to affect Neogene sediments (e.g., Pan et al., 2004). The upper Bangong valley is dextrally offset by ~ 40 km along the fault (Fig. 8a) confirming a post Oligocene right-lateral motion. If this offset is significant, it does not appear to have been

strong enough to dam the river and perturb the downstream river network. Because we dispose of few details on the fault geometry and history we decided to not depict it on Fig. 8. The second factor that had a significant influence on drainage evolution is the uplift of the Karakorum range (KR on Fig. 8a). That uplift is fast since ~5 Ma (Foster et al., 1994, Mahéo et al., 2004) and has probably interrupted rivers that were previously flowing westward by diverting their course toward the South (Fig. 8b).

Conclusions

Cenozoic sediments in western Tibet are continental, red sandstone and conglomerates. In the Shiquanhe area, detrital sedimentation occurred at least between 24 and 20 Ma. Further north, in the Zapug area, it probably started since the early Oligocene (~ 37 Ma), although further investigation is required. The distribution of the sediments, as well as their lithology, suggest that a hydrographic network already existed in early Miocene times (>24 Ma) and was connected to the Indus drainage system. That network led to a significant fluvial incision, responsible for the strong relief that still exists today. North to Shiquanhe, western Tibet is now internally drained; the shift from an external to internal drainage is related to strike-slip motion along the Karakorum fault that induced damming of the Bangong river. The river network and Bangong lake geometry allow to propose a reconstruction of the Karakorum fault offset through time that is in good accordance with a ~250 km total offset and a ~23 Ma onset, with ~100 km of offset on the northern branch (Muglib), and ~150 km on the southern one (Tangtse).

Acknowledgments

This study was funded by the French INSU SYSTER program. We are grateful to the French embassy in Beijing for its support with the French-Chinese Cai Yuanpei program. We thank

Tianyi Shen from the Wuhan University, China, for his help regarding references in Chinese, and Nicolas Arnaud for giving us his K/Ar data and for helpful discussions.

References

- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L., Han, T.-L., 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonics implications. *Journal of Geophysical Research* 91, 13-803-13-872.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Han, T.-L. , 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet. *Journal of Geophysical Research* 94, 2782-2838.
- Arnaud, N., 1992. Apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique à la connaissance de la tectonique Cénozoïque d'Asie : étude des mécanismes d'accomodation de la collision continentale. PhD thesis, Université de Clermont-Ferrand 2.
- Arnaud, N., Vidal, P., 1990. Geochronology and geochemistry of the magmatic rocks from the Kunlun-Karakorum geotraverse, *Colloque Kunlun-Karakorum 52*, IPG Paris.
- Bally, A.W., Allen, C.R., Geyer, R.B., Hamilton, W.B., Hopson, C.A., Molnar, P.H., Oliver, J.E., Opdyke, N.D., Plafker, G., Wu, F.T., 1980. Notes on the geology of Tibet and adjacent areas: report of the American plate tectonics delegation to the people's Republic of China. - Open File Rep. U.S. geological Survey, 80-501. Washington D.C.
- Boutonnet, E., Leloup, P.H., Paquette, J.-L., Davis, W. J., Hattori K., 2012. Synkinematic magmatism, heterogeneous deformation, and progressive strain localization in a strike-slip shear zone. The case of the right-lateral Karakorum fault. *Tectonics*, 31, TC4012, doi:10.1029/2011TC003049.

- Boutonnet, E., Leloup, P.H., Sassier, C., Gardien, V., Ricard, Y., 2013. Ductile strain rate measurements reveal continental crust long-term deformation modes. *Geology* 41, 819- 822.
- Brown, E.T., Bendick, R., Bourlés, D.L., Gaur, V., Molnar, P., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 2003. Early Holocene climate recorded in geomorphological features in Western Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 199, 141-151.
- van der Beek, P., Van Melle, J., Guillot, S., Pêcher, A., Reiners, P.W., Nicolescu, S., Latif, M., 2009. Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya. *Nature Geoscience* 2, 364 – 368.
- Cheng, J., Xu G., 1986. Geologic map of the Gaize region with report, 369 p., Tibetan Bureau of Geology and Mineral Resources, Lhasa, scale 1:1 000,000.
- Cheng, J., Xu, G., 1987. Geologic map of the Ritu region with report, 598 p., Tibetan Bureau of Geology and Mineral Resources, Chengdu, People's Republic of China, scale 1:1 000,000.
- Chevalier, M.L., Li, H., Pan, J., Sun, Z., Liu, D., Wu, C., Pei, J., Xu, W., Huang, X., 2013. Insights on the youngest segment of the Altyn Tagh fault: the Longmu Co – Gozha Co fault system, Western Tibet. *Eos Transactions American Geophysical Union*, Fall Meeting Supplement, Abstract T31A-2501.
- Chevalier, M.-L., Tapponnier, P., Van Der Woerd, J., Ryerson, F.J., Finkel, R.C., Li, H., 2012. Spatially constant slip rate along the southern segment of the Karakorum fault since 200 ka. *Tectonophysics* 530-531, 152-179.
- Currie, B.S., Rowley, D.B., Tabor, N.J., 2005. Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: Implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology* 33, 181-184.

- Cyr, A., Currie, B.S., Rowley, D.B., 2005. Geochemical and stable isotopic evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, north-central Tibet: Implications for the paleoaltimetry of Late Eocene Tibetan Plateau. *Journal of Geology* 113, 517–533.
- DeCelles, P.G., Quade J., Kapp, P., Fan, M., Dettman, D.L., Ding, L., 2007a. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 389–401.
- DeCelles, P.G., Kapp, P., Ding, L., Gehrels, G.E., 2007b. Late Cretaceous to middle Cenozoic basin evolution in the central Tibetan Plateau: Changing environments in response to tectonic partitioning, aridification, and regional elevation gain. *Geological Society of America Bulletin* 119, 654-680.
- De Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I.M., Luais, B., Guillot, S., Cosca M., Mascle, G., 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology* 28, 487-490.
- Dewey, J., Shackleton, M., Chengfa, C., YiYin, S., 1988. The Tectonic Evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 1594, 379-413.
- Dewey, J.F., Cande, S., Pitman, W.C., 1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Eclogae Geologicae Helveticae* 82, 717–734.
- Dortch, J.M., Owen, L.A., Caffee, M.W., Kamp, U., 2011. Catastrophic partial drainage of Pangong Tso, northern India and Tibet. *Geomorphology* 125, 109-121.
- Dupont-Nivet, G., Hoorn, C., Kornet, C., 2008. Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology* 36, 987-990.

- Fielding, E., Isacks B., Barazangi M., Duncan C., 1994. How flat is Tibet ? *Geology* 22, 163-167.
- Foster, D.A., Gleadow, A.J.W., Mortimer, G., 1994. Rapid Pliocene exhumation in the Karakoram (Pakistan), revealed by fission-track thermochronology of the K2 gneiss. *Geology* 22, 19-22.
- Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Turcotte D.L., 1989. River offsets across active strike-slip faults. *Annales Tectonicae* 3, 55 – 76.
- Guo, T.Y., Liang, D.Y., Zhang, Y.Z., Zhao, C.H., 1991. *Geology of Ngari, Tibet (Xizang), China*. The China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Haider, V.L., Dunkl, I., von Eynatten, H., Ding, L., Frei, D., Zhang, L., 2013. Cretaceous to Cenozoic evolution of the northern Lhasa terrane and the Early Paleogene development of peneplains at Nam Co, Tibetan plateau. *Journal of Asian Earth Science* 70-71, 79-98.
- Hetzl, R., Dunkl, I., Haider, V., Strobl, M., von Eynatten, H., Ding, L., Frei, F., 2011. Peneplain formation in southern Tibet predates the India-Asia collision and plateau uplift. *Geology* 39, 983-986.
- Hoorn, C., Straathof, J., Abels, H.A., Xu, Y., Utescher, T., Dupont-Nivet, G., 2012. A Late Eocene palynological record of climate change and Tibetan Plateau uplift, Xining Basin, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi: 10.1016/Journal of palaeo.2012.05.011.
- Huntington, E., 1906. Pangong: a glacial lake in the Tibetan plateau. *Journal of Geology* 7, 599-617.
- Kapp, P., Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T.M., 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet, *Tectonics* 22, doi:10.1029/2001TC001332.

- Lacassin, R., Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P.H., Paquette, J.-L., Li, H., Tapponnier, P., Chevalier, M.-L., Guillot, S., Mahéo, G., Zhiqin, X., 2004. Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 255–269.
- Lal, D., Harris, N., Sharma, K., Gu, Z., Ding, L., Liu T., Dong, W., Cafée, M., Jull, A. , 2003. Erosion history of the Tibetan Plateau since the last interglacial: constraints from the first studies of cosmogenic ^{10}Be from Tibetan bedrock. *Earth And Planetary Science Letters* 217, 33-42.
- Leloup, P.H., Arnaud, N.O., Mahéo, G., Paquette, J.-L., Guillot, S., Valli, F., Li, H., Xu, Z., Lacassin, R., Tapponnier, P., 2012. Successive deformation episodes along the Lungmu Co zone, west-central Tibet. *Gondwana Research* 21, 37–52.
- Leloup, P.H., Weinberg, R.F., Mukherjee, B.K., Lacassin, R., Boutonnet, E., Tapponnier, P., Valli, F., Li, H., Chevalier, M.-L., Arnaud, N., Paquette, J.-L., 2013. Comment on « Displacement along the Karakoram fault, NW Himalaya, estimated from LA-ICP-MS U–Pb dating of offset geologic markers » published by Shifeng Wang et al. in *EPSL*, 2012. *Earth and Planetary Science Letters* 363, 242-245. doi: 10.1016/j.epsl.2012.12.012
- Li, Y.T, et al., 1984. *Stratum of China—Cenozoic of China* (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 272–341.
- Li, H., Valli, F., Xu, Z., Yang, J., Tapponnier, P., Lacassin, R., Chen, S., Qi, X., Chevalier, M.-L., 2006. Deformation and tectonic of the Karakorum Fault, Western Tibet, *Geology in China* 33, 239-255, in Chinese with English figure captions.

- Liu, Q., 1993. Paleoclimat et contraintes chronologiques sur les mouvements récents dans l'ouest du Tibet: failles du Karakorum et de Longmu Co-Gozha Co, lacs en pull-apart de Longmu Co et de Sumxi Co. Ph.D. thesis, Université Paris 7.
- Liu, Z., Wang, C., 2001. Facies analysis and depositional systems of Cenozoic sediments in the Hoh Xil basin, northern Tibet, *Sedimentary Geology* 140, 251-270.
- Liu-Zeng, J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Ding, L., 2008. Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution. *Journal of Geophysical Research* 113, F04018, doi:10.1029/2007JF000897.
- Mahar, A.M., Mahéo, G., Goodell, P.C., Pavlis, T.L., 2014. Age and origin of post collision Baltoro granites, south Karakoram, North Pakistan: Insights from in-situ U-Pb, Hf and oxygen isotopic record of zircons, *Lithos*, in press.
- Mahéo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Villa, I. M., Keller, F., Capiez, P. (2004). The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): an intra-oceanic tholeiitic arc origin with implication for the closure of the Neo-Tethys. *Chemical Geology*, 203, 273–303, doi:10.1016/j.chemgeo.2003.10.007.
- Matte, P., Tapponnier, P., Arnaud, N., Bourjot, L., Avouac, J.-P., Vidal, P., Liu, Q., Pan, Y., Wang, Y., 1996. *Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus*, *Earth and Planetary Science Letters* 142, 3-4, 311-330.
- Molnar, P., Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research* 83, 5361 – 5373.
- Murphy, M.A., Yin, A., Kapp, P., Harrison, T.M., Ding, L., Guo, J., 2000. Southward propagation of the Karakoram fault system, Southwest Tibet; timing and magnitude of slip. *Geology*, 28(5), 451 – 454.

- Owen, L., Kaffee, M., Finkel, R., Seong, Y.B., 2008. Quaternary glaciation of the Himalayan-Tibetan orogeny. *Journal of Quaternary Science* 23, 513-531.
- Pan, G.T., Ding, J., Yao, D.S., Wang, L.Q., 2004. Geological Map of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and adjacent areas. Chengdu Cartographic Publishing House, Chengdu, Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, scale 1/1,500,000.
- Parrish, R.R., Tirrul, R., 1989. U-Pb age of the Baltoro granite, Northwest Himalaya, and implications for monazite U-Pb systematics. *Geology* 17, 1076–1079.
- Raterman, N.S., Cowgill, E., Lin, D., 2007. Variable structural style along the Karakoram fault explained using triple-junction analysis of intersecting faults. *Geosphere*, 3(2), 71-85.
- Roddaz, M., Said, A., Guillot, S., Antoine, P.O., Montel, J.-M., Martin, F., Darrozes, J., 2011. Provenance of Cenozoic sedimentary rocks from the Sulaiman fold and thrust belt, Pakistan: implications for the palaeogeography of the Indus drainage system. *Journal of the Geological Society, London*, 168, 499–516.
- Rohrmann, A., Kapp, P., Carrapa, B., Reiners, P., Gynn, J., Ding, L., Heizler, M., 2012. Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45 Ma. *Geology* 40, 187-190.
- Rowley, D., Currie, D., 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet, *Nature* 439, 677-681.
- Searle, M.P., Weinberg, R.F., and Dunlap, W.J., 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: Constraints on Tibetan extrusion, in *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, edited by R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, and J.F. Dewey, Geological Society of London, Special Publication, 135, 307 – 326.

- Shackleton, R.M., Chang, C.F., 1988. Cenozoic uplift and deformation of the Tibetan Plateau: The geomorphological evidence. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 327, 365–377.
- Strobl, M., Hetzel, R., Niedermann S., Ding, L., Zhang, L., 2012. Landscape evolution of a bedrock peneplain on the southern Tibetan Plateau revealed by in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{21}Ne . *Geomorphology* 153-154,192-204.
- Sun, J.M., Xu, Q.H., Liu, W.M., Zhang, Z.Q., Xue, L., Zhao, P., 2014. Palynological evidence for the latest Oligocene-early Miocene paleoelevation estimate in the Lunpola Basin, central Tibet, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 399, 21-30.
- Tapponnier, P., Molnar P., 1977. Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research* 82, 2905-2930.
- Tapponnier , P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger G., Jingsui, Y., 2001. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science* 23, 1671-1777.
- Taylor, M., Yin, A., Ryerson, F.J., Kapp, P., Ding, L., 2003. Conjugate strike-slip faulting along the Bangong-Nujiang suture zone accommodates coeval east-west extension and north-south shortening in the interior of the Tibetan Plateau. *Tectonics* 22, doi:10.1029/2002TC001361.
- Trinkler, E. and Trinkler, I., 1932. Geographische Forschungen in westlichen Zentralasien und Karakorum-Himalaya. In: de Terra, E, Trinkler, E., (Eds), *Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr. Trinklerschen Zentralasien-Expedition*, I., Reimer, 1-133.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., VanCalsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the

- Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 37, 45-71.
- Valli, F., Leloup, P.H., Paquette J.-L., Arnaud, N., Li, H., Tapponnier, P., Lacassin, R., Guillot, S., Liu, D., Deloule, E. and Xu, Z., 2008. New U-Th/Pb constraints on timing of shearing and long-term slip-rate on the Karakorum fault, *Tectonics* 27, TC5007, doi:10.1029/2007TC002184.
- Wang, C., Zhao, X., Liu, Z., Lippert, P.C., Graham, S.A., Coe, R.S., Yi, H., Zhu, L., Liu, S., Li, Y., 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* 105-13, 4987- 4992.
- Wang, S., Zhang, W., Fang, X., Dai, S., Kempf, O., 2008. Magnetostratigraphy of the Zanda basin in southwest Tibet Plateau and its tectonic implications. *Chinese Science Bulletin* 53, 1393-1400.
- Wang, S., Wang, C., Phillips, R. J., Murphy, M.A., Fang, X., Yue, Y., 2012. Displacement along the Karakoram fault, NW Himalaya, estimated from LA-ICP-MS U–Pb dating of offset geologic markers. *Earth And Planetary Science Letters* 337–338, 156–163.
- Wang, S., Li Q., Xie G., Saylor J.E., Tseng Z., Takeuchi, G.T., Deng, T., Wang, Y., Hou S., Williams, H.M., Turner, S.P., Pearce, J.A., Kelley, S.P., Harris, N.B.W., 2004. Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling. *Journal of Petrology* 45, 555-607.
- Wright, T.J., Parsons, B., England, P.C., Fielding, E.J., 2004. InSAR observations of low slip rates on the major faults of western Tibet. *Science* 305 (5681), 236–239.
- Xu, Q., Ding, L., Zhang, L.Y., Cai, F.L., Lai, Q.Z., Yang, D., Liu-Zeng, J., 2013. Paleogene high elevations in the Qiangtang Terrane, central Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 362, 31–42.

- Zhang, K., Zhang, Y.J., Xia B.D., 1998. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau?: Comment. *Geology* 26, 958-959.
- Zhang, K.J, Xia, B., Liang, X., 2002. Mesozoic–Paleogene sedimentary facies and paleogeography of Tibet, western China: tectonic implications. *Geology Journal* 37, 217-246.
- Zhang, S., (Ed.), 2009. *Geological Formation Names of China , 1866- 2000*. Springer.
- Zhang, K.X., Wang, G.C., Cao, K., Liu, C., Xiang, S.Y., Hong, H.L., Kou, X.H., Chu, Y.D., Chen, F.N., Meng, Y.N., Chen, R.M., 2008. Cenozoic sedimentary records and geochronological constraints of differential uplift of the Qinghai-Tibet Plateau. *Science in China, Series D: Earth Sciences*, 51(11), 1658–1672.
- Zhang, K.X., Wang, G.C, Ji, J.L., Luo, M., Kou, X., Wang, Y., Xu, Y., Chen, F., Chen, R., Song, B., Zhang, J., Liang, Y., 2010. Paleogene-Neogene stratigraphic realm and sedimentary sequence of the Qinghai-Tibet Plateau and their response to uplift of the plateau. *Science China-Earth Science* 53, 1271–1294.

Appendix A : Supplementary Table ST1 showing isotopic ratios and apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of zircons from samples T11A06, T11A01, T11A05 and T11A08.

Sample	spot*	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+/- 2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Apparent age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	+/- 2σ
T11A06	5b	9	3022	1465	2.06	2.56E-02	1.15E-03	3.62E-03	23.3	0.8
	6b	10	3336	1486	2.25	5.25E-02	1.98E-03	3.67E-03	23.6	0.8
	9b	4	1097	700	1.57	5.28E-02	2.85E-03	3.64E-03	23.4	0.8
	12b	3	688	767	0.90	2.55E-02	1.43E-03	3.58E-03	23.1	0.8
	13b	2	440	362	1.22	2.56E-02	1.98E-03	3.78E-03	24.3	0.9
	12b	7	520	360	1.45	5.49E-01	1.99E-02	7.55E-03	48.5	1.7
	13b	4	946	599	1.58	3.41E-02	1.98E-03	3.65E-03	23.5	0.8
	12b	3	1033	589	1.76	2.56E-02	2.03E-03	3.56E-03	22.9	0.8
	13b	4	1391	633	2.20	2.59E-02	1.78E-03	3.55E-03	22.8	0.8
T11A01	23b	7	1805	930	1.94	3.17E-02	1.53E-03	3.53E-03	22.7	0.8
	24b	4	933	725	1.29	2.50E-02	1.33E-03	3.63E-03	23.4	0.8
	25b	7	2127	1027	2.07	4.97E-02	2.15E-03	3.71E-03	23.9	0.8
	26b	18	7492	2001	3.74	4.22E-02	1.85E-03	3.63E-03	23.3	0.8
	27b	15	6296	2390	2.63	2.49E-02	1.18E-03	3.55E-03	22.9	0.8
	29b	7	1147	783	1.46	1.51E-01	5.38E-03	4.43E-03	28.5	0.9
	30b	19	3869	1888	2.05	1.56E-01	5.43E-03	4.74E-03	30.5	1.0
	31b	25	2670	1337	2.00	4.57E-01	1.55E-02	7.12E-03	45.7	1.5
T11A05	5a	7	2189	1090	2.01	4.23E-02	1.73E-03	3.75E-03	24.1	0.8
	6a	3	830	613	1.35	2.79E-02	1.93E-03	3.82E-03	24.5	0.9
	5a	4	1323	622	2.13	5.19E-02	2.43E-03	4.21E-03	27.1	0.9
	6a	4	895	672	1.33	2.52E-02	1.63E-03	3.67E-03	23.6	0.8
	5a	20	1098	790	1.39	7.18E-01	2.44E-02	9.03E-03	58.0	1.9
	6a	3	491	321	1.53	1.70E-01	7.30E-03	4.73E-03	30.4	1.1
	5a	5	527	446	1.18	1.86E-01	7.73E-03	5.33E-03	34.3	1.2
	6a	3	773	451	1.71	2.74E-02	1.85E-03	3.73E-03	24.0	0.8
	5a	3	892	511	1.75	2.88E-02	1.68E-03	3.74E-03	24.1	0.8
	T11A08	16a	3	917	576	1.59	4.07E-02	2.93E-03	3.71E-03	23.9
17a		6	1296	1203	1.08	2.27E-02	1.38E-03	3.62E-03	23.3	0.8
18a		17	2402	1430	1.68	2.64E-01	9.80E-03	5.35E-03	34.4	1.2
21a		32	15731	2609	6.03	1.23E-01	4.35E-03	4.19E-03	27.0	0.9
22a		11	3643	1678	2.17	6.00E-02	3.05E-03	3.62E-03	23.3	0.8
23a		21	4515	2113	2.14	1.69E-01	5.73E-03	4.68E-03	30.1	1.0

* number refers to zircon grain

3.3. Annexe

3.3.1. Palynologie

Le traitement des échantillons destinés à l'analyse du palynofaciès n'a quasiment pas révélé de grains de pollen fossiles. Ce palynofaciès, est caractérisé par une richesse en phytoclastes et en matière organique amorphe. Ceci, avec le grand nombre de cristaux de quartz anguleux observés après le traitement, indique un transport depuis un relief local.

Une grande partie des échantillons étaient argilo-gréseux et rouges (oxydés). L'oxydation étant néfaste à la conservation des organismes et un sédiment poreux étant moins susceptible de retenir le pollen, il est possible que l'absence de pollen dans nos échantillons soit uniquement due à une mauvaise préservation. Dupont-Nivet et al., (2008) souligne la nécessité de prélever des sédiments les plus fins possible et non oxydés. En particulier Dupont-Nivet et al., (2008) ont utilisé des niveaux continus de gypses provenant de sédiments lacustres Eo-Oligocènes au Nord-Est Tibet. Le pourcentage d'échantillons productifs en pollen est parfois très faible (la moitié dans le cas de Hoorn et al., (2012), un quart pour Xu et al., (2012) sur 159 échantillons). Seuls 13 échantillons ont été analysés. Lors de futures missions sur le terrain, plus de temps sera nécessaire au repérage et au prélèvement de sédiments tertiaires peu altérés par la diagenèse.

Table II.2. Résultats de l'analyse palynologique des échantillons de l'Ouest Tibet

Echantillon	lat °	long °	nature	pollen ?	palynofaciès
T11A02	32,3750	80,3188	argile recuite		
T11A03	32,3750	80,3188	conglomérat à matrice argileuse		silicates inertinite matière organique amorphe fragments de tissus cellulaires
T11A07	32,4147	80,2367	grésopélique		
T11B15	33,3097	80,8452	conglomérat à matrice gréseuse rouge		
T11B16	33,3122	80,8408	conglomérat à matrice argileuse rouge		
T11B20	33,5734	80,6561	argile rouge		
T11B21	33,6622	80,5493	argile blanche	Pin (un grain) Chénopodiacée (un grain) Poacée ? (un grain)	silicates, fluorosilicates
T11B22	33,6622	80,5493	argile rouge		
T11B23	33,6622	80,5493	argile rouge		forte dégradation
CD 32					
T11B25a	33,6507	80,4202	calcaire à fragments de bivalves		grains de quartz. Pyrite ?
T11B19b	33,3679	80,8702	calcaire à stromatolithes	un grain indéterminable	matière organique amorphe, cuticules, phytoclastes

Le protocole de traitement a été adapté à partir d'un protocole utilisé pour des sédiments plus de l'Holocène. Une hypothèse était donc que le traitement à l'acide n'avait pas été suffisant ou que l'acide n'avait pas attaqué tout l'échantillon. Le traitement a donc été modifié pour les derniers échantillons : broyage plus fin au mortier avant l'attaque acide, et augmentation de la durée de l'attaque acide. Cela n'a pas amélioré le résultat final ; il est donc probable que nos résultats proviennent d'une absence effective de pollen dans les échantillons, soit à cause de l'absence de grains (forte énergie liée au courant) soit à cause d'une mauvaise préservation.

3.3.2. Carbonates de l'Ouest Tibet : problèmes d'interprétation

Au dessus des volcanites datées à 35-36 Ma (carte géologique de Cheng et Xu, 1987), ont été observés des carbonates. Certains présentent des laminations microbiennes. L'absence de fossile identifiable et la forte diagenèse rendent la datation stratigraphique, et la distinction milieu océanique/milieu lacustre très difficile. La détermination du milieu de sédimentation est nécessaire car des carbonates marins signifieraient de façon certaine une altitude nulle. Un autre affleurement (T52, partie 3.2, figure 2) est également cartographié comme Eocène. Dans ces carbonates se trouvent des foraminifères (figure III.5) ; les carbonates sont donc marins. De multiples tentatives de détermination spécifique ont été effectuées ; il semble qu'il s'agisse plutôt de Foraminifères datant du Jurassique. Pour l'instant, aucun des échantillons carbonatés ne corrobore les données de Guo et al., (1991) qui décrivent des carbonates récifaux du Paléocène au Pliocène, et des coraux de l'Eocène.

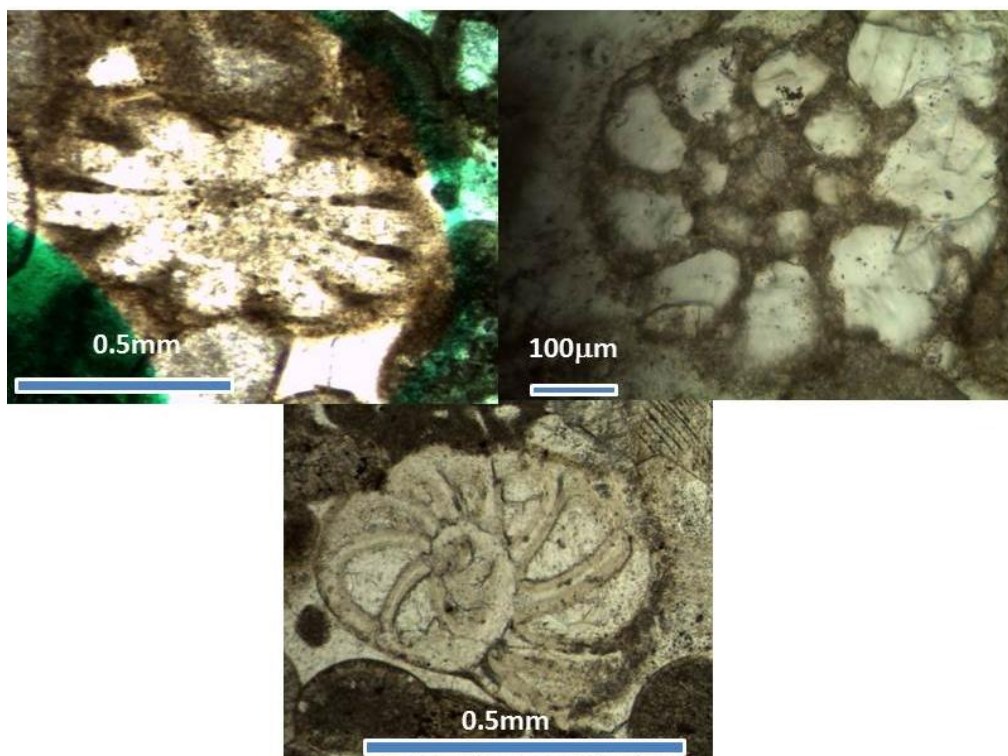


Figure III.5. Photographies de lames minces des échantillons carbonatés de l'Ouest Tibet

CHAPITRE 4

APPORT DE LA THERMOCHRONOMETRIE BASSE TEMPERATURE A L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE L'OUEST TIBET

4.1. Résumé

Dans le chapitre précédent, l'analyse morphologique et sédimentologique suggère l'existence d'un paléorelief formé il y a au moins 24 Ma, préservé en partie grâce à l'existence d'un réseau de drainage externe. Le but de ce chapitre est de estimer les taux d'érosion dans la même zone afin de quantifier l'évolution de la morphologie, et de tester si possible l'hypothèse d'un paléorelief, à partir de données thermochronologiques qui sont intégrées dans un article en préparation.

Echantillonnage

14 échantillons granitiques de la région du Bangong et de Shiqhuanhe (figure IV.1) ont été analysés par la méthode de thermochronologie basse température (U-Th-Sm)/He sur apatites, avec au moins trois réplicats (grains d'apatites) datés par échantillon. En particulier, 8 échantillons proviennent d'un profil altitudinal (figure IV.2.) provenant d'un pluton au Sud de Rutog. Ce pluton appartient au batholithe de Rutog, lui-même faisant partie du batholithe du Gangdese (Zhao et al., 2008). Un autre échantillon a été prélevé dans un filon d'aplite recoupant le pluton, afin de dater par la méthode Uranium-Plomb la fin de la cristallisation. Parmi les échantillons du profil altitudinal, 4 ont fait l'objet d'une analyse en $^4\text{He}/^3\text{He}$. Par ailleurs, 5 échantillons ont été prélevés dans l'Ayilari au mur de la faille du Karakorum et afin de compléter l'histoire de l'exhumation dû au jeu normal de la faille (Valli et al., 2007 ; Valli et al., 2008) et de comparer l'exhumation de chaque côté de cette faille. Leur analyse est placée en annexe car elle ne concerne pas directement la reconstitution du relief dans l'Ouest Tibet, et n'est donc pas intégrée dans l'article en préparation.

Résultats

Les données Uranium-Plomb donnent un âge de cristallisation à 74.4 +/- 1.9 Ma, ce qui confirme l'âge du batholithe de 80 Ma donné par Zhao et al., (2008).

Les données $^4\text{He}/^3\text{He}$ n'ont révélé que trois spectres de dégazage utilisables : les échantillons T11R02, T11R05 et T11R10. Les données de l'échantillon T11R04 présentent des incohérences probablement dues à des zonations en eU ou à des microfractures, et les spectres correspondant sont présentés en annexe.

A l'exception de deux échantillons (T11R13, T11R14) dont les âges de refroidissement n'ont pas été utilisés à cause de problème de reproductibilité, les âges de refroidissement de l'Ouest Tibet sont compris entre 12 et 22 Ma (figure IV.3) et beaucoup plus jeunes que l'âge de mise en place du pluton, ce qui permet de les utiliser pour retracer son exhumation. Ces âges sont également au moins 15 Ma plus jeunes que ceux estimés au Tibet central par Hetzel et al., (2011), Rohrmann et al., (2012), et Haider et al., (2013), ce qui suggère un épisode différent dans l'histoire de la topographie.

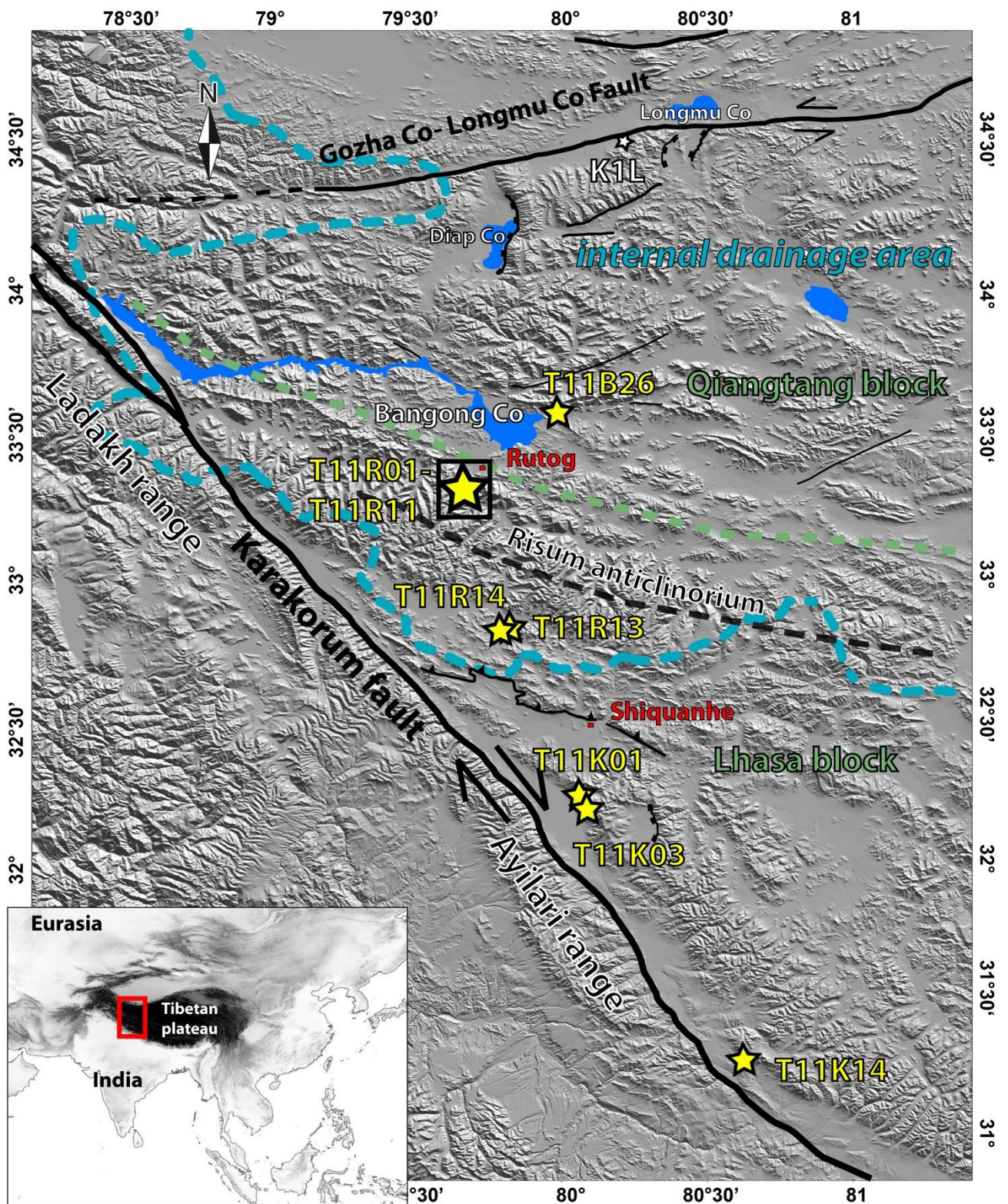


Figure IV.1. Topographie de l'Ouest Tibet, établie à partir de données SRTM, sur laquelle sont surimposées les principales failles d'après la carte générale du Tibet du Chengdu Geological Institutue (2004); Matte et al., (1996); Tapponnier and Molnar, (1978); Leloup et al., (2012), Chevalier et al., (2013), et nos propres observations. La ligne bleue sépare la zone endorhémique de la zone de drainage externe. La localisation des échantillons est donnée par les étoiles, le carré au profil altitudinal.

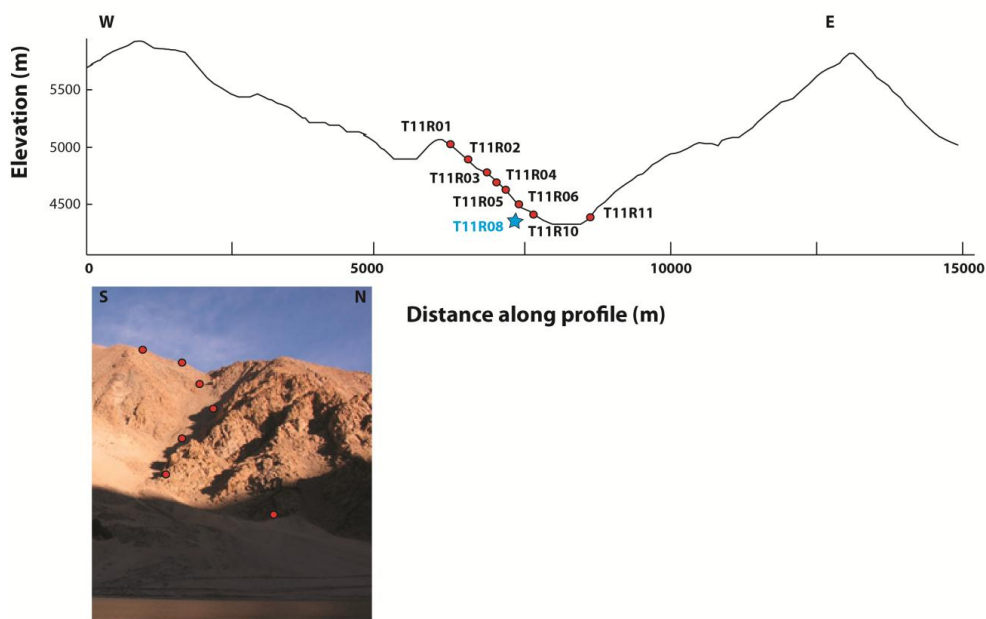


Figure IV.2. Localisation des échantillons du profil altitudinal de Rutog. T11R08 est l'échantillon additionnel daté par la méthode U-Pb sur zircons.

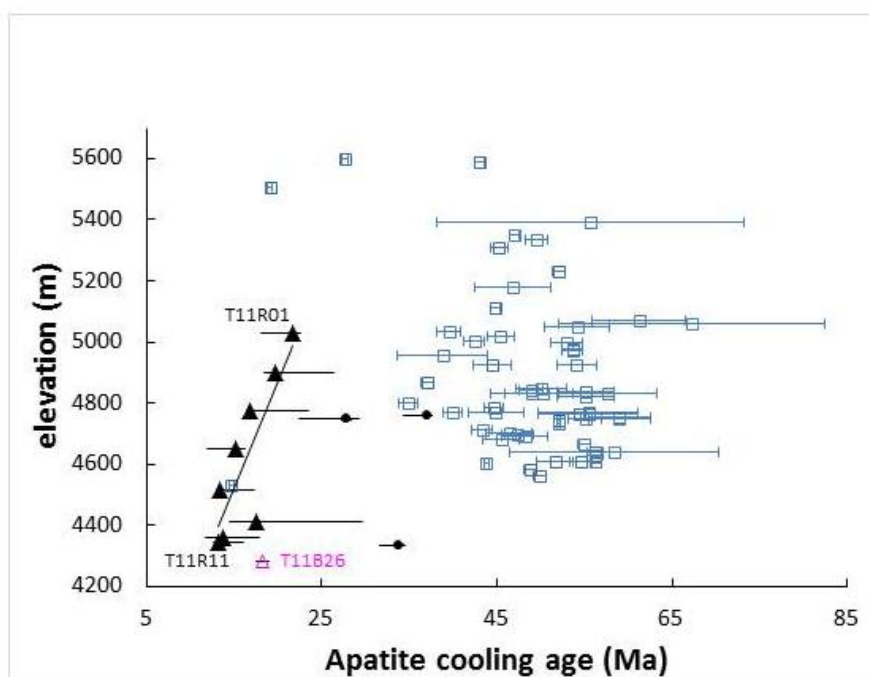


Figure IV.3. Ages (U-Th)/He des 8 échantillons du profil altitudinal de Rutog (triangles), de T11B26, et des trois échantillons de Shiquanhe (cercles).

Les triangles et cercles correspondent à l'âge médian, les lignes à la dispersion des âges des grains d'un même échantillon, à laquelle est ajoutée l'erreur analytique. Pour comparaison, en bleu est montré un ensemble d'âges (U-Th)/He sur apatites du Tibet central, d'après Hetzel et al., (2011), Rohrmann et al., (2012), et Haider

et al., (2013). Les échantillons du Tibet central proviennent de la zone endorhémique, à l'exception d'un échantillon à 15 Ma qui provient de la zone de drainage externe.

La droite de régression linéaire définie à partir des âges médians des échantillons du profil altitudinal (figure IV.3) donne une très faible vitesse apparente d'exhumation d'environ 70 m/Ma ($r^2 \sim 0.7$). Ce taux apparent est du même ordre de grandeur que les taux d'érosion de l'Holocène estimé au Tibet central à partir d'isotopes cosmogéniques : de 10 à 40 m/Ma, d'après Lal et al., (2003), Li et al., (2010), Hetzel et al., (2011), Strobl et al., (2012), et Li et al., (2014). Cependant, l'estimation d'un taux d'érosion à partir d'une régression linéaire est une approximation. En effet, les données pourraient refléter une histoire plus complexe qu'un seul épisode d'exhumation. Par ailleurs, en extrapolant la droite de régression, l'intercept inférieur correspondant à la profondeur actuelle de fermeture du système (U-Th)/He sur apatite serait de 3500 m, ce qui est incompatible avec la profondeur actuelle des vallées (4000-4200 m). Pour cette raison, l'analyse des données du profil altitudinal a été approfondie en utilisant un programme de modélisation thermique.

Modélisations des histoires thermiques

La modélisation séparée des échantillons T11R02, T11R05 et T11R10 implique, dans les trois cas, une histoire de refroidissement à trois étapes. Une étape à faible taux de refroidissement est suivie d'une phase de plus fort taux de refroidissement, avant une dernière phase lente. La durée et l'amplitude de la seconde étape varie selon les échantillons : pour T11R10 et T11R05, l'accélération du refroidissement commence vers 13-14 Ma et s'achève vers 10-12 Ma. Cette étape correspond à un taux de refroidissement de 40°C/Ma (T11R05) ou 11°C/Ma (T11R10). Pour T11R02, l'accélération du refroidissement commence vers 20 Ma et s'achève vers 16 Ma. Il est possible que les différences dans ces trois histoires thermiques modélisées soient dues à un manque de résolution des données et/ou au problème posé par les échantillons analysés par la technique $^4\text{He}/^3\text{He}$. On ne dispose pas de leur âge (U-Th)/He réel et j'ai fait l'hypothèse d'un âge de refroidissement égal à l'âge médian du même échantillon (13.71 +/- 0.7 Ma pour T11R10, 13.41 +/- 0.21 Ma pour T11R05, et 19.61 +/- 0.33 Ma pour T11R02). La modélisation d'ensemble des échantillons du profil altitudinal met également en évidence une phase de refroidissement de 15 à 10 Ma d'un taux de 9°C/Ma, encadrée par deux phases de refroidissement très lent. En prenant un gradient géothermique de 30°C/km, cela correspond à un taux d'exhumation de 300 m/Ma pendant 5 Ma.

Implication sur le relief de l'Ouest Tibet

La modélisation thermique montre l'existence de faibles taux de refroidissement durant l'Oligocène et de 10 Ma à aujourd'hui, malgré une phase d'accélération modérée du refroidissement. Celle-ci peut s'expliquer par l'influence locale du chevauchement de Shiquanhe qui a fonctionné après 23 Ma (*cf* chapitre 3). Cette faille a pu provoquer l'apparition d'un relief local au nord de son tracé, dans la zone de l'anticlinorium de Risum, et induire une augmentation transitoire de l'incision fluviale. Une autre hypothèse repose sur l'existence probable d'un réseau hydrographique connecté à l'Indus à l'Oligocène, mis en évidence au chapitre précédent. Dans ce cas, les variations glacio-eustatiques sont

susceptibles d'entraîner une réponse des rivières à une baisse du niveau de base. Trois (Miller et al., 2005) ou quatre (John et al., 2011) baisses globales du niveau marin ont eu lieu entre 20 et 10 Ma et leur effet aurait pu se répercuter sur les têtes de réseau hydrographiques. Par ailleurs, les faibles taux d'érosion déduit des données du profil altitudinal sont compatibles avec la préservation d'un paléorelief, en admettant une connexion entre le Bangon et le réseau de l'Indus à l'Oligocène.

Implications sur la formation du plateau

Les reconstitutions de l'exhumation au Tibet central (Hetzel et al., 2011, Rohrman et al., 2012, et Haider et al., 2013) impliquent de faibles taux d'érosion dès 35 Ma, voir 40 Ma. Lorsqu'on replace les modélisations thermiques des données de l'Ouest Tibet dans le cadre de l'évolution générale du plateau, il semble que, à l'exception d'une accélération transitoire de l'exhumation entre 15 et 10 Ma, la région du Bangong a connu la même histoire que le Tibet central, caractérisé par de faibles taux d'exhumation. Si le réseau de drainage interne à l'Ouest s'est mis en place plus tard qu'au centre, ceci expliquerait la différence de relief entre l'Ouest, au relief marqué, et le centre, au relief très faible. Ceci explique aussi le plus grand nombre d'affleurements étendus de sédiments Cénozoïques dans le plateau central, alors qu'ils ont été évacués à l'Ouest via le réseau de l'Indus.

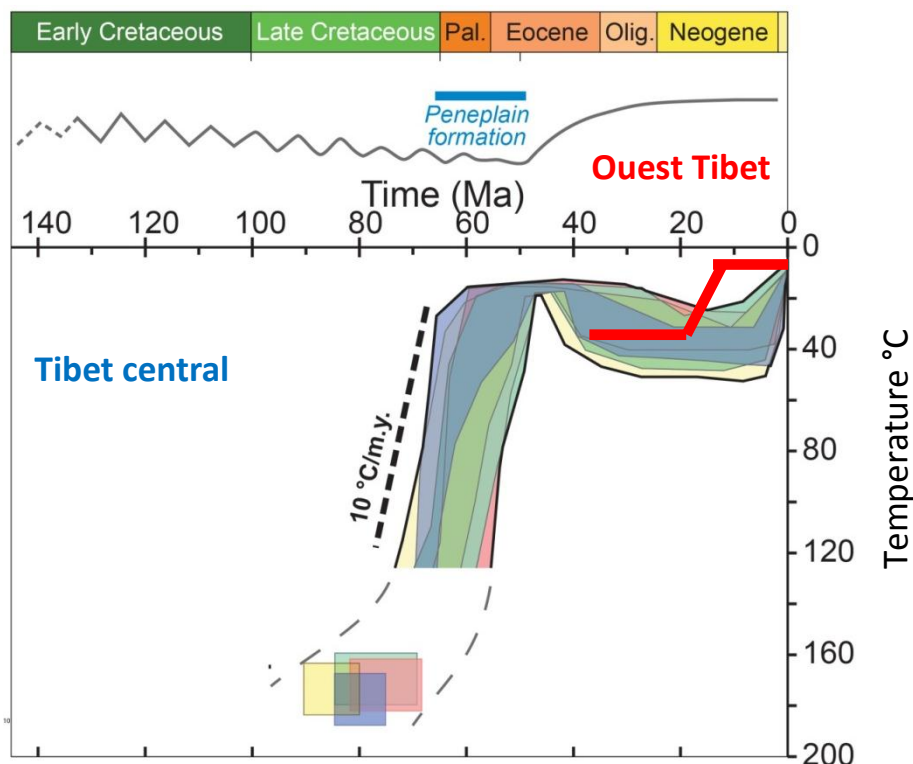


Figure IV.4. Reconstitution de l'exhumation du Tibet central. Hetzel et al., (2011). Les droites rouges représentent l'histoire d'exhumation de l'Ouest Tibet.

4.2. Western Tibet topography evolution based on low-temperature thermochronometry

In prep.

Lorraine Gourbet¹, David L. Shuster², Gweltaz Mahéo¹, Hervé Leloup¹, Jean-Louis Paquette³,
Alka Tripathy-Lang²

1 Laboratoire de géologie de Lyon, Terre, Planètes et Environnement, CNRS UMR 5276,
Université de Lyon, Université Lyon1, Ecole normale supérieure de Lyon, 2 rue Dubois,
69622 Villeurbanne, France

2 Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, 479
McCone Hall, Berkeley, CA 94720-4767, USA – *and* - Berkeley Geochronology Center,
2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA

3 Laboratoire Magmas et volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

Introduction

Tibet is the highest and widest plateau on Earth. Although its relief (i.e., the elevation difference between the highest and lowest point in a given area) is low at the scale of Asia, it is not uniform (**Figure 1**). Fielding et al., (1994) and Liu-Zeng et al., (2008) emphasize strong morphological contrasts between northern, central and southeastern Tibet elevations, topography and relief. Central Tibet has the lowest relief, explained by Liu-Zeng et al., (2008), by an internal drainage system (endorheism, i.e. the sediments eroded from the relief remains within a closed area and do not reach the ocean). The internal drainage, combined with low precipitation, is probably the origin of the persistent low relief: erosion, transport and sedimentation occur on short distances, which tends to smooth the relief. Limited areas with a significant relief are related to active rifts (**Figure 1B**), such as the Nyainqentanglha range (Armijo et al., 1989; Pan & Kidd, 1992, Harisson et al., 1995). Early studies (Shakleton and Chang, 1988) suggest that the low relief formation in central Tibet occurred from mid to late Miocene. However, in the endorheic area low-temperature thermochronometry studies have been published about the Lhasa and Giangtang blocks and rather show an early peneplanation. Rohrmann et al., (2012) suggest that a transition from a fast exhumation to a slow exhumation regime occurred during late Cretaceous-early Cenozoic times. This transition is related to the onset of a low-erosion rates regime, similar to modern one. Haider

et al., (2013), reconstructed a similar exhumation history in the Lhasa block. Based on a thermochronologic study of the northern Lhasa block, Hetzel et al., (2011) suggest that the peneplain formation occurred before 50 My. In addition, palaeoelevation reconstructions (Currie et al., 2005, Rowley and Currie, 2006, Quade et al., 2011) suggest that central Tibet had reached its present elevation by the late Eocene. Thus, the central-southern part of Tibet would have reached high elevation-low relief conditions, as early as 45 My.

In eastern Tibet, in the external drainage area, extended zones with a high elevation and a flat topography are separated by deep valleys. Elevation decreases from the plateau interior (NW) to the plateau edge (SE), from ca 5000 m to ca 1000 m (Liu-Zeng et al., 2008). Eastern Tibet is considered as a remnant plateau, deeply incised by gorges and submitted to strong precipitation from the summer monsoon (2000-3000 mm/y, Yatagai et al., 2012). Quaternary glaciers had also a role on modelling the relief in SE Tibet, although they were limited to restricted area (Owen et al., 2008; Li et al., 1991; Derbyshire et al., 1991). In eastern Tibet, the developed hydrographic network (Yangtze, Salween, Mekong) which presently erode regressively the plateau, was formed in a low-relief landscape (Clark et al., 2004). After Kirby et al., (2002), Clark et al., (2005), and Ouimet et al., (2010), (U-Th)/He, fission track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis performed in eastern Tibet show that a rapid cooling took place during late Miocene or early Pliocene after a slow cooling period. This is interpreted as the beginning of a rapid river incision, as a response to an increase of the southeastern Asian monsoon intensity (Clark et al., 2004) or by the westward propagation of the rivers head, due to regressive erosion (Godard et al., 2009).

Western Tibet has a strong relief with a 1.8 km amplitude (**Figure 1C**). Crests elevation, about 5500-6000 m, is also higher than in central Tibet. Peaks can reach 6400 m, as in the Lungmu Co range. Mean elevation is about 5100 m. The main geomorphic features are large (from 2 to 8 km wide), and long (up to 120 km long; the longest one is connected to the Bangong lake) valleys which have a flat floor, either WNW-ESE, either ENE-SWS oriented. Contrary to eastern Tibet, it is mostly internally drained, like in central Tibet. It is the driest part of the plateau: precipitation is inferior to 200 mm/yr according to Yatagai et al., (2012)

and Maussion et al., (2014), or inferior to 100 mm/yr according to Domroes and Peng, (1988).

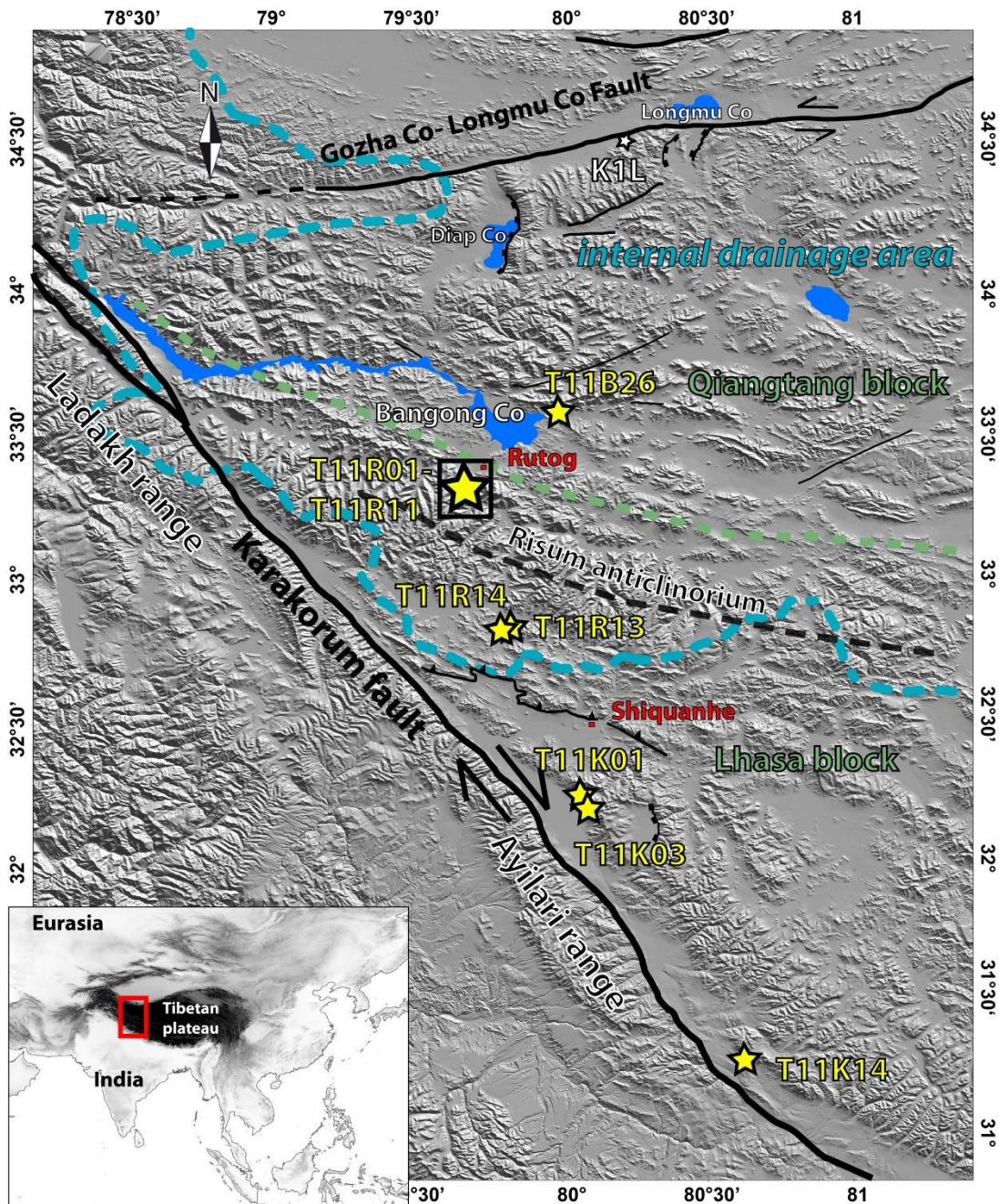


Figure 1. Regional tectonic setting of western Tibet. The topography is shown by a shaded SRTM mosaic (Shuttle Radar Topography Mission) which has a 30 m horizontal resolution. Faults are drawn after Chengdu Geological Institute (2004); Matte et al., 1996; Tapponnier and Molnar, (1978); field observations, and satellite images mapping. The blue dotted line delimitates the internally drained area from the Indus and Shyok rivers drainage areas.

Although there are a few rifts in this area (e.g. the Diap Co, or Diap Lake, located on **Figure 1**), they affect the relief at a local scale only and are not the origin of the regional strong relief. In other words, minor tectonic activity and modern precipitation cannot explain such a strong relief. The only main tectonic-related topographic feature does not belong to the plateau *sensu stricto*: it is actually the boundary between the western plateau and the Himalayan range. This boundary forms a steep topographic step related to the Karakorum fault, between the Himalayan summits at 6000-8000 m, and the plateau at ca 5000 m. The strong relief in western Tibet raises the question of the possible influence of an older, inherited relief, on the present topography. Based on a sedimentology and morphology study, Gournbet et al., (in press) suggested that the deep and large valleys belong to an inherited relief, which existed during Oligocene. Here, we focus on quantifying the evolution of the relief. This study aims to reconstruct the erosion history of the westernmost Tibetan plateau. For that purpose, we use (U-Th)/He and $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry on apatites in order to reconstruct the exhumation history. The inferred exhumation rates can be converted into erosion rates, which in return allow to build hypotheses regarding the relief history. Ultimately, we test the potential influence of factors controlling the erosion and morphology: climate, tectonics and inherited relief.

Geologic setting

Western Tibet is bound by the Tarim basin to the north, and by impressive and high topographic barriers to the west (the Karakorum range, which includes the K2, and the Bangong range) and to the south (the Ayilary range). This study focuses on the area located between the Gozha Longmu – Gozha Co left-lateral strike-slip fault system, and the right-lateral, normal Karakorum fault system (**Figure 1**) which bounds the Karakorum, Bangong and Ayilary ranges. The Gozha Longmu – Gozha Co fault system separates the Qiangtang block to the south from the Tianshuihai block to the North (Tapponnier and Molnar, 1977, Armijo et al., 1986, Matte et al., 1996). It is considered as the westernmost (Liu et al., 1993, Raterman et al., 2007) and youngest (Chevalier et al., 2015) segment of the Altyn Tagh strike-slip fault.

The KFZ, or Karakorum Fault Zone, extends for 1000 km, and bifurcates into two branches on its NW part: the Muglib or northern strand, and the Tangtse or southern strand (**Figure 1**). The Karakorum fault zone is the subject of lively debates. It is a main dextral strike-slip fault and is related to the eastward extrusion of the plateau (Molnar and Tapponnier, 1977;

Tapponnier et al., 1986). Depending on the authors, its total offset ranges from ~70 km (Murphy et al., 2000) to more than 500 km (Valli, 2005), and the start of its motion in the Shiquanhe area ranges from before 23 Ma (Lacassin et al., 2004; Valli et al., 2007; 2008) to 17 Ma (Searle et al., 1998) or 14 Ma (Murphy et al., 1997). The Karakorum fault has also a normal motion which is attested by > 300 m-high facets facing the Tibetan plateau, and which triggered the uplift of the Ayilari range (Armijo et al., 1989; Matte et al., 1996; Lacassin et al., 2004). The normal motion started around 14 Ma (Valli et al., 2007).

The Shiquanhe fault is a local, ~EW, 20° N-dipping thrust fault. It cuts cenozoic conglomerates interbedded with lava flows which have been dated at 21-24 Ma (Gourbet et al., in press, Kapp et al., 2003, Arnaud, 1992, Williams et al., 2004) which means that the fault was active after 21 Ma. The Lhasa block encompasses several kilometric granitic plutons, including the Rutog batholith, a few km south to the city of Rutog. The batholith geochemistry indicates it belongs to the Gangdese batholith (Zhao et al., 2008). The Gangdese batholith is a magmatic arc related to the North-dipping subduction of the Tethys under the Lhasa block during late Jurassic-middle Cretaceous.

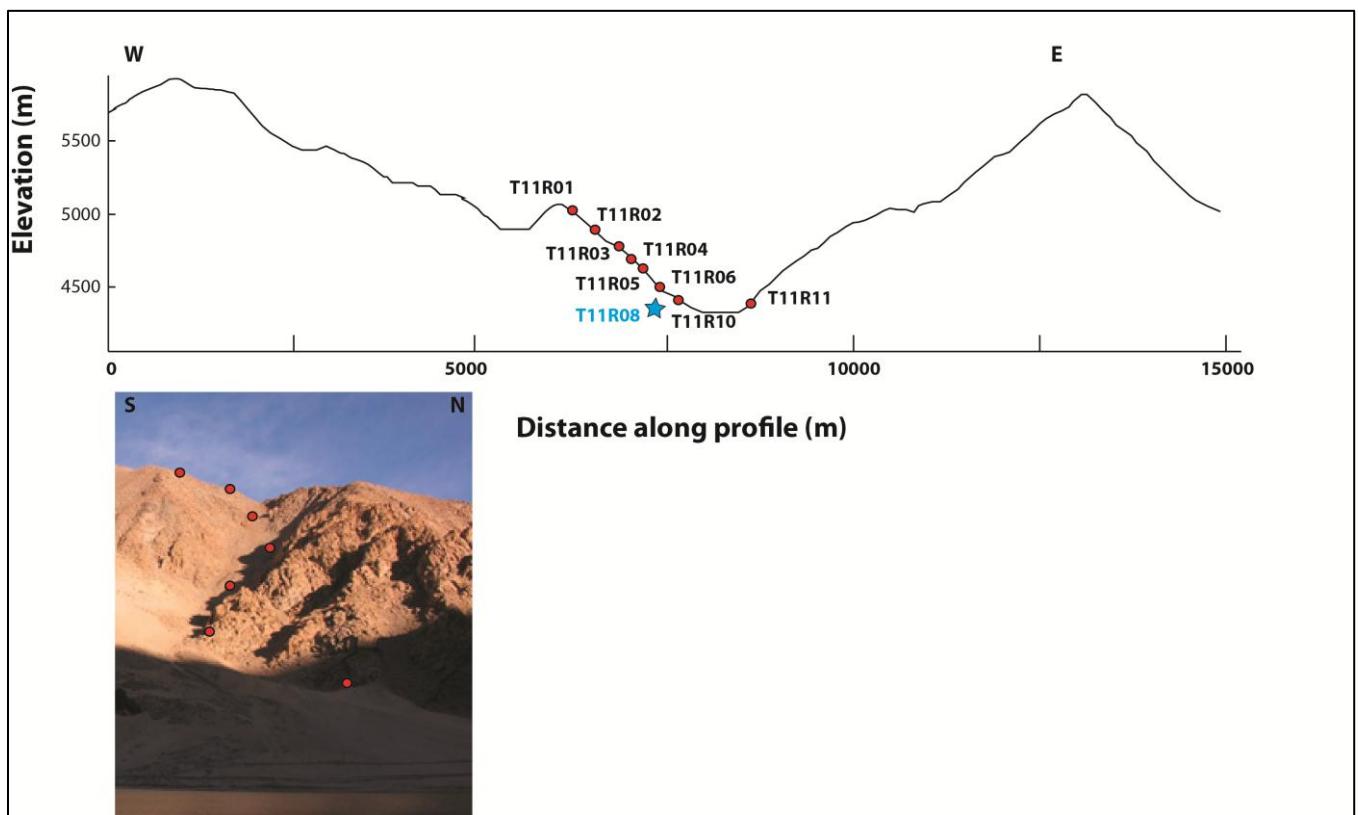


Figure 2. Sampling site elevation transect with location of the Rutog samples and photograph of the pluton.

2. Sampling and method description

Rutog area

A total of 11 samples were collected on the Rutog batholith, which is composed of several km-large plutons of granodiorite and granite. They are located on **Figure 1**, in the northern flank of the Risum anticlinorium. 8 samples were collected in a pluton along a vertical transect in a N-S, narrow valley, about 15 km south to the southernmost edge of the Bangong Lake and north to the Risum anticlinorium (**Figure 2A**). The seven highest samples come from the western flank of the valley, on a straight transect; the lowest one comes from the eastern flank. Total elevation difference is 700 m and the horizontal distance along the profile is 2 km. One sample was collected north to the Bangong lake (T11B26). All samples have the same lithology, *i.e.* a pale granodiorite rich in amphiboles and cm-large K-feldspars.

Amphiboles are chloritized and plagioclase feldspars are slightly altered into sericite. K-feldspars are fresh. Minor phase include zircons and apatites. We did not observe any faults within the pluton. It is locally cut by mm to cm-large aplitic veins (**photograph 3a**). A vein of microgranite rich in biotites and hornblends cuts both the aplites and the granodiorite pluton. This microgranite was sampled for U/Pb dating (sample T11R08), in order to know when the pluton crystallized. On its lowest part the pluton also contains few dark, centimetric dioritic xenoliths (**3b and 3c**), and is cut by a ~2-m-wide, strongly weathered basalt dyke shown on **photograph 3d**.

About 50 km south to the vertical profile site, another pluton, similar to the previous one but in which K-feldspars are weathered, is surrounded by a metamorphic hornfel aureole. This pluton was also sampled for (U-Th)/He dating (sample T11R14).

Shiquanhe area

3 samples were collected north to the hanging wall of the Karakorum fault, near the Indus river (**Figure 1A**). Lithologies are various. Sample T11K01 is a microgranite. Sample T11K03 and T11K14 are unweathered granodiorites, rich in pink K-feldspars and biotites. Sample T11K14 also contains amphiboles. Minor phases include zircons and apatites.

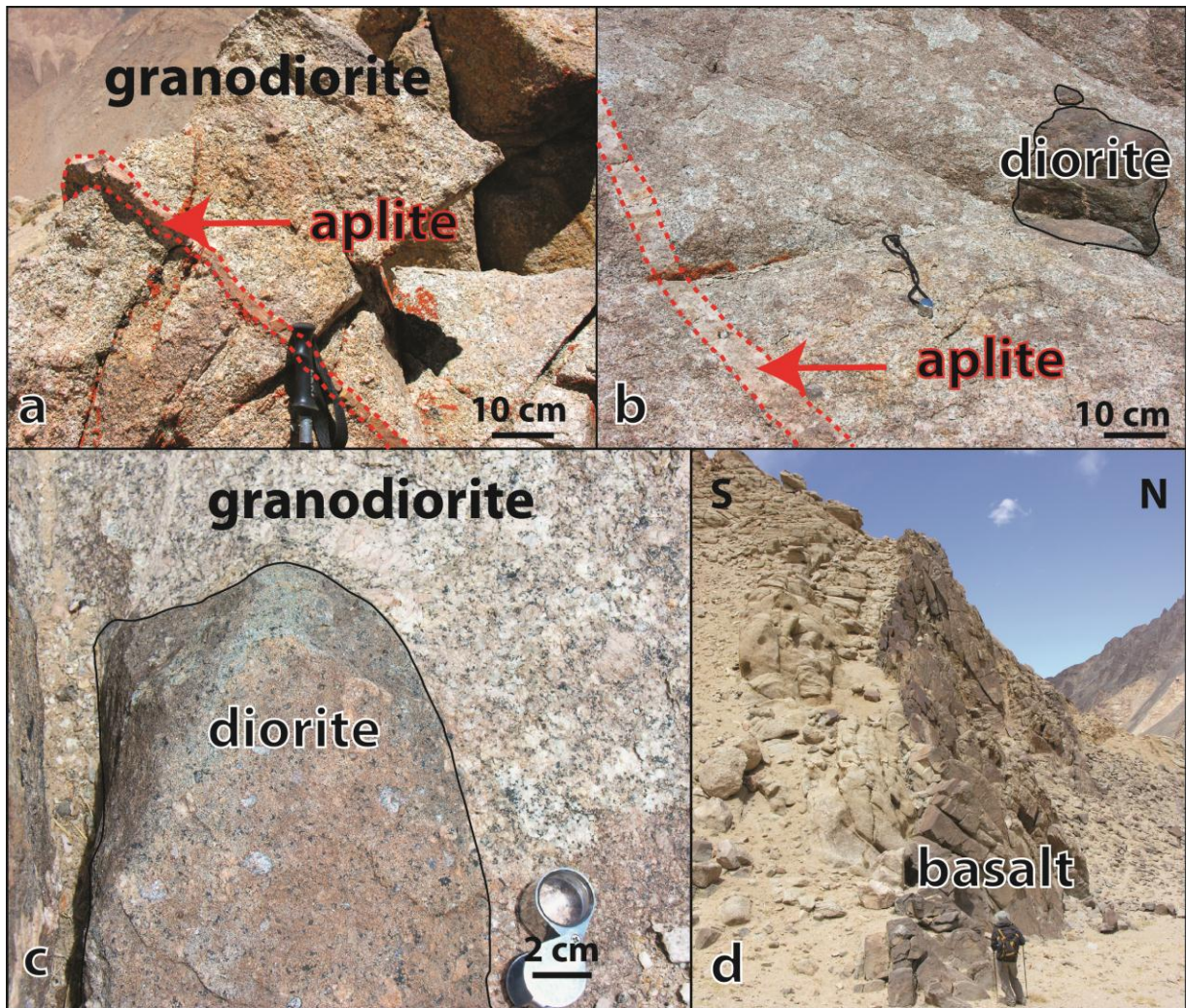


Figure 3. Photographs of the granodiorite pluton showing a) aplitic dykes, b and c) diorite xenoliths and d) a basaltic dyke cutting the pluton near the valley floor.

U/Pb dating

U/Pb dating was performed by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) at the Laboratoire Magmas et Volcans, France. 15 measurements were done *in situ* on 10 zircons selected on a thin section from sample T11R08 (**Figure 3A**).

(U-Th-Sm)/He on apatites

(U-Th-Sm)/He dating has been widely used for exhumation reconstruction purpose (Ehlers and Farley, 2003). For apatites, the mean closure temperature of that system is about 65° (Farley et al., 1996, calculated after Dodson et al., 1973). However, a partial retention zone

spanning between 75 and 40°C has been recognized (Wolf et al., 1996), which makes this system particularly interesting to date exhumation processes in the upper 2 km of the crust.

In order to obtain apatites and zircons, samples were crushed then separated according to their respective densities. The third steps consisted in separating out magnetic minerals using a magnetic deflector (Frantz). These steps were done at the Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France. Each density fraction (greater than 3.3 for zircons, between 3.1 and 3.3 for apatites) was then sorted by hand in order to obtain high purity apatite and zircon separates. For each sample, at least 3 single apatite crystals containing no or a few inclusions and with an automorph habitus, were selected for (U-Th)/He measurements. Some grains contained one or few microscopic birefringent inclusions (see supplementary material). Single apatite crystals were packaged into high purity Pt foils. Helium content was obtained by a quadrupole mass spectrometer after heating the single apatite crystals with a laser. U, Th and Sm concentration were measured using a ICP-MS and isotope dilution. Apatites (U-Th-Sm)/He ages were corrected from the alpha ejection effect using model from Farley et al., (1996).

⁴He/³He thermochronometry

In order to reconstruct the cooling history, ⁴He/³He ratio was obtained from 6 samples. The ⁴He/³He thermochronometry method, developed and explained by Farley, (2002); Shuster and Farley, (2005); Farley et al., (2010), allows to constraint the cooling path below 90°C. The method is based on stepwise degassing a single apatite grain containing synthetic ³He, in order to know the spatial distribution of ⁴He within the grain, which results mainly from diffusion processes. ³He is produced by spallation: the crystals were irradiated with a proton beam at the Francis H. Burr Proton Therapy Center, Massachusetts General Hospital, Boston. All apatite analyses were completed at the Berkeley Geochronology Center, California.

3. Results

3.1. U-Pb dating

Results are presented on the Tera and Wasserburg diagram of **Figure 4**. Isotopic ratios are provided in the supplementary **table S1**. After data reduction, 5 spots are concordant around 74 Ma (²⁰⁶Pb/²³⁸U age). Linear regression through 12 spots indicates a lower intercept at 74.4 +/- 1.9 Ma (MSWD = 3.9), which is interpreted as the crystallization age. This late dyke age is in agreement with the 80 Ma U/Pb age of the batholith reported by Zhao et al., (2008).

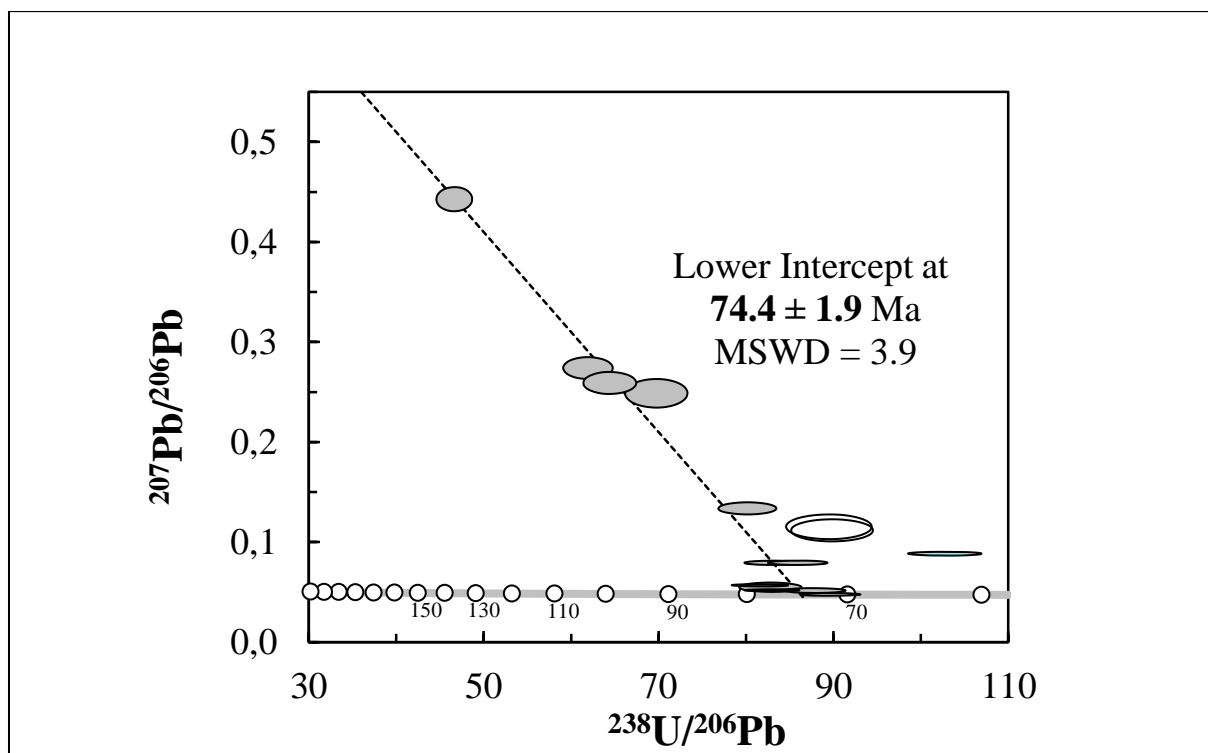


Figure 4. Tera and Wasserburg diagram for sample T11R08. Only grey ellipses were used for linear regression and recorded the crystallization. Empty ellipses correspond to zircons which experienced Pb loss and were not used in the age calculation. Errors are 2σ .

3.2. (U-Th-Sm)/He dating on apatites

The results are summarized on the supplementary **table S2** and on **Figure 5**. Except one sample, T11R13, the apatite (U-Th)/He ages (also referred as AHe ages) from the Rutog area range from 11.9 to 29.2 Ma. Only two aliquots from distinct samples have a cooling age older than 23 Ma. Samples from the Shiquanhe area have ages ranging from 22.11 to 37.04 Ma. Except one sample (T11R06) that we will discuss later, it appears that there is no link between the presence of inclusions in some grains and old ages. Replicates from sample T11R13 shows a strong dispersion (standard deviation~11 Ma) and therefore the sample was not taken into account for the interpretation. T11R14 age was also not used since only one replicate is available. AHe ages from the vertical profile show a clear age-elevation correlation (**Figure**

5). A linear regression through the median ages provides an apparent exhumation rate of about 70m/Ma.

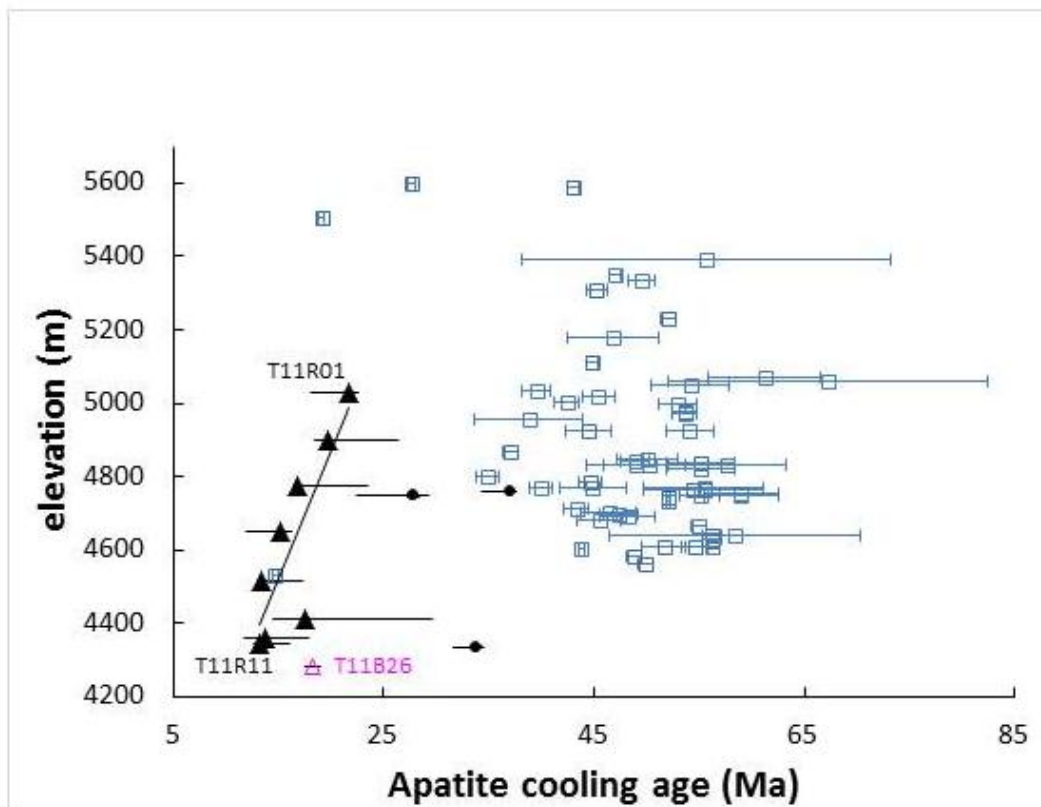


Figure 5 Apatites (U-Th-Sm)/He cooling ages from 8 granodiorite samples from the elevation profile (black triangle), sample T11B26 (open triangle) and samples T11K (black circles). Triangles shows the median age for each sample; horizontal lines correspond to the data dispersion and integrate the analytical error. For comparison, squares are AHe ages from central Tibet, plotted after Hetzel et al., (2011), Rohrman et al., (2012), and Haider et al., (2013). All samples from these papers were collected in the internal drainage area, except one sample at ca 15 Ma (external drainage). Young cooling ages at ca 19 and 29 Ma from Rohrman et al., (2009), are due to exhumation on local thrusts hanging wall.

3.3. $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry

6 single, irradiated apatite crystals from the Rutog profile were stepwise degassed in order to build helium concentration profiles. When using apatites for cooling reconstruction purposes, it is often assumed that the shape of the helium degassing spectrum is solely due to diffusion and alpha ejection processes, and that natural ^4He was produced homogeneously within the grain. However, Farley et al., (2011), demonstrated that zonation in eU (effective uranium = $[\text{U}] + 0.235*[\text{Th}]$) can affect significantly a degassing spectrum. 3 grains show evidence of such zonation. In order to not misinterpret the data, they were not used for thermal history modeling. Samples T11R02 (4897 m), T11R05 (4516 m) and T11R10 (4361 m) show no evidence of zonation and their degassing spectra were used to bring additional information on the cooling history of the Rutog pluton. Degassing steps are provided in the supplementary table S3.

4. Discussion

4.1. A possible inherited topography?

Horizontal sampling interpretation, Rutog area

As demonstrated by House et al., (1998), sampling along a horizontal transect can be used to constraint the past topography. Actually, at shallow depths the isotherms surfaces mimic the topography. The deflection of the isotherms by the topography is attenuated at stronger depths.

Because working in western Tibet has become extremely difficult over the past few years, we were not able to collect many samples. Only one (T11B26, *cf* **Figure 1**) was taken ~ 4 km to the NE of the Bangong lake, and can be used for comparison with the Rutog vertical profile samples taken from a highest elevation zone (northern edge of the Risum anticlinorium, **Figure 1**).

The two lowest samples from the vertical profile with an elevation close to T11B26 one (4281 m, median AHe age = 18.6 Ma) have median AHe ages of 13.3 and 13.7 Ma. The cooling age difference between these samples and T11B26 is about 5 Ma. Reversely, samples with cooling ages close to the age of T11B26, such as sample T11R02 (4897 m, median AHe age = 19.6 Ma) and sample T11R03 (4776 m, median AHe age = 16.8 Ma) are ~570-620 m higher than T11B26 elevation. Such age or elevation differences may suggest that the elevation of the closure temperature isotherm is higher at the vertical profile location than at the location

of T11B26, i.e. below the Bangong Valley. To test this hypothesis we used the 2D equation of Turcott and Schubert (2002) (1) that allows to calculate the temperature T beneath a periodic topography, as a function of z (depth under the mean elevation), and x (horizontal distance along a transect perpendicular to the ridges and valleys). Parameters are explained in **Table 1**.

$$T = T_0 + \frac{q_m z}{k} + \frac{\rho H_s h_r^2}{k} \left(1 - e^{-\frac{z}{h_r}}\right) + \left(\beta - \frac{q_m}{k} - \frac{\rho H_s h_r}{k}\right) h_0 \cos \frac{2\pi x}{\lambda} e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}} \quad (1)$$

Table 1

Parameters used in equation 1 to approximate the crustal temperature under a periodic topography

parameter	dimension	value	reference
β	lapse rate of surface temperature	0.006	Turcott and Schubert, 2002
T_s	surface temperature, °C	0	
K	thermal conductivity, W/K/m	2.5	Turcott and Schubert, 2002
q_m	reduced heat flow (mantle), W/m	0.025	Turcott and Schubert, 2002
h_r	characteristic depth of heat production, m	1000	Turcott and Schubert, 2002
h_0	relief 1/2 amplitude, m	9000	
λ	relief wavelength, m	60E3	
ρH_s	crustal radioactive heat production, W/m ³	1.5E-6	Craig et al., 2012

Although the regional topography is not periodic *sensu stricto*, the equation allows to test the hypothesis of an inherited topography. We used a periodic topography which roughly fits the local topography (**Figure 6a**): 60- km-wavelength and an amplitude of 1800 m. Beneath a valley floor (T11B26, **Figure 6b**), the 60° isotherm is ~600 m deeper than beneath a ridge (at the Rutog vertical profile location). If such elevation difference was existing at ~19Ma (AHe age of T11B26) it may explain why at the Rutog vertical profile the samples with similar age are located 570 to 620m higher than T11B26. Thus, this simple calculation suggests that the horizontal AHe age repartition may be due to the presence of a 19 Ma topography similar to present day. However, such reconstruction is only based on one valley sample T11B26. More samples are required to fully test the 19-Ma-old inherited topography hypothesis. Although this inference is based on only one sample, it is consistent with our recent

observations of regional facies repartitions suggesting the present day Bangong Valley results from an inherited 35-24 Ma topography (Gourbet et al., in press).

a)

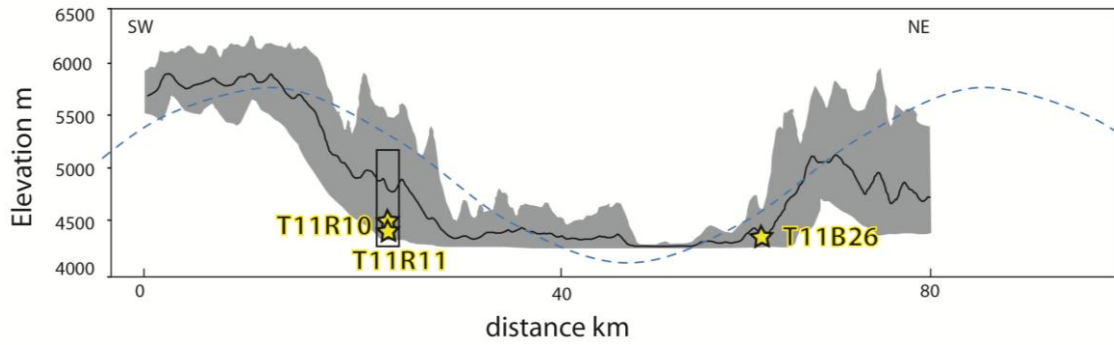


Figure 6. a. Local elevation profile. The dotted line is a theoretical periodic topography of ~60 km wavelength and ~1800 m amplitude.

b)

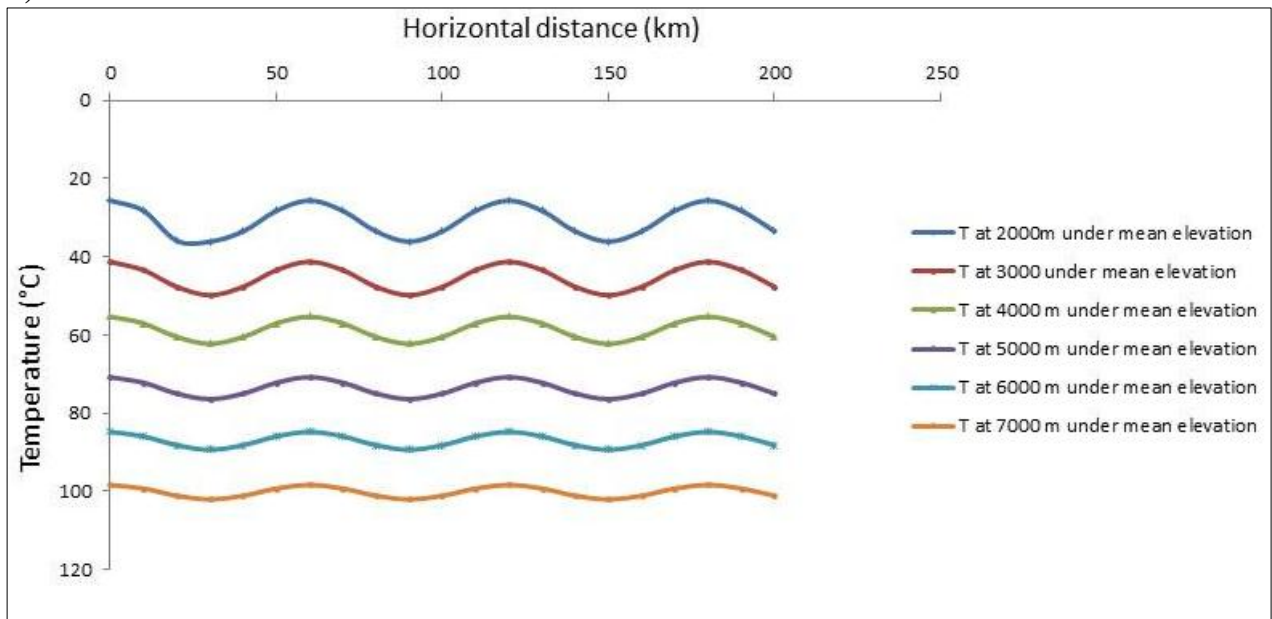
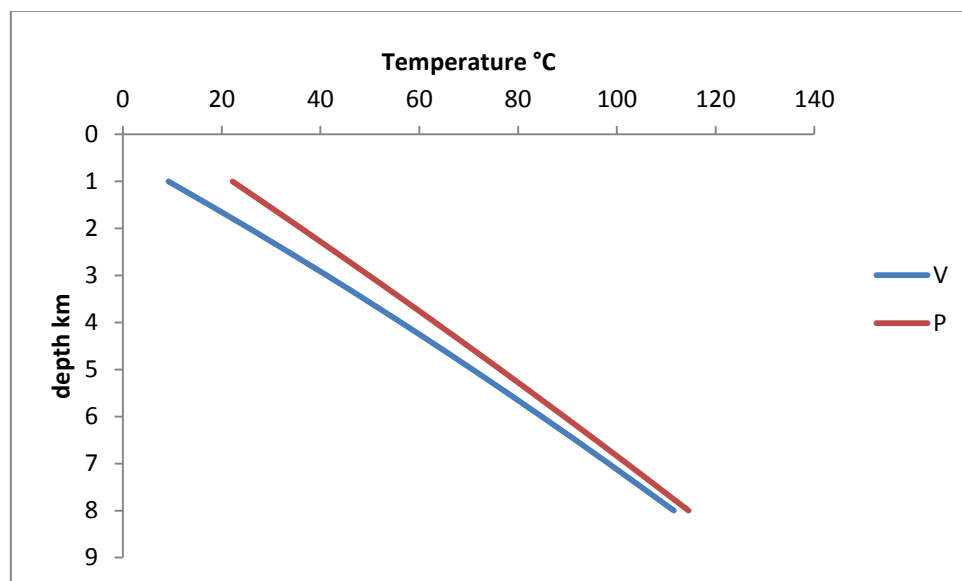


Figure 6b. Perturbations of thermal structure of the crust due to a periodic topography, from 2 to 7 km beneath the mean elevation

c)



.Figure 6c. Steady-state crustal thermal gradient below the valley floor (V) and below the peaks (P), with T plotted vs the depth under the mean elevation, assuming the periodic topography shown on a.

4.2. Evolution of erosion rates in western Tibet

Elevation transect interpretation

A linear regression through the median ages gives an apparent exhumation age of ca 70 m/Ma between 23 and 12 Ma. This is an oversimplification because it is based on the assumption that all samples have the same closure temperature and the corresponding isotherm remained horizontal through time, or that the profile is purely vertical. However, the general relief SSW-NNE wavelength is about 40 km (**Figure 2**), i.e. 20 times greater than the horizontal EW distance on the transect (*cf* **Figure 1**). We also observe an apparent shift toward older ages for the 3 lowest samples (**Figure 5**). It may be due to the fact that they were sampled close to the floor of the NS valley which presently cuts the pluton. The valley is only 700 m-wide; as emphasized by Braun (2002), at short wavelengths (< 8 km), the topography does not significantly deflect low-temperature isotherms in the crust. Therefore, we can reasonably use the order of magnitude of the apparent exhumation rate as a proxy for the erosion rate. It means that western Tibet was already under low erosion conditions during Miocene times. Although there is no published study on the modern erosion rate in western Tibet, it is likely

the same, or even slower, than those estimated in central Tibet: based on cosmogenic nucleids measurements, Lal et al., (2003), Li et al., (2010), Hetzel et al., (2011), Strobl et al., (2012), and Li et al., (2014) estimated Holocene erosion rates ranging from 10 to 40 m/Ma in central Tibet. Annual precipitation values in central Tibet are 100-400 mm/a, which is slightly higher than the 50-200 mm/a estimated in western Tibet by Yatagai et al., (2012), so we can expect a slightly slower modern erosion rate in western Tibet. Thus, the apparent Miocene exhumation rate has the same order-of-magnitude than the modern erosion rate. van der Beek et al. (2009), reported a 17.2 ± 0.6 AHe age from a granitic sample (K1L, **figure 1**) located in the Longmu Co range, about 140 km north to our samples, south of the Gozha Co-Lungmu Co fault, which ranges in the AHe Rutog ages and may show that both the Rutog and Longmu Co areas experienced the same history.

1D Thermal history modeling

An altitudinal profile can actually reflect cooling histories that are more complex than a single phase of exhumation. The apparent shift toward older ages for low samples shown on Figure 4 could mean that the cooling accelerated after 12 Ma. In addition, a constant rate of 70 m/Myr from 22 to present day would define a zero intercept of the regression line at ~4150 m, which would be the closure depth of the apatite (U-Th)/He isotopic system beneath the mean elevation. Given that valley floors are also at 4000-4200 m, such depth is unlikely and implies that the exhumation increased either after 12 Ma, or during the time interval covered by the AHe age. As discussed earlier, the four lowest samples have similar AHe age (Figure 4) that may be related to an increase of the exhumation rate close to 13 Ma. Combining both $^4\text{He}/^3\text{He}$ and (U-Th)/He data in bulk interpretation may help to better reconstruct the local exhumation history. $^4\text{He}/^3\text{He}$ profiles may provide additional constraints on the cooling history from ~90°C to the surface (Shuster and Farley, 2005). To integrate both $^4\text{He}/^3\text{He}$ and (U-Th)/He data, several thermal modelling programs are available. A first group of programs is in 1D and allows only to infer thermal histories (HeFTy, from Ketcham, and QTQt from Gallagher), but not erosion histories. They do not include change in the isotherm shape and elevation due to topography or heat advection by the samples. The second group of programs, such as Pecube, (Braun, 2003) are in 3D and requires numerous assumptions on the crust thermal and mechanical properties. As emphasized by Valla et al., (2010), and Valla et al., (2011), an insufficient sampling spatial coverage, or a regional background exhumation greater than half of the exhumation rate calculated after a vertical profile, can lead to strong misinterpretation on the relief history. We used the 1D QTQt program, from Gallagher, (2012) in order to infer

thermal histories from the Rutog area. This program can analyze either single samples, or multiple data from an elevation profile, with various thermochronometers, including $^4\text{He}/^3\text{He}$ data. In summary, QtQt first transforms the temperature-time space into numerous temperature, time (T_i, t_i) points, in order to discretize the time-temperature space. Then, using a Markov Chain Monte Carlo method, it allows to test multiple cooling models and infer cooling histories, based on helium diffusion models from Ketcham et al., 2011. Basically, a random time-temperature path is tested and the program calculates the probability that the data and the model fit together. This process is repeated 20,000 times. Each iteration can be either retained if the probability is high, or discarded if the probability is lower than the previous iteration. The best fitting model, which corresponds to the highest probability that the data fit the model, can introduce unnecessary complexity into the cooling path; for example, too many cooling steps, or cooling paths which would be unlikely with respect to the geological background. Therefore, we chose to use another type of model, called “expected model” rather than the best fitting model for our study. The expected model from QTQt provides both reasonable fit and complexity (i.e., it limits the total number of T_i, t_i points which is equivalent to the number of thermal steps in the cooling history). The method is fully explained in Gallagher (2012). It corresponds to a weighted mean model, the weight being the number of iterations that are discarded and therefore not used for inferring the thermal history.

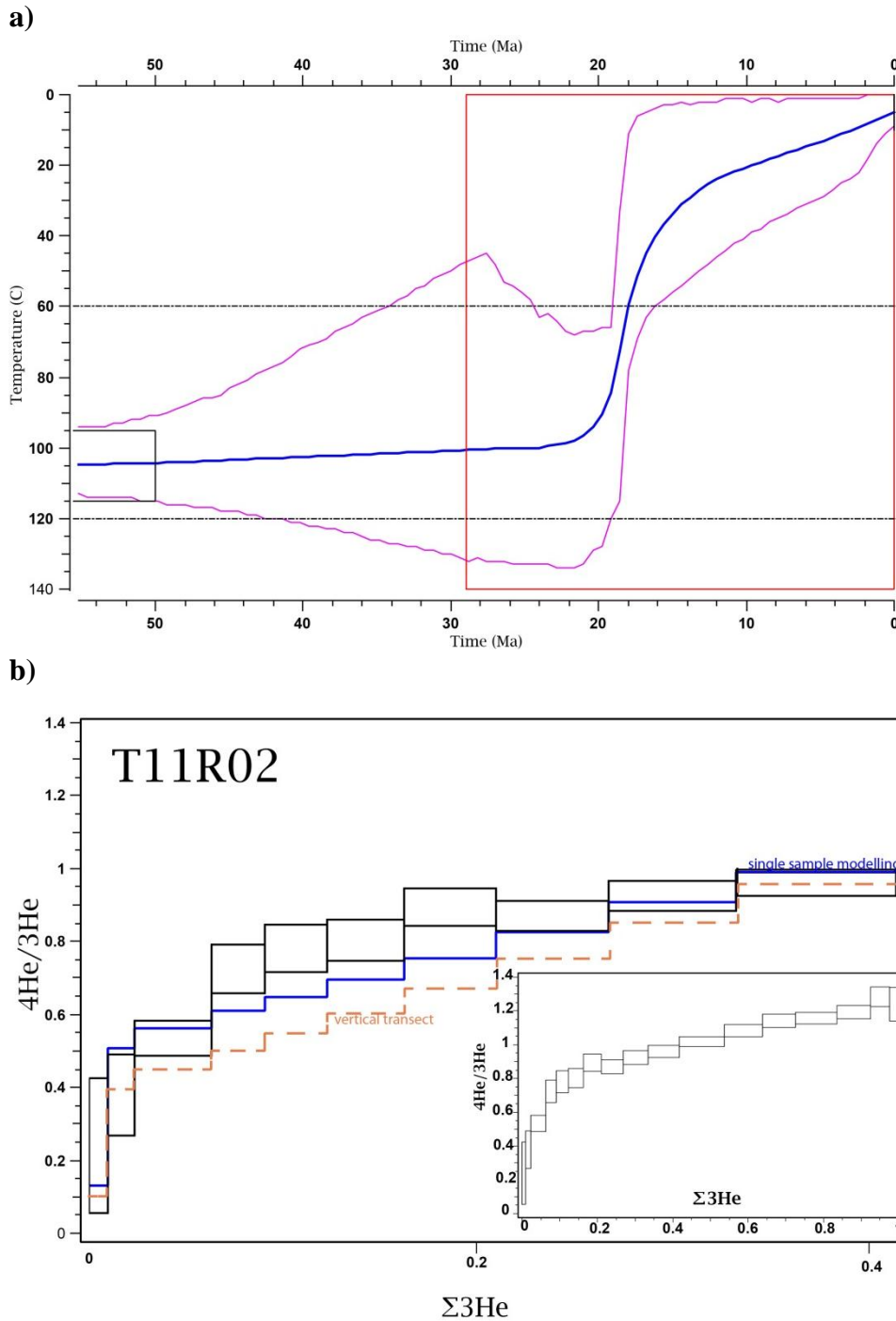


Figure 7. Results of thermal modeling for the Rutog single sample T11R02. Each simulation results from 20 000 iterations and integrates effects of alpha ejection but no radiation damage model, because of low eU content. Simulations start at 55 Ma, to let enough time for the model Tt paths to evolve, but only the 40-present time range is used for interpretation. **a)** thermal history. The red box indicates the effective sensitivity of the model. The blue line corresponds to the best expected thermal history, and the pink lines delimitate the 95 % confidence interval. **b)** Ratio evolution diagram. The x axis corresponds to the cumulative ^3He release fraction. The y axis corresponds to the isotopic ratios for each degassing step: $(^4\text{He}/^3\text{He})_{\text{step}}/(^4\text{He}/^3\text{He})_{\text{bulk}}$. The blue line corresponds to the degassing spectrum corresponding to the best expected model shown on a). For comparison, the orange dashed line corresponds to the spectrum from the thermal modelling of the whole elevation transect. The bottom right box shows the complete dataset with all degassing steps

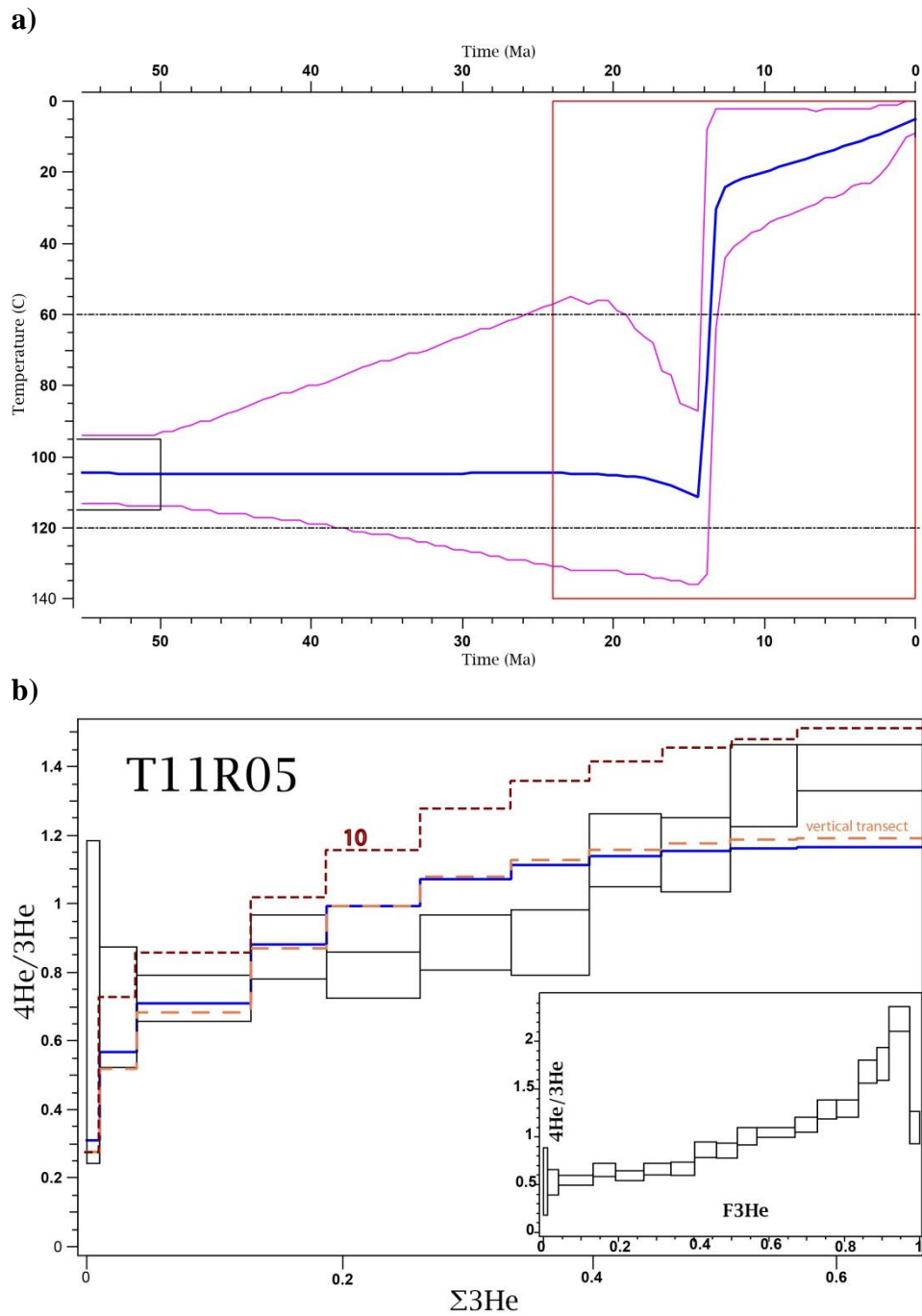
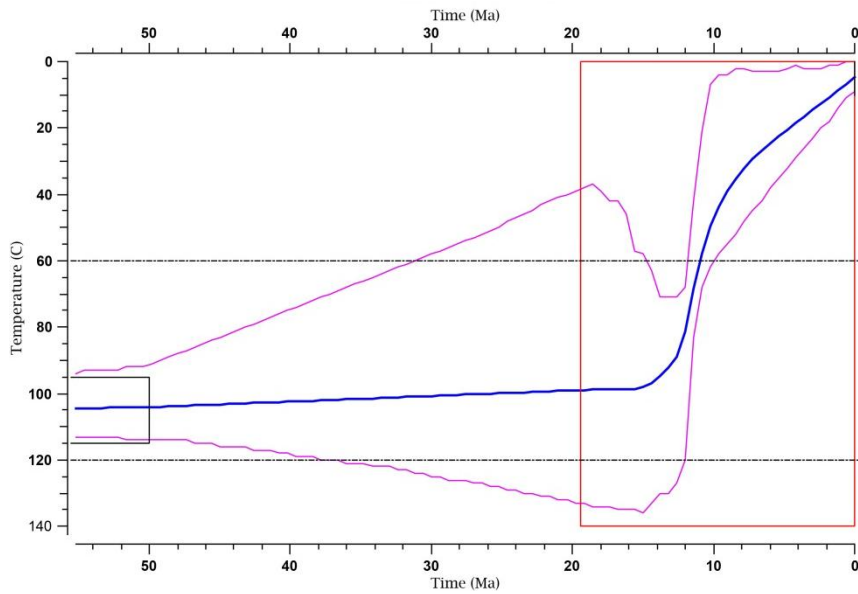


Figure 8. Results of thermal modeling for the Rutog single sample T11R05. See caption of figure 7 for explanation. The dark red dotted line (10) corresponds to the spectrum modelled after the expected cooling path of T11R10.

a)



b)

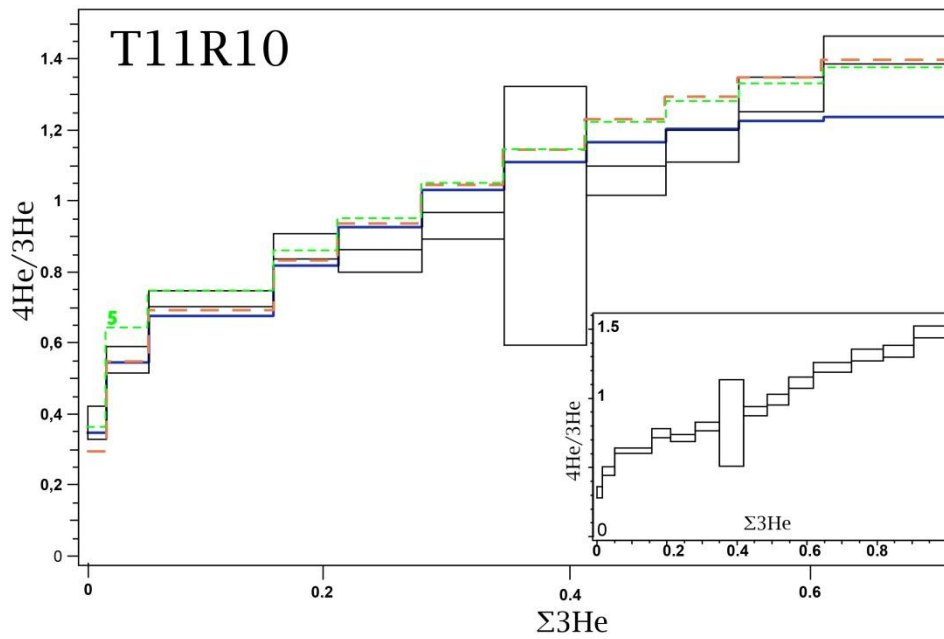


Figure 9. Results of thermal modeling for the Rutog single sample T11R10. See caption of figure 7 for explanation. The green dotted line (5) corresponds to the spectrum modelled after the expected cooling path of T11R10.

Regarding the (U-Th)/He data, for each sample the input is: surface temperature (0°C), cooling ages along with the uncertainty, elevation, crystal sizes, U, Th, Sm and He content. Diffusion kinetics models include the calculation of alpha ejection distance after Ketchum et al. (2011). It also requires the temperature offset, or temperature difference between the highest and lowest sample. In other words, an assumption on the geothermal gradient is necessary. Geothermal gradient estimations in central Tibet are: 25°C/km in Qiangtang block and 39°C/km in the Lhasa block (Mechie et al., 2004), and 17°C/km in the northern Qiangtang block since 3 Ma (Hacker et al., 2000). Therefore, an offset corresponding to a 30°C/km was used. Regarding the $^4\text{He}/^3\text{He}$ data, the input is: cooling age, crystal size, U and He content, along with the analytical uncertainties, and all degassing steps data, i.e. R/R_{bulk} for each step. Diffusion models and elevation are the same than for the grains from the same sample dated with the (U-Th)/He method.

Farley (2000) reports a change in the diffusion kinetics of helium at temperature greater than 300°C. For that reason, to model $^4\text{He}/^3\text{He}$ data, we chose to use only degassing steps corresponding to the first heating steps (cumulative sum of $^3\text{He} < 0.5-0.7$) performed at lower temperature, from ca 130°C to 300°C. All steps were used to calculate the bulk $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratio. First, we modelled single samples T11R02 (figure 7), T11R05 (figure 8) and T11R10 (figure 9) separately. For each sample, we used both AHe ages and $^4\text{He}/^3\text{He}$ data. Expected cooling models are presented on **Figure 7, 8 and 9** (see **Figure 4A** for location). On first order, separate modelling of the 3 samples all imply a three-phase cooling history: 1) early slow cooling phase, 2) increase in the cooling rate, and 3) final slow cooling phase. The main differences between the models are the timing and amplitude of the second, rapid cooling step (**Figure 7, 8 and 9**): the confidence envelopes do not overlap. Lower elevation, young samples (T11R10, T11R05, located on **Figure 3A**) require a clear acceleration starting at 13-14 Ma and ending at 10-12 Ma, with a rate of 40°C/Ma (T11R05) or 11°C/Ma (T11R10). T11R02 requires a cooling rate of ~ 15°C/Ma from 20 to 16 Ma. Also, considering the confidence envelope, all samples could have reached the surface as soon as 14 Ma. Cooling paths would result in an incision of 1.5 to 2.5 km. The discrepancy between these 3 models could be due to insufficient resolution in our data. Here we assume that the cooling ages of apatite grains used for $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermometry are equal to the median AHe ages of aliquots used for (U-Th)/He dating. Because of the sensitivity of the model to the cooling age, a 1-2 Ma gap between the assumed AHe age and the effective cooling age could explain the

apparent discrepancy between cooling histories inferred from T11R05 and T11R10. For each sample, we tested the best cooling scenario corresponding to the two other samples (for example, we tested on T11R02 the best cooling history inferred from T11R05 and the best cooling history inferred from T11R10, considering the temperature offset between the samples). If we input the best thermal history of T11R05 (resp. T11R10) for modelling sample T11R10 (resp. T11R05), then we obtain a good fit between the model and the AHe ages. There is also a good fit for the $^4\text{He}/^3\text{He}$ data of T11R05, (see **figure 7 and 8**) when modelled applying the cooling path of T11R05, but not for T11R10 when using T11R05 expected thermal history. For example, calculated AHe age for sample T11R10 is 13.73 Ma while the observed median age is 13.71 +/- 0.7 Ma. The test allows to consider the rapid cooling phases from both sample as a single step based on T11R10 modelling. However, if we use the same thermal history to model sample T11R02, we obtain a cooling age for T11R02 that is anomalously old (6 Ma older than the observed age). When using the T11R02 modelled cooling history for modelling T11R10 and T11R05 thermal evolution, it is not possible to obtain a fit between the data and the model. Actually, because the program calculates the cooling paths in order to obtain a reasonable fit between the data and the model, it cannot infer a cooling history for T11R10 and T11R05 when the input is an acceleration of the cooling from 20 to 16 Ma, unless introducing an unrealistic reheating event of about 60° of amplitude. Both samples seem to not have recorded the older cooling event shown by sample T11R02. Reversely, it is not possible to model a realistic cooling history for T11R02 using the expected model of T11R05 nor T11R10 (one to two strong reheating/recooling events). It is possible that sample T11R02 has a minor zonation that is not decipherable from the spectrum features, so the thermal histories modelled from the two other samples may provide a more robust constraint on the erosion in the Rutog area.

Second, we model the elevation transect (**Figure 10**), including 7 samples out of 8. We chose not to use T11R06 because of its poor reproducibility, due to anomalously high Th content in one grain (T11R06_x) probably due to an inclusion.

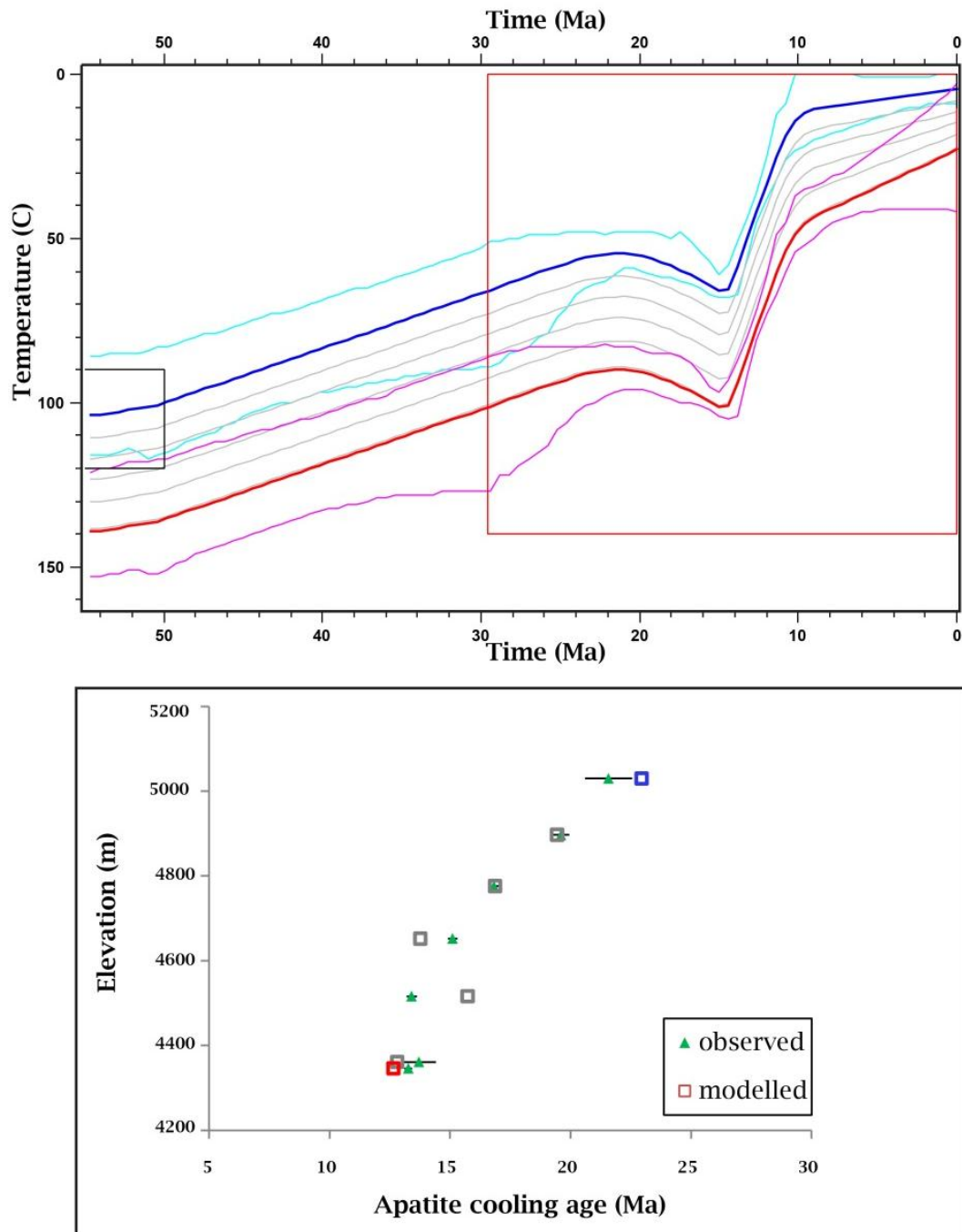


Figure 10. Modelling of 7 samples from the vertical profile, with input of AHe median ages and $^4\text{He}/^3\text{He}$ data. The red line corresponds to the lowest (hottest, T11R11) sample, the dark blue line to the coolest (highest, T11R01) sample. The pink (resp. pale blue) line is the 95 % confidence interval for the red (resp. blue) Tt path. Grey lines inbetween correspond to intermediate samples. Observed median ages and modelled ages are plotted for comparison. The red (resp. blue) corresponds to the lower (resp. higher) elevation sample. Grey squares correspond to intermediate samples. Black lines correspond to the analytical uncertainty.

Thermal modelling of the whole profile was performed using the median age of 7 samples, plus the 3 sets of $^4\text{He}/^3\text{He}$ data. The expected model from **Figure 10A** is similar to the previous ones. It implies a slow cooling phase that end at ca 15 Ma, followed by a rapid cooling phase ($\sim 9^\circ\text{C}/\text{Ma}$) until 10 Ma, before a second quiet period from 10 Ma to today. This model fits reasonably the observed ages (**Figure 10B**), as well as the $^4\text{He}/^3\text{He}$ data (**figures 7b, 8b, 9b**). Assuming a geothermal gradient of $30^\circ/\text{km}$, the rapid cooling phase would correspond to an exhumation rate of $\sim 300 \text{ m}/\text{Ma}$.

4.3. Implication on the origin of western Tibet landscapes

Several factors could be responsible for the rapid cooling phase which “interrupts” a slow cooling period: tectonics, climate, or regional geodynamics. First, the Rutog samples are located 50 km north of the Shiquanhe thrust. The fault activity would be a simple explanation to this rapid cooling event. Southward thrusting would induce the formation of a local relief north to the fault, the Risum anticlinorium, which would have caused a local increase of the river incision rate and consequently the apparent cooling rate. This is consistent with the older AHe ages from 3 samples located south to the fault: the median ages of samples T11K01, T11K03 and T11K14 (see location on **Figure 3A**) range from 27 to 35 Ma. This hypothesis would however require that the Shiquanhe fault, which reaches the surface near the city of Shiquanhe, propagates beneath the Bangong area, 50 km further north.

The Rutog valley is connected to the Bangong lake. Gourbet et al., (in press) proposed that the Bangong area was still connected to the Indus hydrographic network during Miocene times, before the damming of the Bangong lake due to the Karakorum fault. This connexion made western Tibet sensitive to external parameters, i.e. regional climate or geodynamics.-The increase in the incision rate at 15 Ma could be related to an increase of the precipitation during Miocene times. Knowledge of the western Tibetan Miocene climate is poor. Global climate models devoted to understanding the Asian monsoon evolution (Ramstein et al., 1999) suggest a decrease of the precipitation in the western plateau at that time. DeCelles et al., (2007), show evidence of arid climate conditions in central Tibet (N Lhasa block) during the late Oligocene. The climate was probably semi-arid in western Tibet during the Miocene. However, Asian monsoon reconstructions (Clift et al., 2005 and Clift et al., 2014) suggest an increase in the monsoon intensity at ca 13 Ma which could potentially affect western Tibet. At this point, it is unclear whether or not western Tibet was sensitive to the monsoon influence.

The AHe ages from the Rutog area are at least 15 Ma younger than those reported in central Tibet (Hetzl et al., 2011; Rohrmann et al., 2012, Haider et al., 2013). Samples located south to the Shiquanhe fault are close to the ages reported in central Tibet (see **Figure 5** for comparison). The age difference between the Rutog and samples located in central Tibet, in the internally drained area, could be explained by a differential uplift, leading to higher elevation in the westernmost part of the plateau that we observe today. Erosion reconstruction in central Tibet (Hetzl et al., 2011, Rohrmann et al., 2012, and Haider et al., 2013) report slow erosion rates since the Eocene, without any regional acceleration of the erosion rate. Because western Tibet was connected to the Indus during Miocene times, it is relevant to compare our results with thermochronology studies focusing on southern Tibet, which is externally drained. In particular, based on zircons (U-Th)/He and apatite fission tracks data, Carrapa et al. (2014) show that a rapid exhumation took place between 18 and 15 Ma in the Kailas area. Near Lhasa, the Gangdese batholith experienced several phases of rapid exhumation between 20 and 10 Ma (Copeland et al., 1995). In the same area, Tremblay et al. (2013) show a rapid exhumation phase that took place from 17 to 12 Ma, followed by a negligible erosion after 10 Ma. Although the conclusions of the authors regarding the mechanism leading the exhumation may differ, it is interesting to note that in all three studies (Carrapa et al., 2014, Tremblay et al., 2013, Copeland et al., 1995) it seems that the erosion is very slow after 10 Ma, which is consistent with our thermal models. It would point to a regional geodynamic control of the exhumation pattern in western Tibet, rather than a local control.

As mentioned in the previous paragraphs, AHe ages and $^4\text{He}/^3\text{He}$ data from the Rutog area imply very low erosion rates during early Miocene times, regional geodynamics induced a transient acceleration of the incision. Rutog is located in the internal drainage area (**Figure 1A**). An incision of 300 m/Ma, between 15 and 10 Ma, would smooth the relief of 3 km (1500 m eroded, plus 1500 m of sediments deposited at a short distance). The modern relief has a nearly 2 km amplitude. It means that western Tibet relief was even stronger before 23 Ma (oldest AHe age of our data) or that the products of erosion were transported outside of the Rutog area. If so, then the internal drainage in western Tibet has existed for a short time. Reversely, in an externally drained area, the 300 m/Ma erosion rate would create a 1500-m-amplitude relief, which is slightly smaller than the modern relief amplitude.

Morphological and sedimentological evidence (Gourbet et al., in press) suggest that some of the modern relief features (2-8 km large, up to 120 km long valleys) are inherited and that a

relief of at least 1.3 km amplitude existed during late Oligocene times. The low erosion rate during Miocene times that we estimated in the present study is a first explanation to the preservation of the relief. However, as emphasized in the paragraph 4.1., it is not sufficient, because such an erosion rate in an internally drained area would decrease the relief of 1 km in less than 10 Ma. Gourbet et al. (in press) suggested that the internal drainage in western Tibet was set up recently, which means that the products of erosion were transported outside of the Rutog area. Therefore we infer that the external drainage contributed to the preservation of the strong relief.

Another problem is the timing of the relief formation. After Gourbet et al., (in press), the main, 1-2 km deep valleys, were probably carved by fluvial incision prior to Oligocene times. Such an incision could be triggered by a sea level drop, or as a response to the Tibetan plateau uplift. The retreat of the Parathetys (an epicontinental sea, which was at the modern Tarim basin location) during the Eocene ended around 35 Ma (Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999, Bosboom et al., 2011) but the sea level obviously did not decrease of 1 km. Thus, if the relief formation was controlled by sea level drop, then a significant high elevation zone must have existed before the base level drop. Alternatively, another cause for the incision could be an early uplift of the western Tibetan plateau. In both scenarios, the existence of high elevation plateau before the valley carving, i.e. 35 Ma, is required. Although there is no palaeoelevation study published in western Tibet to test our hypothesis, we think an early plateau uplift induced an increase of the fluvial incision at some point during the Eocene, if the rivers in the western plateau were connected to the ocean at that time (Gourbet et al., in press). The hypothesis of an early uplift is favored by palaeoelevation studies: central Tibet was already near its present elevation as early as 35-39 Ma (Currie et al., 2005, Spicer et al., 2003, Rowley and Currie, 2006, Cyr et al., 2005) or 26 Ma (Decelles et al., 2007), and as early as 38 Ma in NE Tibet and SE (Dupont-Nivet et al., 2008; Hoorn et al., 2012; Hoke et al., 2014). This study suggests that the most of the Tibetan plateau had reached its present elevation by Eocene time, which is more in accordance with an “en bloc” uplift model (Guillot and Replumaz, 2003). Moreover, the slow erosion phase that follows the uplift and which is also recorded in central Tibet confirms that the peneplanation of the plateau occurred relatively early after the India-Asia collision. The preservation of a significant relief in western Tibet, as in southern and eastern Tibet, is related to the existence of an external river network. This network was then disconnected at early Pliocene time in western Tibet (Gourbet et al., in press).

Conclusion

Our study demonstrates the importance of inherited relief features on the modern topography. Low-temperature thermochronometry in the Rutog area, between the Karakorum dextral strike-slip fault and the sinistral Gozha Co-Lungmu Co strike slip fault, indicate low erosion rates, and similar to Quaternary erosion rates estimated in central Tibet. The thermochronology data and thermal modelling also show a rapid cooling phase from 15 to 10 Ma, that we interpret as a rapid fluvial incision at ~ 300 m/Ma. This rapid incision could be due to local tectonic activity, to an intensification of the Asian monsoon during the mid-Miocene, or to regional geodynamics; the latter is the most probable hypothesis. Our results also suggest an early uplift of that part of the Tibetan plateau, before or during the Eocene. Further investigation based on higher temperature isotopic systems is required to complete the erosion history in western Tibet. In particular, it would be interesting to know if the low erosion conditions were reached as early as in central Tibet, around 45 Ma, and to trace back the exhumation to the India-Asia collision time.

References

- Armijo, R., Tapponnier, P., Tong-Lin, H. (1989). Late Cenozoic Right-Lateral strike-slip Faulting in Southern Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 94(88), 2787 - 2838.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier J.-L., Tong-Lin, H. (1986). Quaternary extension in southern Tibet: field observation and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91, 13803-13872.
- Arnaud, N. O., Vidal, Ph., Tapponnier, P., Matte, Ph. & Deng, W. M. (1992). The high K2O volcanism of northwestern Tibet: geochemistry and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 111, 351–367.
- Braun, J. (2002). Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age – elevation datasets.
- Braun, J., (2003). Pecube: a new finite element code to solve the heat transport equation in three dimensions in the Earth's crust including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Comput. Geosci.* 29, 787–794.
- Carrapa, B., Orme, D., DeCelles, P. G., Kapp, P., Cosca, M., & Waldrip, R. (2014). Miocene burial and exhumation of the India-Asia collision zone in southern Tibet: Response to slab dynamics and erosion. *Geology*, 42(5), 443–446. doi:10.1130/G35350.1
- Cheng, J., and Xu, G., (1987). Geologic map of the Ritu region with report, 598 pp., Tibetan Bureau of Geology And Mineral Resources, Chengdu, People's Republic of China.
- Chung, S.-L., Chu, M.-F., Zhang, Y., Xie, Y., Lo, C.-H., Lee, T.-Y., Wang, Y. (2005). Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, 68(3-4), 173–196. doi:10.1016/j.earscirev.2004.05.001
- Chevalier, M.L., Li, H., Pan, J., Sun, Z., Liu, D., Wu, C., Pei, J., Xu, W., Huang, X., 2015. First tectonic-geomorphology study along the Longmu–Gozha Co fault system, Western Tibet. *Gondwana Research*, in press.

- Copeland, P., Harrison, T.M., Yun, P., Kidd, W.S.F., Roden, M., and Zhang, Y. (1995). Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: a history of episodic unroofing. *Tectonics*, *14*, 223-236.
- Currie, B. S., Rowley, D. B., & Tabor, N. J. (2005). Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: Implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology*, *33*(3), 181. doi:10.1130/G21170.1
- Cyr, A., Currie, B. S. & Rowley, D. B., (2005). Geochemical and stable isotopic evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, north-central Tibet: Implications for the paleoaltimetry of Late Eocene Tibetan Plateau. *J. Geol.* *113*, 517–533.
- DeCelles, P. G., Quade, J., Kapp, P., Fan, M., Dettman, D. L., & Ding, L. (2007). High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth and Planetary Science Letters*, *253*(3-4), 389–401. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.001
- Dewey, J., Shackleton, M., Chengfa, C. and YiYin, S., (1988). The Tectonic Evolution of the Tibetan Plateau, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* *159A*, 379-413.
- Dupont-Nivet, G., Hoorn, C., & Konert, M. (2008). Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology*, *36*(12), 987. doi:10.1130/G25063A.1
- Farley, K.A., Wolf, R.A., & Silver L.T. R. (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *60*(21), 4223–4229.
- Farley, K.A., (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* *105*, 2903-2914.
- Farley, K. A., Shuster, D. L., & Ketcham, R. A. (2011). U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS, and implications for the (U–Th)/He system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *75*(16), 4515–4530. doi:10.1016/j.gca.2011.05.020
- Farley, K. A., Shuster, D. L., Watson, E. B., Wanser, K. H., & Balco, G. (2010). Numerical investigations of apatite $4\text{ He}/3\text{ He}$ thermochronometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *11*(10), n/a–n/a. doi:10.1029/2010GC003243

- Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M. & Duncan, C. (1994) How flat is Tibet ? *Geology*, 22,163-167.
- Flowers, R. M., Ketcham, R., Shuster, D. L., & Farley, K. a. (2009). Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(8), 2347–2365. doi:10.1016/j.gca.2009.01.015
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J. (1999). Simulating the evolution of the African and Asian monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104(D10), 11,995-12,018.
- Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 117(B2), B02408. doi:10.1029/2011JB008825
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., & Fitzgerald, P. (2005). Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2), 193–208. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.025.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, 266(3-4), 157–170. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.001
- Godard, V., Lavé, J., Carcaillet, J., Cattin, R., Bourlès, D., & Zhu, J. (2010). Spatial distribution of denudation in Eastern Tibet and regressive erosion of plateau margins. *Tectonophysics*, 491(1-4), 253–274. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.026
- Haider, V., Dunkl, I., Eynatten, H. Von, & Ling, D. (2009). First (U-Th)/ He ages from the peneplain forming granitoids of Tibetan Plateau , near Nam Co, 11, 8321.
- Haider, V. L., Dunkl, I., Eynatten, H. Von, Ding, L., Frei, D., & Zhang, L. (2013). Cretaceous to Cenozoic evolution of the northern Lhasa Terrane and the Early Paleogene development of peneplains at Nam Co, Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70-71, 79–98. doi:10.1016/j.jseaes.2013.03.005

- Harrison T.M., Copeland P., Kidd W.S.F., & Lovera O. (1995) Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implications for uplift of the southern Tibetan Plateau, *Tectonics* **14**, 658-676.
- Hetzl, R., Dunkl, I., Haider, V., Strobl, M., von Eynatten, H., Ding, L., & Frei, D. (2011). Peneplain formation in southern Tibet predates the India-Asia collision and plateau uplift. *Geology*, *39*(10), 983–986. doi:10.1130/G32069.1
- Hoke, G. D., Liu-Zeng, J., Hren, M. T., Wissink, G. K., & Garzione, C. N. (2014). Stable isotopes reveal high southeast Tibetan Plateau margin since the Paleogene. *Earth and Planetary Science Letters*, *394*, 270–278. doi:10.1016/j.epsl.2014.03.007
- Hoorn, C., & Konert, M. (2009). Tibetan Uplift Prior to The Eocene-Oligocene Climate Transition : Evidence From Pollen Analysis of The Xining Basin. doi:10.1086/379690.
- Hoorn, C., Straathof, J., Abels, H. a., Xu, Y., Utescher, T., & Dupont-Nivet, G. (2012). A late Eocene palynological record of climate change and Tibetan Plateau uplift (Xining Basin, China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *344-345*, 16–38. doi:10.1016/j.palaeo.2012.05.011
- House, M. A., Wernicke, B. P., & Farley, K. A. (1998). Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatites (U-Th)/He ages. *Nature*, *396*, 66 – 69.
- Jaeger, J.J., Courtillot, V., and Tapponnier, P., (1989). Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous-Tertiary boundary, and the India-Asia collision: *Geology*, v. 17, p. 316–319.
- Kapp, P., DeCelles, P. G., Gehrels, G. E., Heizler, M., & Ding, L. (2007). Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, *119*(7-8), 917–933. doi:10.1130/B26033.1
- Kapp, P., Murphy, M. a., Yin, A., Harrison, T. M., Ding, L., & Guo, J. (2003). Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, *22*(4), n/a–n/a. doi:10.1029/2001TC001332

- Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(24), 7779–7791. doi:10.1016/j.gca.2011.10.011
- Kirby, E., Reiners, P. W., Krol, M. A., Whipple, K. X., Hodges, K. V, Farley, K. A., Tang, W., & Chen, Z. (2002). Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/ He thermochronology, *Tectonics*, 21(1).
- Lal, D., Harris, N. B. ., Sharma, K. K., Gu, Z., Ding, L., Liu, T., Dong, W., Caffee, W. M., & Jull, A. J. T. (2004). Erosion history of the Tibetan Plateau since the last interglacial: constraints from the first studies of cosmogenic ^{10}Be from Tibetan bedrock. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(1-2), 33–42. doi:10.1016/S0012-821X(03)00600-9.
- Li, Y., Li, D., Liu, G., Harbor, J., Caffee, M., & Stroeven, A. P. (2014). Patterns of landscape evolution on the central and northern Tibetan Plateau investigated using in-situ produced ^{10}Be concentrations from river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 398, 77–89. doi:10.1016/j.epsl.2014.04.045
- Liang, H., Campbell, I. H., Allen, C. M., Sun, W., Yu, H., Xie, Y., & Zhang, Y. (2007). The Age of the Potassic Alkaline Igneous Rocks along the Ailao Shan – Red River Shear Zone : Implications for the Onset Age of Left-Lateral Shearing, *Journal of Geology*, 115, 231–242.
- Licht, A, van Cappelle, M., Abels, H. a, Ladant, J.-B., Trabucho-Alexandre, J., France-Lanord, C., Donnadiou, Y., Vanderberghe, J., Rigaudier, T., Lécuyer, C., Terry D.Jr11, Adriaens R., Boura, A., Guo, Z., Aung Naing Soe14, Quade, J.3, Dupont-Nivet, G., & Jaeger, J.-J. (2014). Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature*. doi:10.1038/nature13704
- Liu-Zeng, J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., & Ding, L. (2008). Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution. *Journal of Geophysical Research*, 113(F4), F04018. doi:10.1029/2007JF000897

- Matte Ph., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot, L. Avouac, J. P., Vidal, Ph., Qing Liu, Yusheng Pan and Yi Wang (1996). Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus, *Earth and Planetary Science Letters*, 142(3-4), 311-330.
- Maussion, F., Scherer, D., Mölg, T., Collier, E., Curio, J., & Finkelburg, R. (2014). Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis. *Journal of Climate*, 27(5), 1910–1927. doi:10.1175/JCLI-D-13-00282.1.
- Murphy, M. A., Yin, An, Harrison, T. M., Dürr, S. B., Z, Chen, Ryerson, F. J., Kidd, W. S. F., X, Wang, X, Zhou (1997) Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau ? *Geology* 25 (8), 719-722.
- Murphy, M. A., Yin, A., Kapp P., Harrison, T. M., Ding, L., & Guo, J. (2000). Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet : Timing and magnitude of slip. *Geology*, 28(5), 451–454.
- Ouimet, W., Whipple, K., Royden, L., Reiners, P., Hodges, K., & Pringle, M. (2010). Regional incision of the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Lithosphere*, 2(1), 50–63. doi:10.1130/L57.1
- Owen, L. A., Caffee, M. W., Finkel, R. C., & Seong, Y. B. A. E. (2008). Quaternary glaciation of the Himalayan – Tibetan orogeny. *Journal of Quaternary Science* 23, 513–531. doi:10.1002/jqs
- Pan, G. and Kidd, W. S. F. (1992) Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau. *Geology*, 20 no. 9, 775-778.
- Quade, J., Breecker, D. O., Daeron, M., & Eiler, J. (2011). The paleoaltimetry of Tibet: An isotopic perspective. *American Journal of Science*, 311(2), 77–115. doi:10.2475/02.2011.01
- Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J. and Joussaume, S. (1997). Effect of orogeny, plate motion and land–sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386, 788 - 795

- Rohrman, A., Kapp, P., Carrapa, B., Reiners, P. W., Guynn, J., Ding, L., & Heizler, M. (2011). Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45 Ma. *Geology*, *40*(2), 187–190. doi:10.1130/G32530.1
- Rowley, D. B., & Currie, B. S. (2006). Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, *439*(7077), 677–81. doi:10.1038/nature04506
- Searle, M. P., Weinberg, R. F., and Dunlap, W. J., 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: Constraints on Tibetan extrusion, in *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, edited by R. E. Holdsworth, R. A. Strachan, and J. F. Dewey, Geological Society of London, Special Publication, 135, 307 – 326.
- Shackleton, R.M., and Chang, C., 1988. Cenozoic uplift and deformation of the Tibetan Plateau: The geomorphological evidence, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 327, 365–377, doi:10.1098/rsta.1988.0134.
- Shuster, D. L., and Farley, K. A. (2005). $^4\text{He}/^3\text{He}$ Thermochronometry: Theory, Practice, and Potential Complications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *58*(1), 181–203. doi:10.2138/rmg.2005.58.7
- Shuster, D. L., Ehlers, T. A., Rusmore, M. E., & Farley, K. A. (2005). Rapid Glacial Erosion at 1.8 Ma Revealed by $^4\text{He} / ^3\text{He}$ Thermochronometry. *Science*, *310*(5754), 1569-1724.
- Shuster, D. L., Flowers, R. M., & Farley, K. A. (2006). The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, *249*(3-4), 148–161. doi:10.1016/j.epsl.2006.07.028
- de Sigoyer, J., V. Chavagnac, J. Blichert-Toft, I. M. Villa, B. Luais, S. Guillot, M. Cosca, and G. Mascle (2007). Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya : Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, *28*(6), 487-490.
- Spicer, R., Harris, N., Widdowson, M., Herman, A., Guo, S., Valdes, P., Wolfek J. and Kelley S. , (2003). Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years, *Nature* 421, pp. 622-624.

- Strobl, M., Hetzel, R., Niedermann, S., Ding, L., & Zhang, L. (2012). Landscape evolution of a bedrock peneplain on the southern Tibetan Plateau revealed by in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{21}Ne . *Geomorphology*, *153-154*, 192–204.
doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.024
- Tapponnier, P. & Molnar P. (1977). Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, *82*, 2905-2930.
- Tapponnier, P. , Zhiqin X., Roger F., Meyer B., Arnaud, N., Wittlinger G. and Jingsui Y. (2001). Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, *294*, 1671-1677.
- Tapponnier, P, Peltzer, G, Le Dain, AY, Armijo, R, Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, *10*, 611–16.
- Tremblay, M., Shuster, D.L., Schmidt, J.L., Zeitler, P.K., and Harisson, M. (2013) Low temperature thermochronometric constraints on exhumation and landscape evolution of the eastern Lhasa block, southern Tibet, 2013 Fall Meeting abstracts 1, 07, AGU, San Francisco, Calif., 9-13 Dec.
- Valla, P.G., Herman, F., van der Beek, P.A., Braun, J., 2010. Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history—I: theory and conceptual model. *Earth and Planetary Science Letters*, *295*, 511–522.
- Valla, P. G., van der Beek, P. A., & Braun, J. (2011). Rethinking low-temperature thermochronology data sampling strategies for quantification of denudation and relief histories: A case study in the French western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, *307(3-4)*, 309–322. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.003
- Valli, F. (2005). Décrochements lithosphériques dans l’Ouest du plateau du Tibet: Géométrie, âge, décalages cumulés et vitesse de glissement long-terme sur la Faille du Karakorum, Ph.D. thesis, Inst. dePhys. du Globe de Paris.
- Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P. H., Sobel, E. R., Mahéo, G., Lacassin, R., Guillot, S., Haibing, L., Tapponnier, P. & Xu, Z. (2007). Twenty million years of continuous

- deformation along the Karakorum fault, western Tibet: A thermochronological analysis. *Tectonics*, 26(4). doi:10.1029/2005TC001913.
- Valli, F., Leloup, P. H., Paquette, J.-L., Arnaud, N., Li, H., Tapponnier, P., Lacassin R., Guillot, S., Liu, D., Deloule, E., & Mahéo, G. (2008). New U-Th/Pb constraints on timing of shearing and long-term slip-rate on the Karakorum fault. *Tectonics*, 27(5), n/a–n/a. doi:10.1029/2007TC002184
- van der Beek, P., Van Melle, J., Guillot, S., Pêcher, A., Reiners, P. W., Nicolescu, S., & Latif, M. (2009). Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya. *Nature Geoscience*, 2(5), 364–368. doi:10.1038/ngeo503
- Williams, H. M. (2004). Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling. *Journal of Petrology*, 45(3), 555–607. doi:10.1093/petrology/egg094
- Xiang, H., Zhang, B., Zhang, W., Guo, S., Wan, J. (2009). Geological analysis and FT dating of crustal deformation in the Jianchuan basin since the Tertiary. *Acta Geologica Sinica*, 83(2), en chinois, résumé anglais
- Xu, X. (2005). Average slip rate, earthquake rupturing segmentation and recurrence behavior on the Litang fault zone, western Sichuan Province, China. *Science in China Series D*, 48(8), 1183. doi:10.1360/04yd0072
- Yan, Y., Carter, A., Huang, C.-Y., Chan, L.-S., Hu, X.-Q., & Lan, Q. (2012). Constraints on Cenozoic regional drainage evolution of SW China from the provenance of the Jianchuan Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3). doi:10.1029/2011GC003803
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., & Kitoh, A. (2012). APHRODITE: Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(9), 1401–1415. doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1

Zhao, T.-P., Zhou, M.-F., Zhao, J.-H., Zhang, K.-J., & Chen, W. (2008). Geochronology and geochemistry of the c. 80 Ma Rutog granitic pluton, northwestern Tibet: implications for the tectonic evolution of the Lhasa Terrane. *Geological Magazine*, 145(06), 845–857. doi:10.1017/S0016756808005025.

Appendix:

Analytical Methods for U/Pb dating

The analyses involved the ablation of minerals with a Resonetics M-50 Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm (Müller et al., 2009). Spot diameters of 25 µm were associated to repetition rates of 3 Hz and fluency of 5.5 J/cm². The ablated material was carried into helium and then mixed with nitrogen and argon before injection into the plasma source of a Thermo Element XR Sector Field high-resolution ICP-MS. The analytical method for isotope dating of zircon with laser ablation ICPMS is basically similar to that reported in Paquette and Tiepolo (2007), Hurai et al. (2010) and Paquette et al. (2014). Data are corrected for U-Pb fractionation occurring during laser sampling and for instrumental mass bias by standard bracketing with repeated measurements of GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004). Repeated analyses of 91500 zircon (Wiedenbeck et al., 1995) standard treated as unknowns, independently control the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER[®] from Macquarie Research Ltd (van Achterbergh et al., 2001; Jackson et al., 2004). Calculated ratios were exported using Isoplot/Ex v. 2.49 software package by Ludwig (2001). The concentrations in U-Th-Pb were calibrated relative to the certified contents of GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004).

- Helium measurements for (U-Th)/He dating

Helium measurements were performed under vacuum in a quadrupole mass spectrometer at the Berkeley Geochronology Center. Helium was extracted using heating by a 70W diode laser. Steps are as follows: a first heating stage at 950°C during 6 minutes, a second identical heating step, then, only if Helium is still detected in the extraction line, a third heating step. Steps 2 and 3 are performed in order to ensure that the total amount of Helium in each crystal is degassed. A spike of ³He and a standard with a known ratio of ⁴He/³He were used to calculate the amount of degassed ⁴He. Blank and standard measurements were performed every 10 measures.

**Supplementary table S1: U/Pb dating
Isotopic ratios from sample T11R08**

Spot*	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+/- 2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	+/- 2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age Ma	+/- 2 σ Ma
2	6.1	443	389	1.14	0.09248	0.00708	0.01211	0.00043	77.6	2.7
3a	3.3	408	68	6.00	0.61314	0.03058	0.01620	0.00060	103.6	3.9
3b	2.6	325	66	4.89	0.49463	0.03100	0.01438	0.00060	92.0	3.8
3c	3.2	418	67	6.21	0.55772	0.02900	0.01557	0.00060	99.6	3.7
5	8.0	87	632	0.14	0.17307	0.01565	0.01116	0.00048	71.6	3.0
6	2.7	217	158	1.37	0.17894	0.01765	0.01120	0.00050	71.8	3.2
7	5.4	342	299	1.14	0.23158	0.01180	0.01251	0.00043	80.2	2.8
9a	21.1	2122	1345	1.58	0.07427	0.00275	0.01118	0.00035	71.7	2.3
9b	2.9	96	239	0.40	0.08198	0.00425	0.01141	0.00038	73.1	2.4
9c	6.5	259	454	0.57	0.13293	0.00528	0.01205	0.00040	77.2	2.5
10	9.3	936	534	1.75	0.12843	0.00515	0.01167	0.00038	74.8	2.4
11	3.9	328	59	5.54	1.31620	0.05558	0.02152	0.00078	137.3	5.0
12a	24.1	1422	1688	0.84	0.09725	0.00360	0.01229	0.00040	78.7	2.5
12b	29.9	1728	2125	0.81	0.08714	0.00305	0.01209	0.00038	77.4	2.5
13	17.9	1860	1244	1.49	0.11992	0.00460	0.00976	0.00033	62.6	2.0

* numbers refer to zircon grain

Supplementary table S2: (U-Th-Sm)/He apatite dating results

sample	grain	lat (°)	long (°)	elevation (m)	²³⁸ U ppm (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	⁴ He nmol/g	F _T	corrected age (Ma)	+/- (Ma)
T11B26	x	33.5717	79.9775	4281	35.6	123.5	489.9	1.1	0.731	18.22	0.25
	y*				36.5	126.6	513.8	1.2	0.746	18.64	0.24
	z*				79.2	378.7	918.6	2.8	0.736	17.70	0.19
<u>T11R01</u>	x*	33.3148	79.6758	5030	104.4	388.2	163.9	3.2	0.719	18.20	0.19
	y*				140.2	515.6	227.7	5.0	0.703	21.58	0.98
	z*				42.4	151.0	82.5	1.6	0.743	22.31	0.28
<u>T11R02</u>	x	33.3158	79.6785	4897	106.0	205.1	100.0	2.5	0.684	18.85	0.5
	y				50.9	65.2	37.1	1.5	0.687	26.00	0.33
	z*				57.0	125.6	79.8	1.6	0.75	19.61	0.33
<u>T11R03</u>	x	33.3139	79.6793	4776	133.3	533.1	349.9	4.4	0.79	16.83	0.17
	y				88.6	317.1	125.1	2.4	0.701	16.67	0.22
	z				82.9	273.3	109.1	2.9	0.676	23.13	0.31
<u>T11R04</u>	bis	33.3134	79.6814	4652	22.0	82.2	25.9	1.3	0.699	15.11	0.19
	y*				84.8	294.0	115.2	2.3	0.736	16.11	0.18
	z				40.3	127.6	58.1	0.8	0.743	12.15	0.17
<u>T11R05</u>	x*	33.3114	79.6828	4516	57.2	137.8	181.2	1.2	0.809	13.11	0.14
	y				45.7	132.3	69.5	0.9	0.709	13.41	0.21
	x*							2.6	0.718	17.03	0.22
<u>T11R06</u>	x*	33.3107	79.6857	4409	93.9	267.6	71.4	3.9	0.67	29.25	0.31
	y				70.8	142.6	58.3	1.7	0.712	17.59	0.24
	z*				72.7	128.1	43.5	1.3	0.693	14.65	0.22
<u>T11R10</u>	x	33.3110	79.6883	4361	61.6	124.6	88.6	1.1	0.72	13.71	0.7
	y*				70.1	114.6	84.1	1.7	0.763	17.58	0.22
	z				56.5	147.1	71.1	1.0	0.702	11.93	0.15
<u>T11R11</u>	x	33.2896	79.6949	4346	139.4	213.2	88.6	2.3	0.742	13.27	0.16
	y*				202.6	485.6	216.4	4.0	0.757	12.77	0.14
	z				34.4	41.6	9.9	2.6	0.699	15.95	0.18
	b_z				211.7	360.7	136.4	3.7	0.75	13.08	0.14
T11R13	x	32.8268	79.8083	4600	46.0	118.2	451.7	4.2	0.678	36.35	0.77
	y				28.3	89.8	335.6	2.2	0.713	47.10	0.68
	z				37.0	94.8	325.9	2.1	0.76	63.55	0.67
T11R14	x	32.8267	79.8081	4606	120.6	30.5	88.6	4.2	0.666	48.62	0.45

F_T = correction factor for alpha ejection. Underlined samples are from the elevation transect. * indicates one or a few microscopic inclusions.

Supplementary table S2 (continued)

T11K01	x	32.3203	80.0090	4760	421.2	554.8	915.8	17.9	0.739	34.02	0.33
	y*				437.0	1009.4	1094.9	24.8	0.776	37.04	0.5
	z				461.2	901.1	1007.6	83.3	0.75	128.07	1.68
T11K03	x	32.2680	80.0300	4336	163.7	547.2	550.8	8.3	0.746	29.98	1.68
	y*				86.8	251.6	339.0	4.8	0.758	33.77	0.34
	z							7.7	0.733	34	0.45
T11K14	x	31.4537	80.5609	4747	297.5	1300.5	199.5	14.6	0.672	22.11	0.2
	y				341.1	60.6	428.5	9.5	0.737	27.81	1.14
	z				317.8	1157.7	106.1	12.9	0.787	28.98	0.29

Supplementary table S3
 $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry

Table S3A: T11R10_a $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry

Step	^3He (10^6 atoms)	(+/-)	$^4\text{He}/^3\text{He}$	(+/-)	SF^3He	$\text{R}/\text{R}_{\text{bulk}}$	(+/-)
1	0.005	0.001	775.66	2960	0.000	0.681	2.600
2	0.244	0.015	298.50	39	0.013	0.262	0.034
3	0.527	0.025	450.78	29	0.039	0.396	0.026
4	1.585	0.046	590.14	18	0.120	0.518	0.016
5	0.926	0.034	710.10	30	0.167	0.624	0.026
6	1.073	0.037	677.48	25	0.222	0.595	0.022
7	1.036	0.036	758.33	29	0.275	0.666	0.026
8	1.052	0.037	780.53	30	0.328	0.686	0.026
9	1.007	0.036	862.47	33	0.379	0.757	0.029
10	0.924	0.034	940.10	38	0.426	0.826	0.033
11	1.081	0.037	1059.15	39	0.481	0.930	0.034
12	1.636	0.047	1161.39	33	0.565	1.020	0.029
13	1.367	0.042	1247.62	39	0.634	1.096	0.035
14	1.331	0.042	1274.52	41	0.702	1.119	0.036
15	1.438	0.043	1406.04	43	0.775	1.235	0.037
16	1.532	0.045	1787.46	51	0.853	1.570	0.045
17	0.966	0.035	1683.32	64	0.902	1.478	0.056
18	1.475	0.044	1816.23	53	0.977	1.595	0.047
19	0.291	0.017	2101.00	176	0.992	1.845	0.154
20	0.151	0.011	1792.55	248	1.000	1.574	0.217
21	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL

BDL = Below detection limit

$\text{R} = ^4\text{He}/^3\text{He}$

**Table S3B: T11R05_a $^4\text{He}/^3\text{He}$
thermochronometry**

Step	^3He (10^6 atoms)	(+/-)	$^4\text{He}/^3\text{He}$	(+/-)	SF^3He	$\text{R}/\text{R}_{\text{bulk}}$	(+/-)
1	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL
2	0.118	0.009	125.41	83.18	0.01	0.53	0.35
3	0.326	0.019	124.33	30.96	0.04	0.52	0.13
4	1.027	0.036	128.33	11.01	0.13	0.54	0.05
5	0.674	0.029	153.53	16.49	0.19	0.65	0.07
6	0.841	0.033	141.15	12.95	0.26	0.59	0.05
7	0.806	0.032	156.37	13.95	0.33	0.66	0.06
8	0.702	0.029	156.27	16.75	0.39	0.66	0.07
9	0.647	0.028	204.88	17.90	0.45	0.86	0.08
10	0.613	0.027	202.76	18.39	0.50	0.85	0.08
11	0.597	0.027	238.89	21.12	0.56	1.00	0.09
12	1.124	0.038	246.14	12.85	0.66	1.04	0.05
13	0.672	0.029	266.61	20.00	0.72	1.12	0.08
14	0.564	0.026	304.86	23.53	0.76	1.28	0.10
15	0.646	0.028	305.95	21.21	0.82	1.29	0.09
16	0.558	0.026	397.80	27.59	0.87	1.67	0.12
17	0.351	0.020	415.35	40.22	0.90	1.75	0.17
18	0.616	0.027	527.79	30.77	0.96	2.22	0.13
19	0.296	0.018	259.91	41.55	0.98	1.09	0.17
20	0.207	0.014	310.39	57.08	1.00	1.31	0.24
21	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL

**Table S3C: T11R02_a $^4\text{He}/^3\text{He}$
thermochronometry**

Step	^3He (10^6 atoms)	(+/-)	$^4\text{He}/^3\text{He}$	(+/-)	SF^3He	$\text{R}/\text{R}_{\text{bulk}}$	(+/-)
2	134.96	0.051	0.004	89.21	0.003	0.224	0.481
3	148.19	0.155	0.011	91.70	0.011	0.230	0.178
4	169.96	0.255	0.015	144.10	0.024	0.362	0.106
5	197.26	0.720	0.029	203.97	0.062	0.512	0.045
6	197.9	0.493	0.023	276.38	0.088	0.694	0.065
7	204.72	0.564	0.025	298.22	0.117	0.748	0.063
8	216.58	0.730	0.029	307.07	0.156	0.771	0.054
9	223.41	0.834	0.031	340.91	0.199	0.856	0.049
10	229.44	1.043	0.036	332.74	0.254	0.835	0.039
11	230.43	1.193	0.038	352.73	0.317	0.885	0.039
12	243.58	1.470	0.043	366.59	0.394	0.920	0.035
13	263.08	2.157	0.053	389.31	0.507	0.977	0.028
14	270.25	1.792	0.048	414.16	0.601	1.039	0.033
15	276.61	1.580	0.045	435.81	0.684	1.094	0.037
16	289.93	1.960	0.050	442.19	0.786	1.110	0.033
17	313.24	1.612	0.045	455.92	0.871	1.144	0.038
18	331.74	0.909	0.033	490.75	0.918	1.232	0.056
19	397.63	1.125	0.037	678.95	0.977	1.704	0.064
20	461.67	0.430	0.021	472.81	1.000	1.187	0.095
21	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL

4.3. Exhumation of the Ayilari range: implications on the Karakorum fault evolution

In order to refine the history of the Karakorum fault, 5 granitic samples were collected on both sides of the fault (**Figure 1**) between the city of Shiquanhe and the Ayilari range.

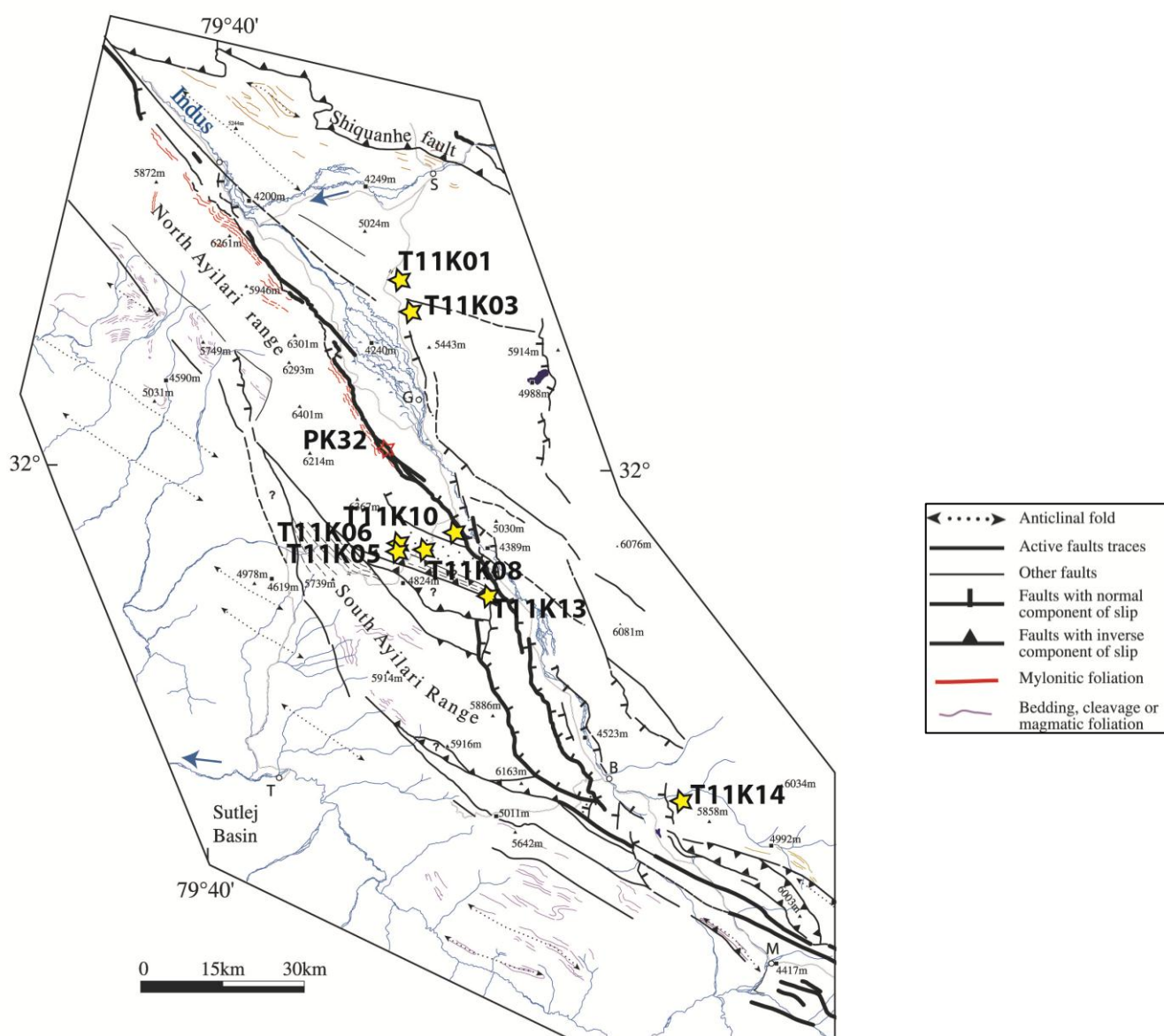


Figure 1. Tectonic map of the Ayilari range and the Karakorum fault system from Valli *et al.*, 2007. Stars indicate the samples location.

The Ayilari batholith belongs to the Gangdese batholith (Schwab et al., 2004). The Gangdese batholith is a magmatic arc related to the North-dipping subduction of the Tethys under the Lhasa block during late Jurassic-middle Cretaceous. As mentioned in the previous chapter 3 samples were collected north to the hanging wall of the fault, near the Indus river. 5 other samples were collected on the Ayilari range, at various elevations, on crests as near a NE-SW narrow valley (50 m large) which presently cut the Ayilari range, where small rivers flow into the Indus river. Rocks consist in granite with 2 micas and granodiorite. Their lithology and deformation is described in Valli et al., 2007, 2008.

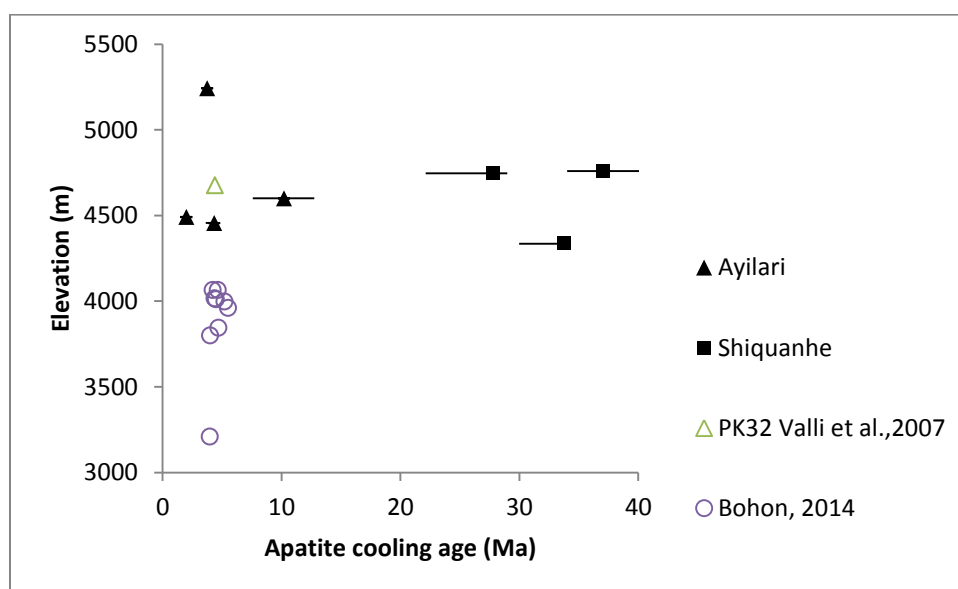


Figure 2. AHe ages plotted vs elevation with comparison with published work (Valli et al., 2007, Bohon, 2014). Triangles correspond to median ages from samples from the Ayilari range, squares to samples T11K01, T11K03 and T11K14. Black lines correspond to the age dispersion. One apatite grain from T11K01 gives an anomalously old age (128 Ma) and was not taken into account.

Samples from the Shiquanhe area have ages ranging from 22 to 37 Ma. Samples from the Ayilari range have cooling ages ~ 10 Ma younger, from 1.63 Ma to 12.7 Ma.

Samples located directly north to the Karakorum fault hanging wall are late Eocene-early Oligocene and samples from the Ayilari range are younger (1.6 to 12.7 Ma). The ages match a previously dated sample from Valli et al. (2007) in the same area (PK32, **Figure 1**). In addition, Bohon (2014) found similar AHe ages further NW, where the fault bifurcates in two

strands (Tangtse and Muglib). These young cooling ages are consistent with the start of the normal motion at 14 Ma, proposed by Valli et al. (2007) (**Figure 3**). Our results do not allow to discuss the initiation age of the strike-slip motion, but confirm the Miocene-Pliocene rapid exhumation of the Ayilari range. Valli et al. (2007) interpret the early cooling phase after 25 Ma (**Figure 3**) as a tectonic exhumation controlled by normal or thrust motions.

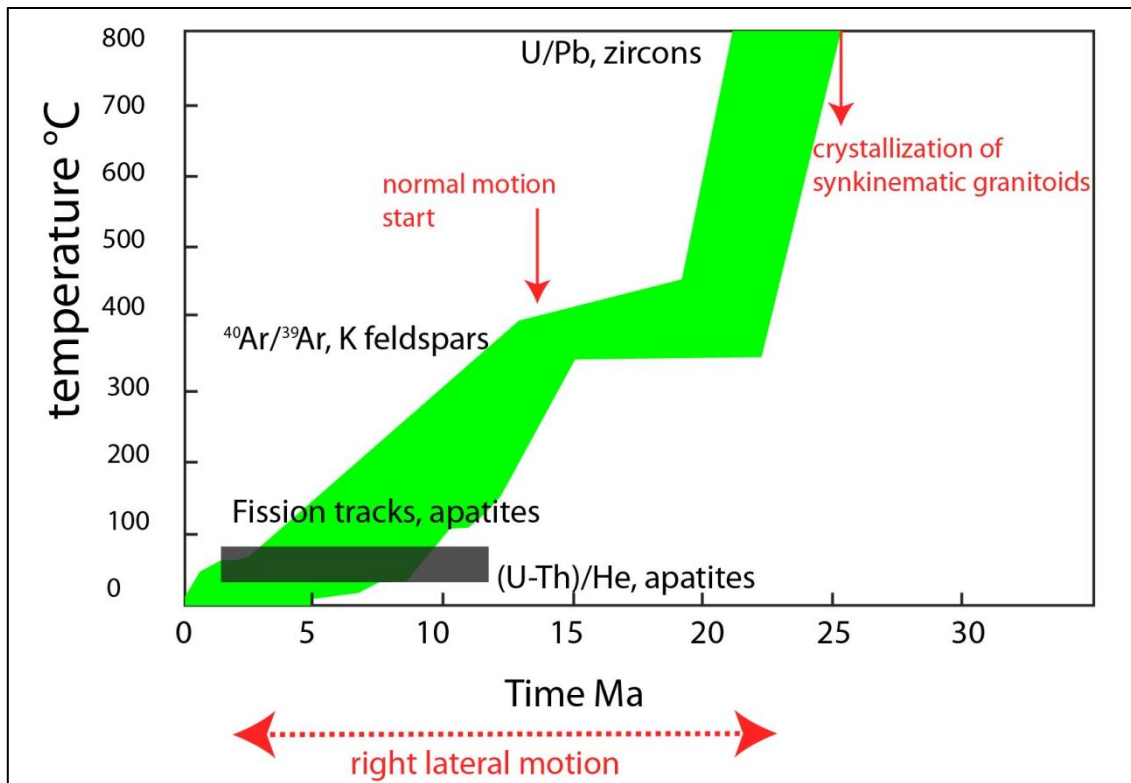
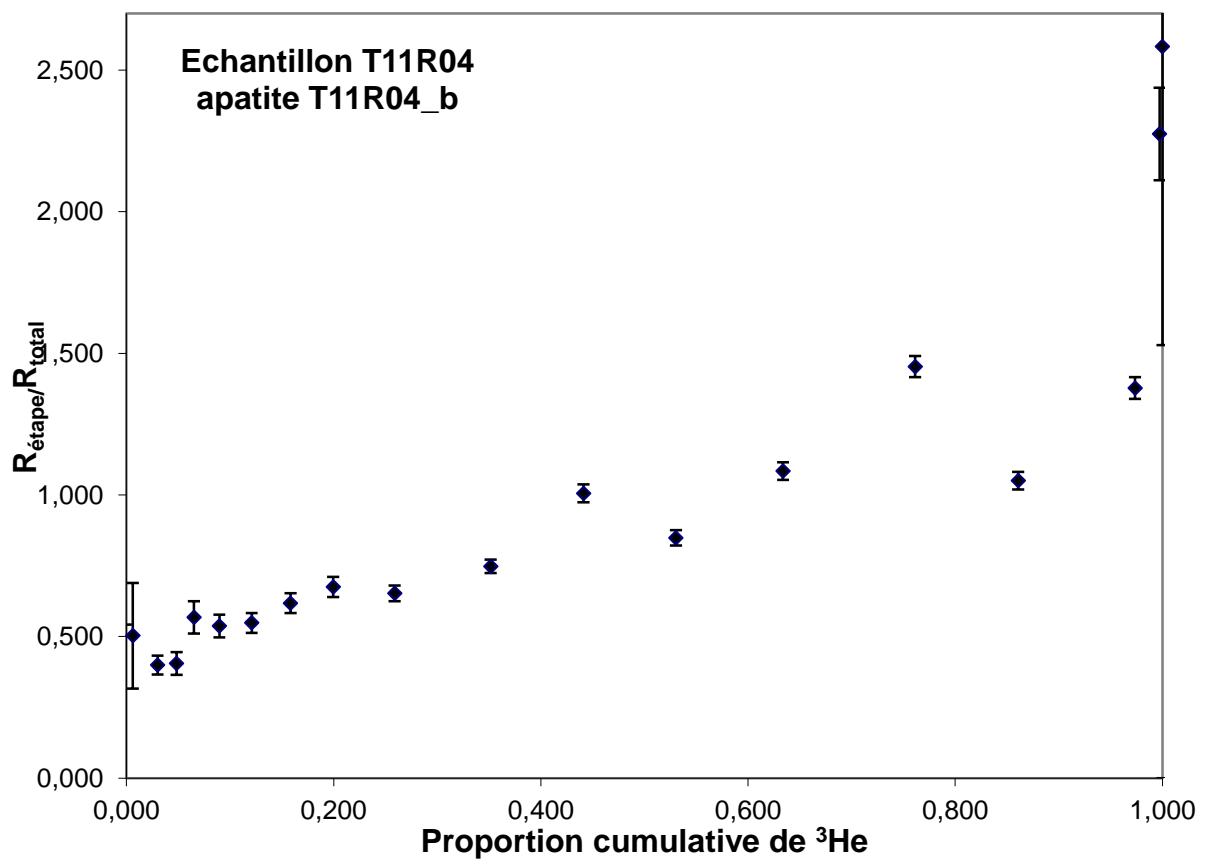
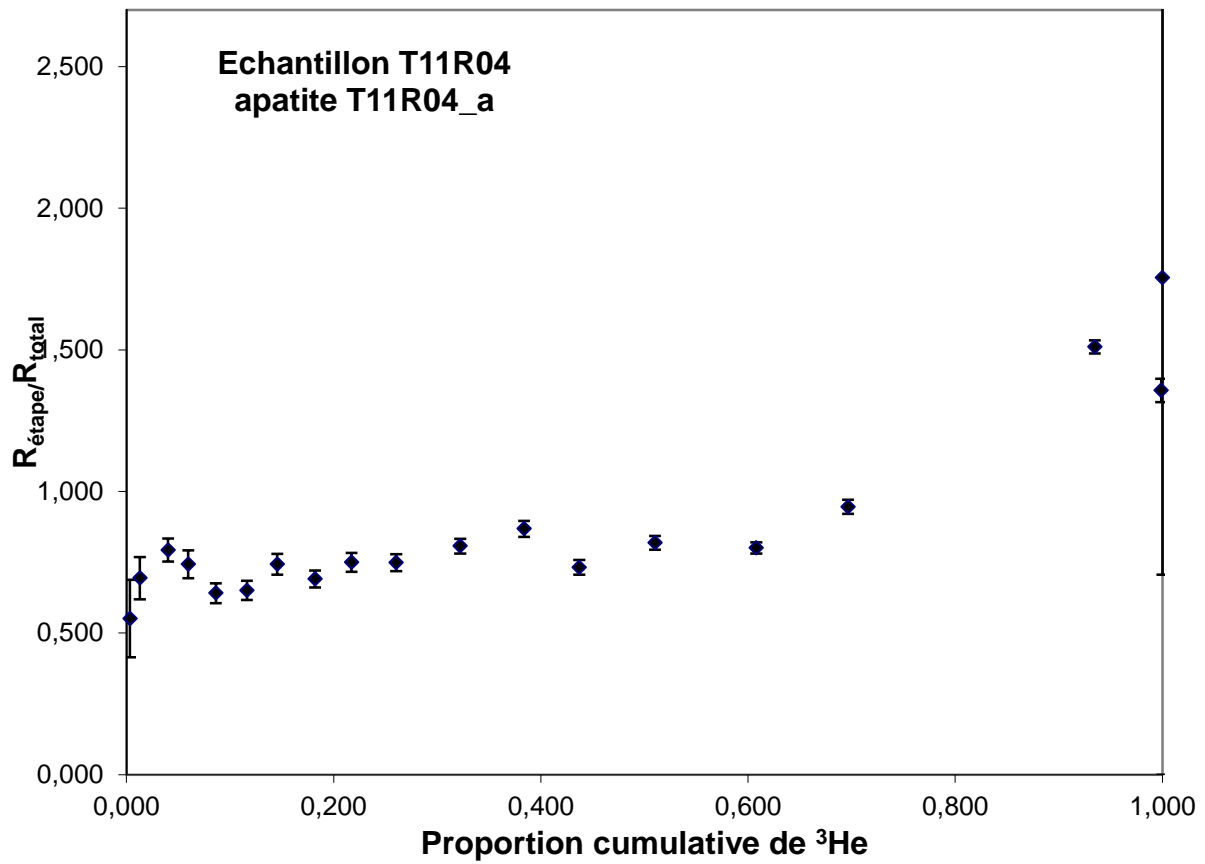


Figure 3. Cooling history of the southern Ayilary range from Valli et al., (2007) with our data added. Black rectangles correspond to spread of ages from the samples.

Table IV.1. Ayilary-Shiquanhe area apatite (U-Th)/He ages

sample	grain	lat (°)	long (°)	elevation (m)	²³⁸ U ppm (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	⁴ He nmol/g	F _T	corrected age (Ma)	+/- (Ma)
T11K01	x	32.3203	80.0090	4760	421.2	554.8	915.8	17.9	0.739	34.02	0.33
	y				437.0	1009.4	1094.9	24.8	0.776	37.04	0.5
	z				461.2	901.1	1007.6	83.3	0.75	128.07	1.68
T11K03	x	32.2680	80.0300	4336	163.7	547.2	550.8	8.3	0.746	29.98	1.68
	y				86.8	251.6	339.0	4.8	0.758	33.77	0.34
	z							7.7	0.733	34	0.45
T11K05	x	31.8538	80.0545	5243	434.3	402.5	69.4	2.0	0.762	3.9	0.04
	y				241.4	277.2	48.5	1.2	0.803	3.75	0.04
	z				200.5	211.1	32.5	0.9	0.763	3.72	0.05
T11K06	x	31.8571	80.0538	5238	116.3	154.3	71.2	0.5	0.806	3.42	0.04
	y				68.8	187.5	61.5	1.3	0.687	13.15	0.22
	z				69.6	153.1	77.5	2.4	0.713	25.45	0.31
T11K08	x	31.8625	80.0898	5245	79.8	193.2	565.9	1.2	0.699	10.21	0.13
	y				64.1	156.3	570.2	0.9	0.744	12.74	0.17
	z				75.6	191.6	511.7	1.3	0.782	7.58	0.11
T11K10	x	31.9152	80.1255	4456	138.2	129.1	205.7	0.7	0.682	4.60	0.07
	y				69.7	32.1	113.6	0.4	0.75	3.63	0.06
	z				77.2	88.6	222.8	0.3	0.725	4.34	0.08
T11K13	x	31.7968	80.2256	4492	84.3	96.5	10.7	0.7	0.682	2.00	0.02
	y				322.1	365.6	94.5	0.7	0.779	1.63	0.02
	z				60.0	80.2	19.2	0.7	0.774	1.99	0.03
T11K14	x	31.4537	80.5609	4747	297.5	1300.5	199.5	14.6	0.672	22.11	0.2
	y				341.1	60.6	428.5	9.5	0.737	27.81	1.14
	z				317.8	1157.7	106.1	12.9	0.787	28.98	0.29

4.4. Annexe : spectres de dégazage $^4\text{He}/^3\text{He}$ de l'échantillon T11R04



CHAPITRE 5

ETUDE DU BASSIN CENOZOIQUE DE JIANCHUAN, YUNNAN : IMPLICATIONS SUR L'HISTOIRE DU PLATEAU TIBETAIN

5.1. Résumé

A la différence de l'Ouest Tibet, la bordure Est du plateau (Yunnan, Sichuan) est soumise à l'influence de la mousson sud-est asiatique et appartient à la zone de drainage externe. A l'Ouest, les sédiments cénozoïques sont rares et forment des affleurements de taille limitée (quelques kilomètres au plus) alors que la bordure Est présente plusieurs bassins tertiaires plus étendus. En particulier le bassin de Jianchuan est le plus grand. A Jianchuan, bien que la série sédimentaire présente quelques hiatus, les cartes géologiques locales, ainsi que les articles publiés sur cette zone (Yan et al., 2012), mentionnent des âges de sédimentation du Paléocène, Eocène, Oligocène, Miocène et Pliocène. Le fait que la série sédimentaire couvre à la fois le Paléogène et le Néogène rend le site de Jianchuan particulièrement intéressant ; c'est pour cette raison que ce bassin a été choisi, car les sédiments sont susceptibles d'avoir enregistré les variations de relief et de climat contemporains de l'évolution du plateau.

Une grande partie du travail de terrain a d'abord consisté à cartographier les différentes unités stratigraphiques et leur relation géométriques, ainsi qu'à contraindre la chronologie de dépôt.

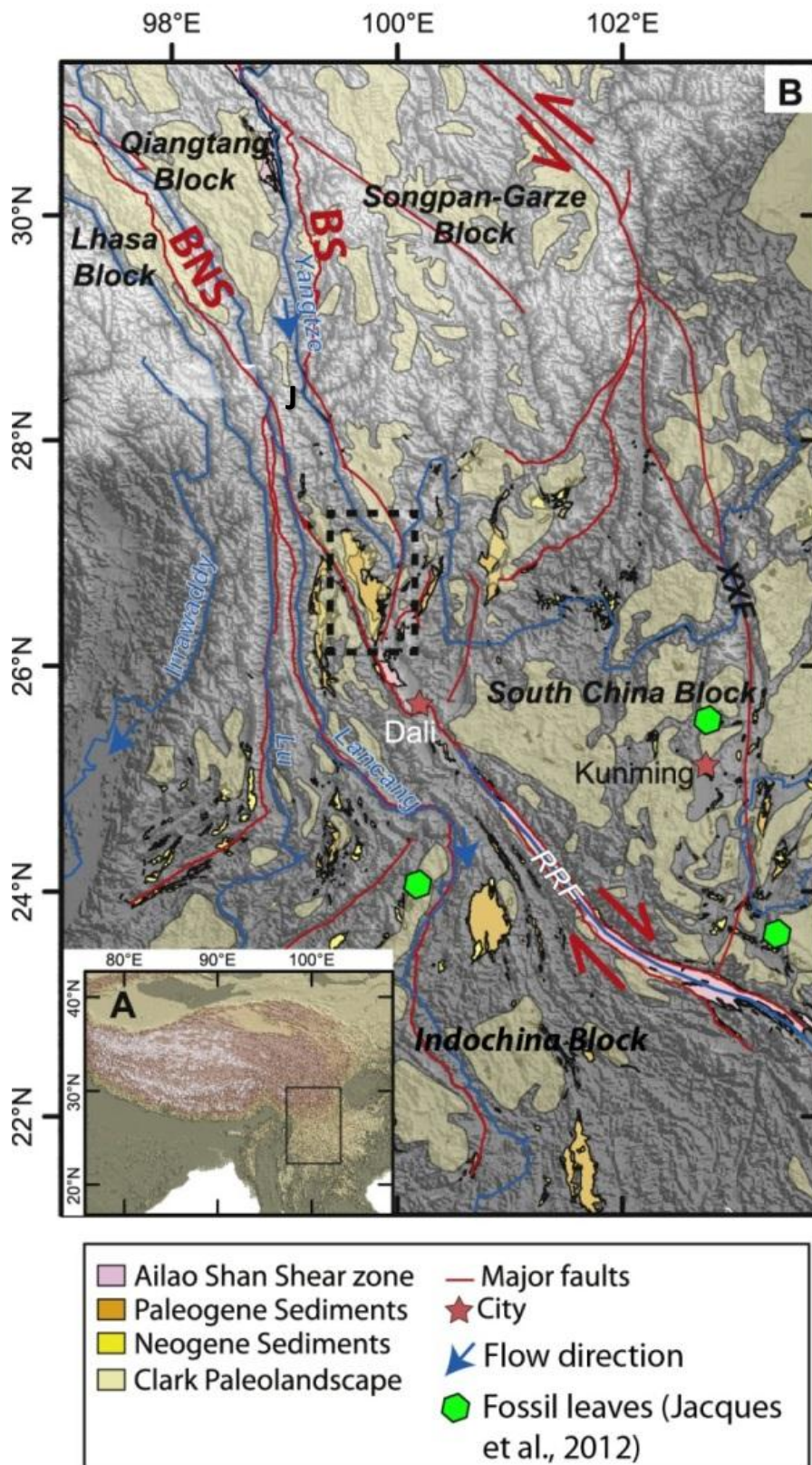


Figure V.1. Localisation du bassin de Jianchuan (J) dans le rectangle pointillé. BNS = Suture du Bangong ; BS : suture de Benzilan ; RFF = faille du Fleuve Rouge. D'après Hoke et al., (2014).

Le bassin est également marqué par un épisode magmatique ultrapotassique Eocène-Oligocène dont on retrouve les traces dans tout le Yunnan et jusqu'au Tibet central (Chung et al., 2005, Lu et al., 2012).

La série sédimentaire proposée par le BGRMY (Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province) est la suivante : les sédiments Paléocène sont essentiellement composés de siltites rouges avec localement des niveaux conglomératiques. Ces sédiments sont interprétés comme des dépôts de plaine d'inondation. Au-dessus, la formation Baoxiangsi (Eocène) correspond à des grès massifs, dont les falaises forment l'essentiel des reliefs. Un affleurement comportait des mégarides. Par ailleurs, nous avons observé à plusieurs reprises des galets mous et des niveaux érosifs à la base de certaines strates de grès, ainsi que des stratifications entrecroisées. Toutes ces observations conduisent à interpréter cette formation comme un ancien système fluvial en tresse.

La formation Jinsichang (Oligocène, BGRMY, 1990) est conglomératique et est recouverte par la formation Shuanghe, datée du Miocène selon le BGRMY mais que nous remettons en question. Cette formation correspond à des niveaux de grès volcanodétritiques mal consolidés, localement intercalés avec des niveaux de charbon et des niveaux carbonatés. Ces carbonates présentent localement des restes de stromatolithes et de roseaux fossiles. L'analyse micropaléontologique des carbonates (stage de master 2 de Inès Eymard, UCBL) suggère que les carbonates sont palustres à lacustres et se sont déposés dans un contexte semi-aride. Ils sont en continuité latérale avec les grès massifs E2, ce qui contredit la stratigraphie proposée par le BGRMY (1990). Enfin, au sommet de la série se trouve la formation de Jianchuan (Pliocène, BGRMY, 1990) peu déformée et également composée de sédiments volcanoclastiques.

La plupart des formations contiennent des roches volcaniques échantillonnées pour préciser l'âge des sédiments. En particulier, deux coulées de laves interstratifiées dans la formation Shuanghe donnent un âge U/Pb sur zircon d'environ 35 Ma. Des niveaux volcanodétritiques de la même formation donnent deux âges de 35,7 +/- 0,2 et 36,4 +/- 0,4 Ma. Enfin, une demi-mâchoire d'un mammifère herbivore de grande taille a été découverte dans une mine de charbon de la formation Shuanghe. Le fossile a été attribué au genre *Zaisamynodon* par P.-O. Antoine (Université de Montpellier). Il s'agissait d'un Rhinocérotoïde géant vivant en Asie à la fin de l'Eocène.

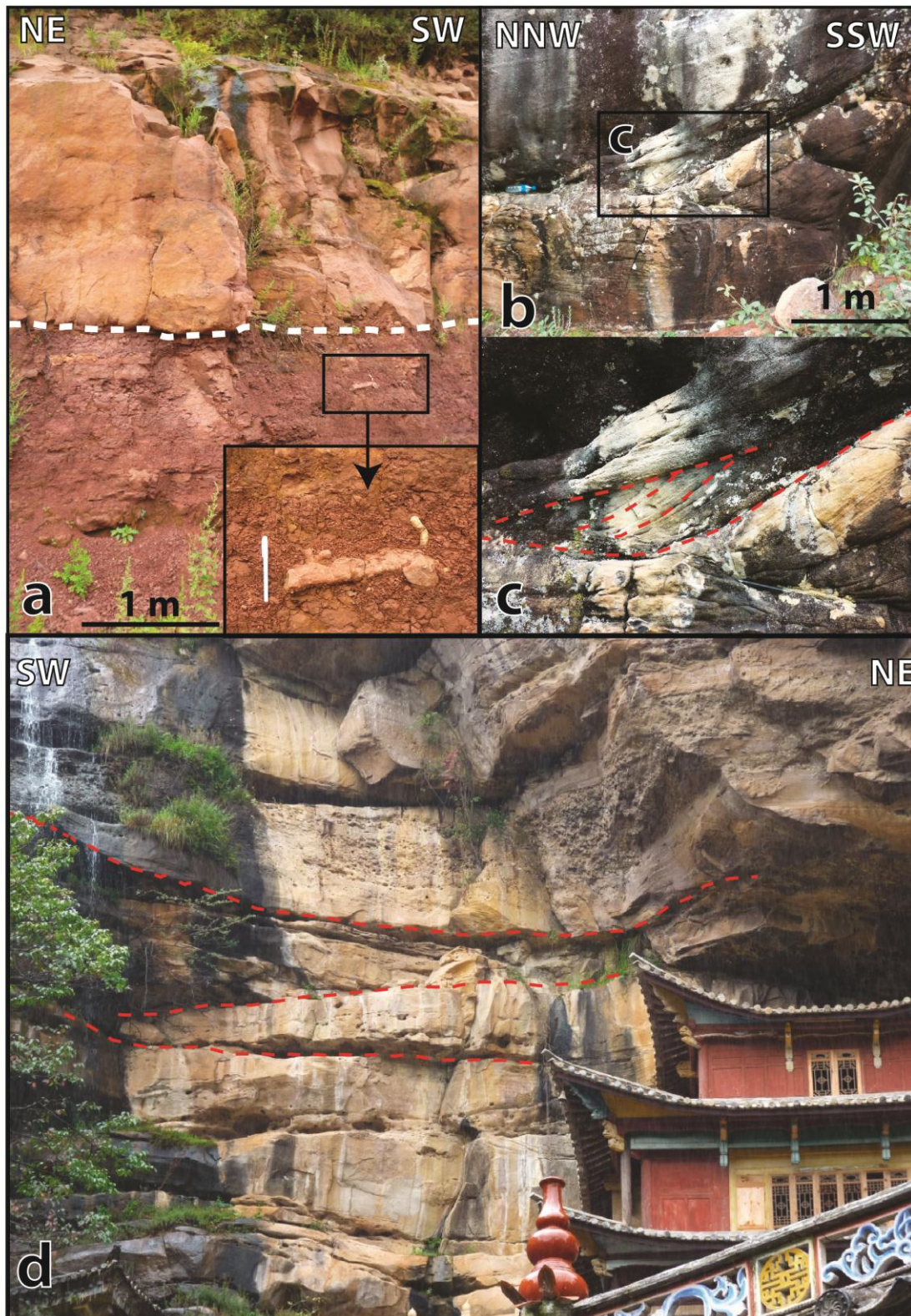


Figure V.2. *Faciès sédimentaires. a) Contact entre les siltites rouges Paléocène (E1m) et les grès massifs Eocènes (E2b). Le détail encadré est une trace de bioturbation. b) et c) mégarides (E2b). d) Stratification entrecroisée dans les grès massifs (E2b) avec des passées conglomératiques.*

Toutes ces données remettent en question l'âge de la formation Shuanghe, attribuée au Miocène par le BGRMY. Ces grès mal consolidés et carbonates lacustres se sont déposés à l'Eocène supérieur. Ils sont contemporains des barres de grès massif de la formation Baoxiangsi. On peut donc proposer une nouvelle carte de Jianchuan, ainsi qu'une stratigraphie modifiée (figure V.3 et V.4).

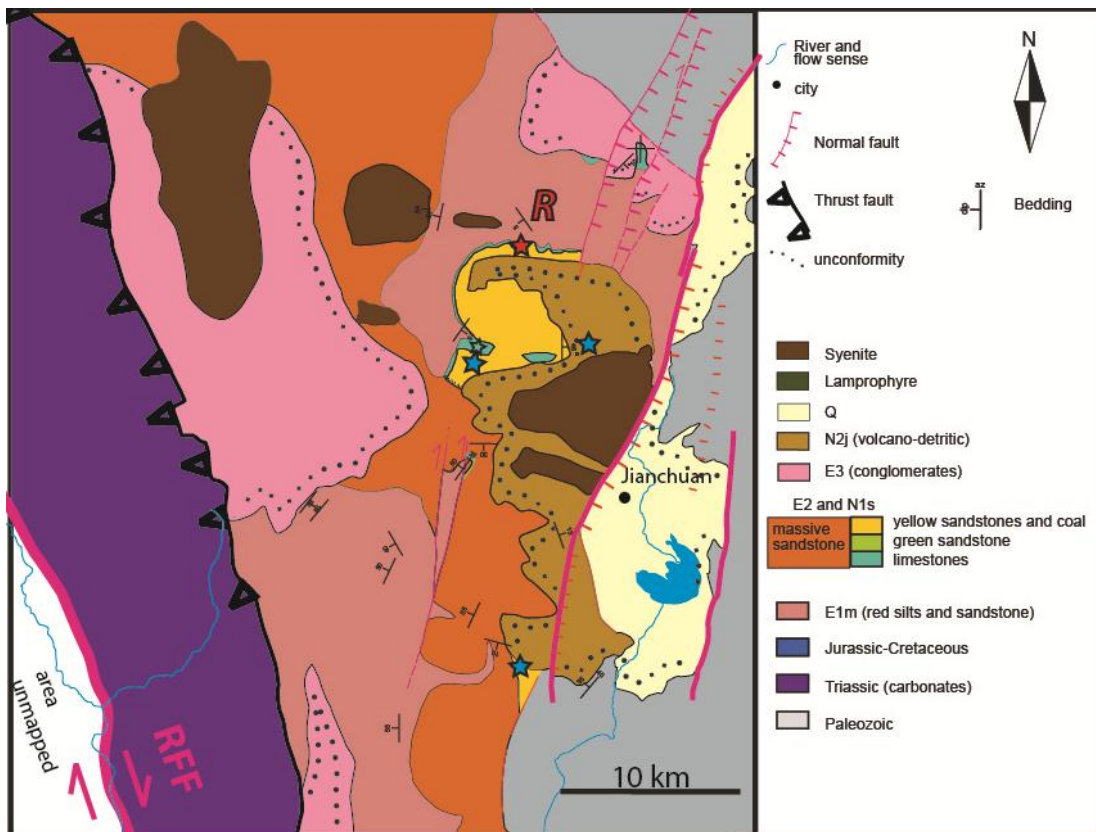


Figure V.3. Carte simplifiée du bassin de Jianchuan. Les étoiles bleues correspondent aux échantillons volcaniques. R = Rhinocérotoïde

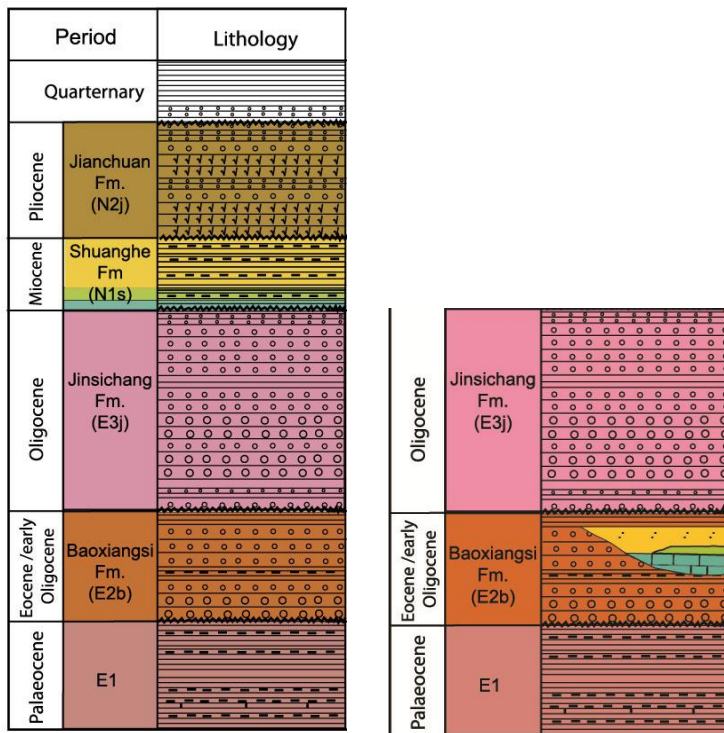


Figure V.4. Stratigraphie du BRGM (1990) et déduite de nos observations (à droite).

En plus de cette implication sur la stratigraphie locale, on peut souligner deux résultats majeurs : à l'Eocène, au Nord Yunnan, le climat était semi-aride et il existait un système fluviatile en tresse large d'au moins 15 km, et qui a recouvert des dépôts de plaine d'inondation. Aujourd'hui, les systèmes en tresse se trouvent principalement dans des zones de pentes modérée, mais l'établissement d'un tel système dépend aussi d'autres facteurs ; en particulier, le dépôt des grès implique la présence d'un relief local, probablement plus au Nord, ainsi que des précipitations suffisantes pour éroder ce relief et fournir l'apport de sédiments nécessaires à un système en tresse. Si Jianchuan se trouvait dans une zone de faible relief à l'Eocène, alors cela tendrait à confirmer l'hypothèse d'un plateau déjà haut à l'Eocène (Hoke et al., 2014, Jacques et al., 2014). Si on compare ces données avec les études paléoaltimétriques consacrées à des sédiments de l'Eocène au Nord-Est (Dupont-Nivet et al., 2008) et au Tibet central (Rowley et Currie, 2006, Cyr et al., 2005), qui montrent également des altitudes hautes à cette période, il semble que la surrection d'une grande partie du plateau se soit faite de façon précoce, en accord avec les modèles de Guillot et Replumaz, (2013).

5.2. Cenozoic palaeoenvironments of the Jianchuan basin (Yunnan), implications on SE Tibet history

In prep.

L. Gourbet, G. Mahéo, P.H. Leloup, J.-L. Paquette, P. Sorrel, I. Eymard, P-O. Antoine, Wang GuoCan, Lu Haijian, Shen Tyiani, M-L. Chevalier, Li Haibing

Introduction

Tibet is the widest and highest plateau on Earth. It covers 200 000 km² at a mean elevation of 5000 m. It is constituted by five microcontinental blocks which collided over Paleozoic and Mesozoic times (Bally et al., 1980). From the South to the North, they are the Lhasa, Qiangtang, Songpan-Garze, Quaidam-Kun Lun, and Qilian blocks. This was followed by the India-Asia collision at 45-50 Ma (see review by Guillot et al., 2003), leading to the Himalayan orogenesis. Debates regarding the plateau uplift and the way it accommodates the collision are still vivid and include: homogeneous thickening (England et Houseman, 1986, 1989 ; Murphy et al., 1997), mantle delamination (Harrisson et al., 1992), Indian plate underthrusting beneath the Asian plate (Powell et Conaghan, 1973 ; Barazangi et Ni, 1982 ; Mattauer, 1984), lateral extrusion of continental blocks along major strike-slip faults (Tapponnier et al., 1982 ; Tapponnier et al., 1986 ; Peltzer et Tapponnier, 1988, Tapponnier et al., 2001), and channel flow (Clark et al., 2000, Royden et al., 2008). These models imply various chronologies for the plateau uplift. Channels flow models imply a late (Miocene) and rapid uplift on eastern Tibet. Delamination models also imply a late Miocene uplift (Molnar et al., 1993), whereas models of crustal thickening support the idea of an early uplift, prior to the collision in southern-central Tibet (Murphy et al., 1997, Kapp et al., 2005), or during Mesozoic and Cenozoic times (England and Houseman, 1988). Northward stepwise plateau uplift models from the Eocene to the Pliocene imply that southern Tibet was already a plateau during Eocene times: Tapponnier et al. (2001) propose the existence of a “Lhasaplano” before the continental collision. It must be emphasized that these models are end-members ; Guillot and Replumaz (2013) propose an alternative model where homogenous thickening alternates with localized deformation phases.

Although Tibet has a global high plateau morphology, it has regional differences (Fielding et al., 1994, Liu-Zeng et al., 2008). The SE part of the plateau has the lowest mean elevation,

characterized by a decrease from 5000 to 1000 m from the North to the South, over a distance of 1000 km (Liu-Zeng et al., 2008). It has also the highest precipitation rate of the plateau: between 2000 and 4000 mm/a, according to Yatagai et al., (2012). It is related to the summer rainfall of the Asian monsoon. SE Tibet is presently eroded regressively by main Asian rivers: the Mekong, Yangtze, Salween, also called the Jinsha, Lancang, Nu rivers. Based on topography analysis and low-temperature thermochronometry it has been suggested that the high plateau propagated eastward, because of a lateral injection of a partially molten lower crust, progressively uplifting the low elevation landscapes of eastern Tibet (Clark et al., 2005; Clark et al., 2000). Kirby et al., (2002), Clark et al., (2005), and Ouimet et al., (2010), show that the fluvial incision accelerated at ca 13-9 Ma, leading to impressive deep gorges carved by the Mekong, Yangtze and Salween rivers. It is interpreted as an increase in the monsoon intensity related to a late uplift of the SE Tibetan plateau (Clark et al., 2005).

A way to investigate the evolution of the plateau is to study sediments which were deposited as the plateau was evolving. Detrital sediments are useful because they can record the palaeoenvironmental conditions, relief and elevation which were contemporaneous to the plateau evolution. The problem is that there is a lack of large detrital basins and continuous strata. In addition, deposition ages are often poorly constrained, because stratigraphic correlations are difficult in a continental environment. This chapter aims to use a local study of Cenozoic detrital sediments in order to better understand the larger scale evolution of the plateau. Here, we focus on the Palaeocene-Pliocene Jianchuan basin, northern Yunnan, China. This study combines a local mapping work, based on field observations and sampling, using sedimentology and dating methods, in order to reconstruct the local deposition environment. Ultimately, we compare our data with plateau evolution models.

1. Geological Setting

Yunnan is located on the southeastern edge of the Tibetan plateau, at the junction between the Qiangtang and Songpan-Garze blocks to the North, and the Indochina and South China blocks to the South (**Figure 1**). Jianchuan is located in the southernmost part of the Qiangtang block, which is squeezed between the Bangong-Nujang suture zone and the Jinsha suture zone. The Jinsha suture zone crosses Yunnan as the NS Benzilan suture zone (Leloup et al., 1995; Roger et al., 2003). The Indochina and South China block are separated by the Red River Fault zone. It corresponds to a main strike slip fault, which is about 900 km long. The motion along the

Ailao Shan-Red River shear zone was left lateral with a corresponding offset ranging from 700 +/- 200 km (Leloup et al., 1995, 2001, 2007). The initiation age of the left lateral motion and its duration are debated. The initiation age ranges from ca 30-36 Ma (Cao et al., 2011, Leloup et al., 1995, Schärer et al., 1994, Harrison et al., 1992; Leloup and Kienast, 1993; Zhang and Schärer, 1999; Gilley et al., 2003) to after 27 Ma (Chung et al., 1997, Searle et al., 2006). There is also geomorphic evidence of right lateral motion along the Red River fault after 11 to 5 Ma with a ~ 60 km offset (Leloup et al., 1995, 2001, Replumaz et al., 2001). Analogical models and field observation suggest that this major fault allowed the lateral extrusion of the Indochina block as a response to the India-Asia collision (Tapponnier et al., 1982 ; Tapponnier et al., 1986 ; Peltzer et Tapponnier, 1988), followed by the south China block extrusion after the fault motion reversal (Tapponnier et al., 1986).

The Jianchuan basin *sensu stricto* is filled with Quaternary sediments and bounded by active NS normal faults (Figure 2). It stands at ~2100 m of elevation. West to the city of Jianchuan, there is a 30-km-large (EW), 100 km long (NS) area mostly covered by Palaeogene and Neogene continental sediments (BRGM, 1990) at elevations ranging from 2300 to 3500 m. These sediments unconformably overlay Triassic and Permian sedimentary terranes. In the following text, “Jianchuan basin” refers to this Tertiary basin. Based on the BRGM geological maps (1990), five main units can be distinguished in the Jianchuan basin: E1m (Paleocene), E2b (Eocene), E3j (Oligocene), N1s (Miocene) and N2j (Pliocene).

To the southwest, the Jianchuan basin is bounded by the Red River fault zone. To the East, the Jianchuan basin is bounded by active NS normal fault which attest of a recent EW extension (Allen et al., 1984, Leloup et al., 1995, Replumaz et al., 2001). 20 km north to the basin flows the major Yangtze River. Its peculiar hair pin shape (called the Yangtze first bend) has intrigued geologist for decades. Recent studies (Clark et al., 2004, Kong et al., 2012 ; Wang et al., 2013) seem to confirm the first hypothesis of Barbour (1936) who thought that the Yangtze river was flowing to the south, at the location of the Jianchuan basin, before experiencing a reorganization of its course. Based on burial ages, Kong et al., 2013 suggest that this change occurred recently, over Pleistocene times, although Kao et al., 2014 observe a drainage reorganization during Miocene times.

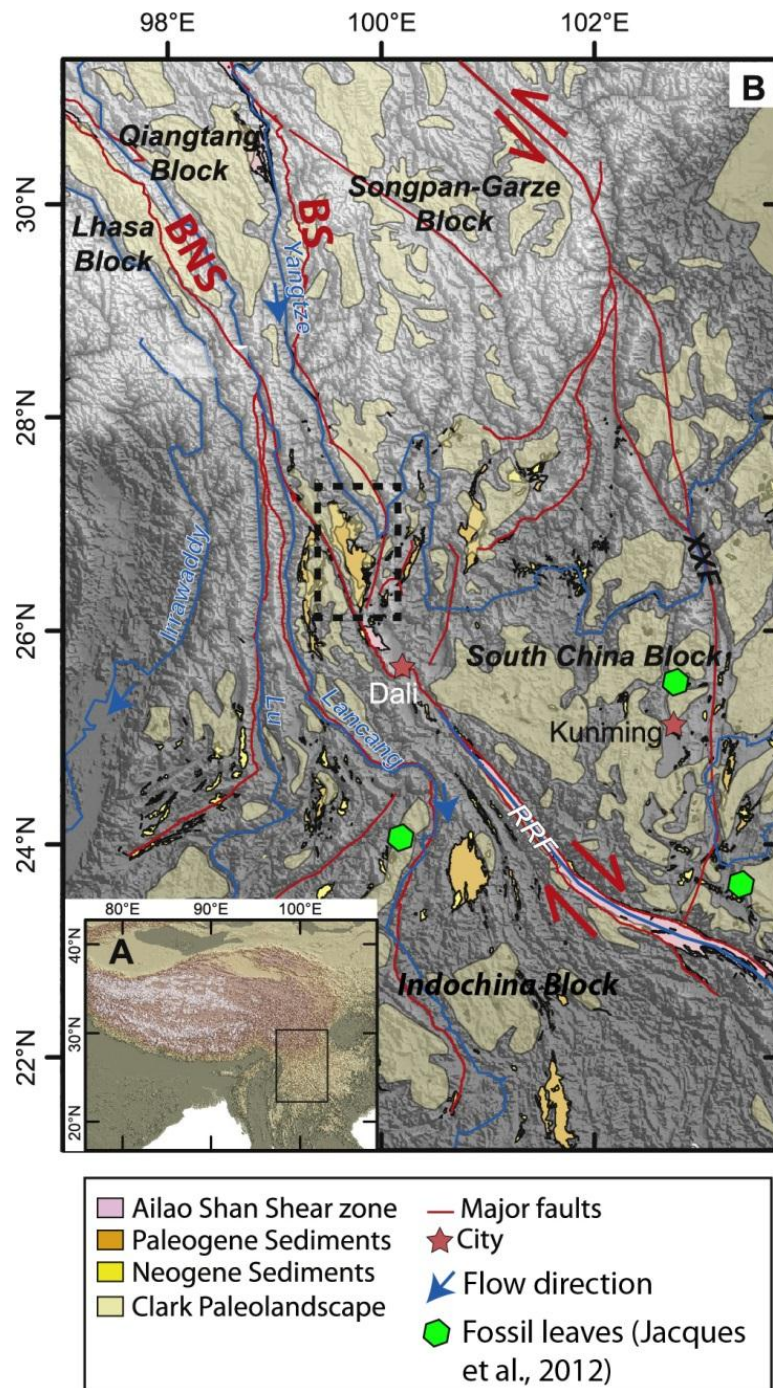


Figure 1. A) General topographic map. B) SE edge of the Tibetan plateau (Yunnan, N Myanmar, N Laos, N Vietnam) with location of the major faults (BGMRY, 1990) and tertiary sedimentary basins, including the Jianchuan basin indicated with a black rectangle. The green pattern corresponds to the low relief relict mapped by Clark et al., (2004). The dotted box indicates Figure 2 location. BNS: Bangong-Nujiang suture; BS: Benzilan suture. Modified after Hoke et al., (2014).

In addition, the basin includes several metric to kilometric magmatic bodies, in particular, trachytic dykes and syenitic plutons (BRGM, 1990), as shown on Figure 2. They are related to an Eocene-Oligocene ultrapotassic magmatic event, which occurred not only in the Jianchuan basin, but from throughout Yunnan (Schärer et al., 1994, Lu et al., 2012, Lin et al., 2005, Zhu et al., 2009, Wang et al., 2003, Liang et al., 2007) to eastern and central Tibet in the Qiangtang block (review of Chung et al., 2005). These widespread ultrapotassic outcrops have been interpreted as products of the Tibetan slab break-off (Kohn et al., 2002), of lithospheric delamination (Chung et al., 2005, Lu et al., 2012), or of continental subduction (Ding et al., 2003). In Yunnan, the emplacement age of the intrusions ranges between 32.5 +/- 0.3 and 36.9 +/- 0.3 Ma (Schärer et al., 1994, Lu et al., 2012, Lin et al., 2005, Zhu et al., 2009, Wang et al., 2003, Liang et al., 2007); the volcanites emplacement age ranges between 36.6 and 33.4 Ma (Lu et al., 2012). More specifically, in the Jianchuan basin, Schärer et al., (1994) and Lu et al., (2012), described a subvolcanic syenite/monzonite intrusion into detrital sediments (described as Eocene red beds) that they dated at ca 35-37 Ma (figure 2); Yang et al., (2013) dated a trachyte dyke at ca 37 Ma (figure 2). Besides the trachytic dykes and syenitic plutons, the Jianchuan basin is also rich in volcanoclastic sediments, described by Hoke et al., (2014) and dated at ca 37 Ma. One exception to the late Eocene ages for the magmatic rocks of the Jianchuan basin must be emphasized: Xiang et al., (2009), dated described a trachyte of Pliocene age (figure 2). We will discuss this age later.

2. Mapping

In order to understand the geometry of the sedimentation we mapped the Jianchuan area and established the corresponding stratigraphy (log), based on field investigation and published data (see figure 2).

2. New mapping of the Jianchuan Cenozoic basin

The E1m formation (Palaeocene, BRGM, 1990) is affected by local synsedimentary normal faults and is locally strongly folded. The fold axis directions are mainly NS, NNE-SSW and NNW-SSE. The Baoxiangsi formation (E2b, upper Eocene, BRGM, 1990) overlays the E1m formation. The upper Eocene age is based on Charophytes assemblages (Yan et al., 2012, BRGM, 1990). Stratification dip ranges from 0 to 50° with a NE-SW, NW-SE or NS azimuth. Northward this formation is replaced by carbonates mapped as N1s, (Shuanghe

formation) capped by yellow sandstone, coal and interbedded volcanoclastic levels. Such lateral variation is in contradiction with the Miocene age of the Shuanghe formation (BRGM, 1990) and led us to a revisited stratigraphy (**figure 2**). Overlaying the Baoxiangsi formation is the Oligocene Jinsichang E3 formation (BRGM, 1990). The Oligocene age is based on ostracod assemblages (Yan et al., 2012, BRGM, 1990). According to the BRGM geological map the N1s formation is unconformably overlain by the undeformed N2 Jianchuan formation (Pliocene, BRGM, 1990). However, our new field study did not evidence significant unconformity between the two units. Area previously mapped as N2 are characterized by transition from yellow sandstone to thick volcanoclastic sediments (volcanic sandstones and breccia) rich in amphiboles and potassic feldspar. The volcanic block in the breccia are trachytes similar with the Eocene-Oligocene ultrapotassic rocks. Moreover, we found a trachytic dyke crosscutting the N2 formation that we also associate with the Eocene-Oligocene volcanic event. Actually, in map view the N2 formation appears to surround one syenite body. In the border of this latter we observed a progressive transition from plutonic to volcanic texture. This border is then covered by volcanoclastic sediments. Thus we propose that this syenite body may be a volcanic center and the N2 formation would correspond with the deposits on its side. In the following paragraphs, we used new U/Pb zircon dating to test our new stratigraphic interpretation.

3. Age constraint

3.1. Zircon (U/Pb) dating

The Jianchuan area is rich in magmatic bodies and, as emphasized in the previous paragraphs, volcanosedimentary rocks. The following paragraphs describe the volcanites type, lithology, and geometrical relationship with the Cenozoic sediments. Location of volcanic samples is indicated on **Figure 2** and dating results are presented in **Figure 6**.

Analytical technique

In order to obtain zircons, samples were crushed and sieved. Heavy liquids (bromofome, diiodomethan) and a Frantz isodynamic magnetic separator were used on the fraction of granulometry ranging from 125 to 80 microns and 250 to 125 microns, to separate the crystals according to their density and magnetic properties. The final stage consists in carefully handpicking unbroken, automorphic zircons, and setting them in epoxy. U-Th-Pb isotopic data were obtained by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) at the Laboratoire Magmas & Volcans (Clermont-Ferrand, France). The analyses involved the

ablation of minerals with a Resonetics M-50 Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm (Müller et al., 2009). Spot diameters of 25 µm were associated to repetition rates of 3 Hz and fluency of 5.5 J/cm². The ablated material was carried into helium and then mixed with nitrogen and argon before injection into the plasma source of a Thermo Element XR Sector Field high-resolution ICP-MS. The analytical method for isotope dating of zircon with laser ablation ICPMS is basically similar to that reported in Paquette and Tiepolo, (2007), Hurai et al., (2010) and Paquette et al., (2014). Data are corrected for U-Pb fractionation occurring during laser sampling and for instrumental mass bias by standard bracketing with repeated measurements of GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004). Repeated analyses of 91500 zircon (Wiedenbeck et al., 1995) standard treated as unknowns, independently control the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER[®] from Macquarie Research Ltd (van Achterbergh et al., 2001; Jackson et al., 2004). Calculated ratios were exported and Concordia ages and diagrams were generated using Isoplot/Ex v. 2.49 software package by Ludwig (2001). The concentrations in U-Th-Pb were calibrated relative to the certified contents of GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004).

Shuanghe Formation (N1s)

Samples J120 and J121

A 10-m-thick, subhorizontal level of poorly consolidated sandstone, mapped as Miocene (Shuanghe formation, BGMRY, 1990), is interbedded within two lava flows (**Figure 5a**). It also contains centimetric layers of laminated, lacustrine carbonates. We collected sample J121 (lower lava flow) and J120 (upper lava flow). Samples contain K-feldspars and biotites with oxydes inclusions. Minor phases include apatites and zircons. Zircons grains are euhedral in J121 and have a rounded morphology in J120, which suggests that they are inherited.

25 analysis were performed on 12 zircons from J121. Grains are homogeneous, without age difference between the core and the rim of the crystals. Except one Ordovician grain (see **Figure 6g**), 11 zircons (22 analysis) yield a concordant ²⁰⁶Pb/²³⁸U age around 35 Ma. The corresponding lower intercept on the Terra and Wasserburg diagram (**Figure 6h**) is 35.8 +/- 0.3 Ma, which we interpret as the emplacement age of the lower lava flow. It gives a lower boundary to the sandstone level.

Regarding sample J120, 43 ages were calculated using 36 zircons. The ages are dispersed, with ages ranging from late Eocene to Mesoproterozoic. One single grain (not shown in the figure) is 1.5 Ga old. 8 zircons define an upper intercept on the Concordia diagram at 816 ± 8 Ma (**Figure 6i**). Their high U/Th ratio indicates a magmatic event. Some zircons with ages ranging from 500 to 600 Ma are probably metamorphic grains, because their Th/U ratio is low (< 0.05). Another group (5 zircons) has a Triassic age. One single grain (2 spots) is 35 ± 1 Ma old, as shown on **Figure 6j**. The high content of this sample in inherited zircons is consistent with the smooth grain morphology. Because of the multiple age groups in J120 (inheritance), the youngest grains at ca 35 Ma correspond to the upper boundary for the sandstone deposition. J121 gives a more robust upper boundary at 35.8 ± 0.3 Ma. Although the precise location is not known, Yang et al., (2014), reported a 36.39 ± 0.67 Ma, likely sampled in a volcanic dyke in the Baoxiangsi formation (sample DX-030-6).

J168A and **J203** were sampled in outcrops mapped as Miocene (N1, Shuanghe formation, BGMRY, 1990) and distant of 800 m (horizontal distance) and 130 m (elevation difference). Sedimentary rocks consist in yellow laminated sandstones with coal levels. Sample J168 is a volcanoclastic rock sampled in a local coal mine. It is volcanosedimentary and rich in biotites, and also contains amphiboles. J168 was not sampled *in situ* but in debris coming directly from the mine. Major phases include K-feldspars and plagioclase feldspars. Minor phases include apatites and zircons. Sample J203 comes from a 30-cm-thick level of tuff interbedded within dm-thick sandstone and clay strata. The tuff contains K-feldspars and coal fragments. Both samples contains automorphic zircons used for U/Pb dating.

38 spots were analyzed on 22 zircons from J168. Zircons have a rough content in U of 200 ppm and a Th/U ratio ranging between 0.5 and 0.9, which show a clear magmatic origin. One single zircon shows an age difference between the core and the rim, as shown on **Figure 6a**. Except this inherited core, all other zircons have similar ages both in the cores and rims. 32 analytical data plot in a concordant position at 35-36 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age) on the Terra and Wasserburg diagram (**Figure 6b**). The lower intercept given by the linear regression through 34 data (2 discordant points) is 35.7 ± 0.2 Ma.

32 analysis on 24 zircons from sample J203 were performed. For all grains there is no age difference between the core and the rim. Grains have a high U content (> 1000 ppm). The Th/U ratio ranges from 0.1 to 1, which indicate a clear igneous origin. Sample J203 contains

10 inherited zircons with concordant ages ranging from 2.5 Ga to 51 Ma (see **Figure 6c**). 14 zircons have Tertiary ages with 16 analytical points out of 18 plotting at 35-38 Ma. 18 data define a lower intercept at 36.4 +/- 0.4 Ma.

Hoke et al., (2014) estimated a similar age using zircons from volcanoclastic sandstones in the same area as J168A and J203: 37.1 +/- 0.78 Ma (U/Pb, sample JIAN-11-05). We do not know the precise location of this sample but it appears (Liu-Zheng, personal communication) that it was collected at lower elevation than J168A, i.e. lower in the stratigraphy. This is consistent with the younger age of J168A. We can reasonably conclude that 35-37 Ma corresponds to the age of the strata deposition in this area.

On the other hand, Xiang et al., (2009) reported an apatite fission track age of 15.8 +/- 0.8 Ma for the N1s formation. However, it appears that their sample (sandstone, FT-03, located on **Figure 2**) was collected about 90 m from a trachyte intrusion mapped as a syenite (BRGM, 1990). Schärer et al., (1994), described an outcrop distant of less than 3 km in the same magmatic body, in which they dated a monzonitic-syenitic sample at 35 +/- 0.1 Ma (**Figure 2**). This age is close to the 35.6 +/- 0.3 Ma zircon U-Pb age reported by Lu et al., (2012) (sample JC-9, syenite, same location). Xiang et al. (2009) obtained an apatite fission tracks age of 3.1 +/- 0.5 Ma. A partial reset of the N1s apatites due to the volcanic intrusion is unlikely, as the mixed age should be older than the intrusion age. A more likely hypothesis is that the N1s apatite fission track age is a cooling event related with the local erosion following deposition around 35 Ma.

Jianchuan N2j formation

J161 was sampled in volcanoclastic sandstone mapped as Pliocene (N2j, Jianchuan formation, BRGM, 1990). Major phases include green amphiboles. 30 analysis were performed on 20 zircons which are euhedral. Th/U ratios range from 0.1 to 1, which indicate a magmatic origin. Grains show no age difference between the core and the rim. As shown on the Concordia diagram on **Figure 6e**, 17 data, corresponding to 9 zircons, define an upper intercept at 819 +/- 8 Ma. On the Terra and Wasserburg diagram of **Figure 6f**, 3 analytical point (2 zircons) are nearly concordant around 35-36 Ma and define a lower intercept at 35.9 +/- 1.1 Ma (MSWD = 1.5). We consider as a lower boundary for the sandstone deposition. Because of the low number of concordant point this age does not bring a strong constraint on the N2 formation age. However, in November 2014, we sampled volcanic intrusions and volcano-detrital breccia from the N2j formation, in order to perform U-Pb dating. The

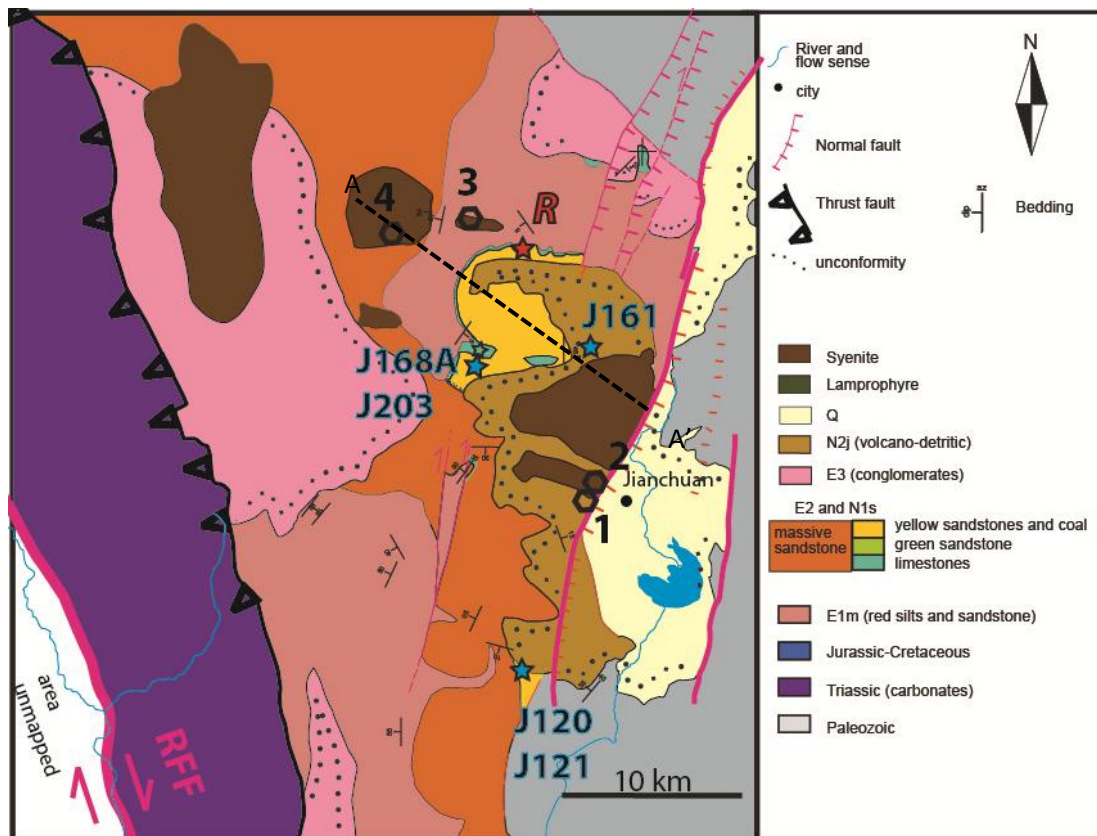
petrological similarities between these volcanites and the ~ 35 Ma N1s volcanites may suggest a similar age.

3.2. Palaeontological remains

About 5 km NNE to the sampling site of the volcanites J168A and J203, in the same yellow sandstones interbedded with coal deposits, was found well-preserved mammal dental remains (see **Figure 2** for location). The fossils were discovered by local people from the village of Dongfengping, approximately 15 km NNW of Jianchuan. They were identified based on photographs and measurements taken in-situ.

The left hemimandible includes two well preserved molars (m1-m2, see **Figure 5b**). An isolated left lower third premolar (p3) and a right fourth premolar (p4) were also found in the same locality. Due to compatible patinae, morphological features, and tooth wear, all these specimens were most likely belonging to the same adult individual. Features such as the huge dental size, the extreme reduction of p3, the presence of flat ectolophids, the strong obliquity of lophids, and the moderate crown height point to a giant amynodontid rhinocerotoid, further referable to *Zaisanamynodon* Gromova, 1971 (Lucas and Emry, 1996; Lucas et al., 1996). This genus corresponds to a giant hippo-like amynodontine, thus far restricted to the late Eocene Ergilian Asian Land Mammal Age in China, Kazakhstan, and Japan (Tsubamoto et al., 2007). In Yunnan, the Ergilian interval yields a rich and diversified mammalian assemblage (BRGMY, 1990), including *Zaisanamynodon* (Lucas, 2013). Amynodontidea are often partially aquatic; *Zaisanamynodon* is described as a ground dwelling browser (fossilworks.org). It was probably adapted to a forest environment, but it not possible to know from the cranial anatomy if *Zaisanamynodon* was adapted or not to high elevation.

2a)



2b)

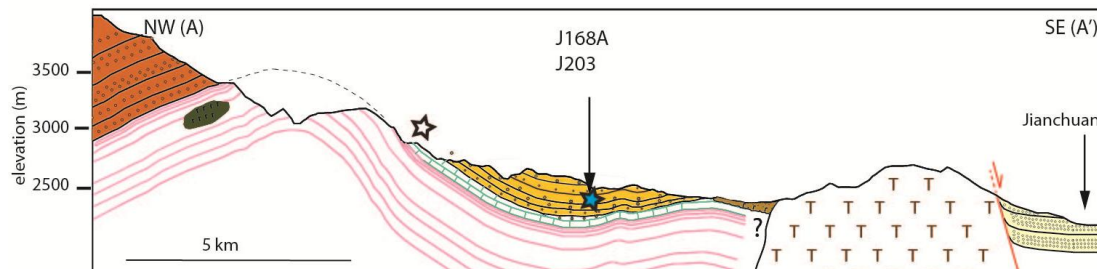
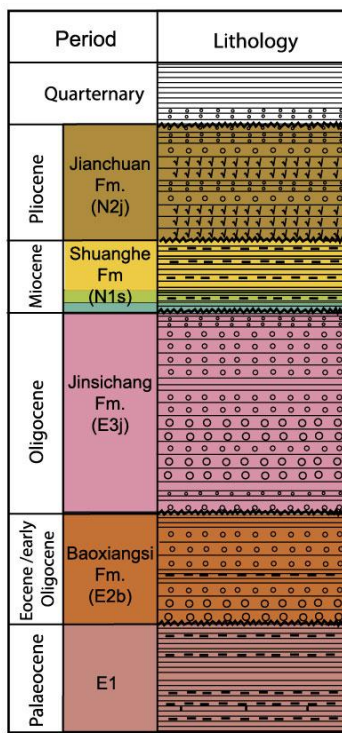


Figure 2 a. Sketch map of the Jianchuan area based on fieldwork observations and structural interpretations. RFF: Red River Fault. Samples for U/Pb dating are indicated by blue stars. R = Rhinocerotoid. The empty star indicates the location the palustrine limestone deposits analyzed on Figure 4. Polygons correspond to published absolute ages. 1: Xiang et al., 2009, 2.4 +/- 0.8 Ma; 2: Schärer et al., 1994, 35 +/- 0.1 Ma and Lu et al., 2009, 35.6 +/- 0.3 Ma (u-Pb); 3 and 4: Lu et al., 2012, 35.3 +/- 0.4 Ma and 35.6 +/- 0.3 Ma. b. NE-SW cross section corresponding to the dotted line on a).

2a



2d

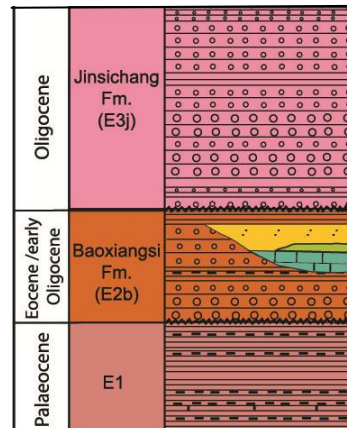


Figure 2 (continued) c. Stratigraphy from BRGM, 1990, modified from Yan et al., (2010). d. This study's stratigraphy deduced from structural observations and absolute dating. Vertical exaggeration is a factor 5.

3.3. Discussion on age constraints

It appears that all absolute and palaeontological data predate the local age of the Shuanghe (N1s) formation, which was mapped as Miocene. In the Jianchuan area, our data point to a late Eocene age for this formation. This is consistent with our structural observations (*cf* cross section, **figure 2**): the yellow coal-bearing sandstones (N1s) correspond to a lateral variation of the Eocene massive sandstone facies E2 (Baoxiangsi formation). In addition, the coal-bearing sandstones are stratigraphically above the palustrine/lacustrine carbonates described in paragraph 2. It allows to attribute a minimum late Eocene boundary to the deposition age of the palustrine carbonates.

Regarding the N2j formation, although we do not have robust absolute age constraint, our observations support the idea that it is probably Eocene, because of the petrologic similarities between dated volcanic samples and the volcanic formations that intrude the N2j sediments. In that case, it would mean a 15-20 Ma sedimentary hiatus between a major Eocene-Oligocene deposition phase, contemporaneous from the magmatic event which led to the various magmatic bodies that we described, and a Pliocene sedimentation that is presently controlled by the NS normal faults. Alternatively, Miocene sediments could have been deposited then eroded.

Regarding the E1m (Palaeocene, BRGM, 1990) formation, we do not have age constraints. Lu et al., (2012) dated a syenitic body at 35.3 +/- 0.4 Ma (sample JC-7, U-Pb, see figure 4 for location) that intrudes the E1m sediments. It gives an upper boundary to the deposition age.

4. Sedimentology analysis and palaeoenvironments

The E1m formation consists in red fine siltstone, as shown on **Figure 3a** with local lenticular conglomerate levels. Some outcrops show root traces and bioturbation evidence. These sediments are consistent with a flood plain environment. The lower levels of this formation contain channel conglomerates levels. The siltites are cut by numerous metric to decametric lamprophyres surrounded by centimeter-scale contact aureole. The Baoxiangsi formation overlays the E1m formation. Both local angular unconformity and gradual transition, characterized by a progressive decrease of the siltstone and an increase of the sandstone have been observed.

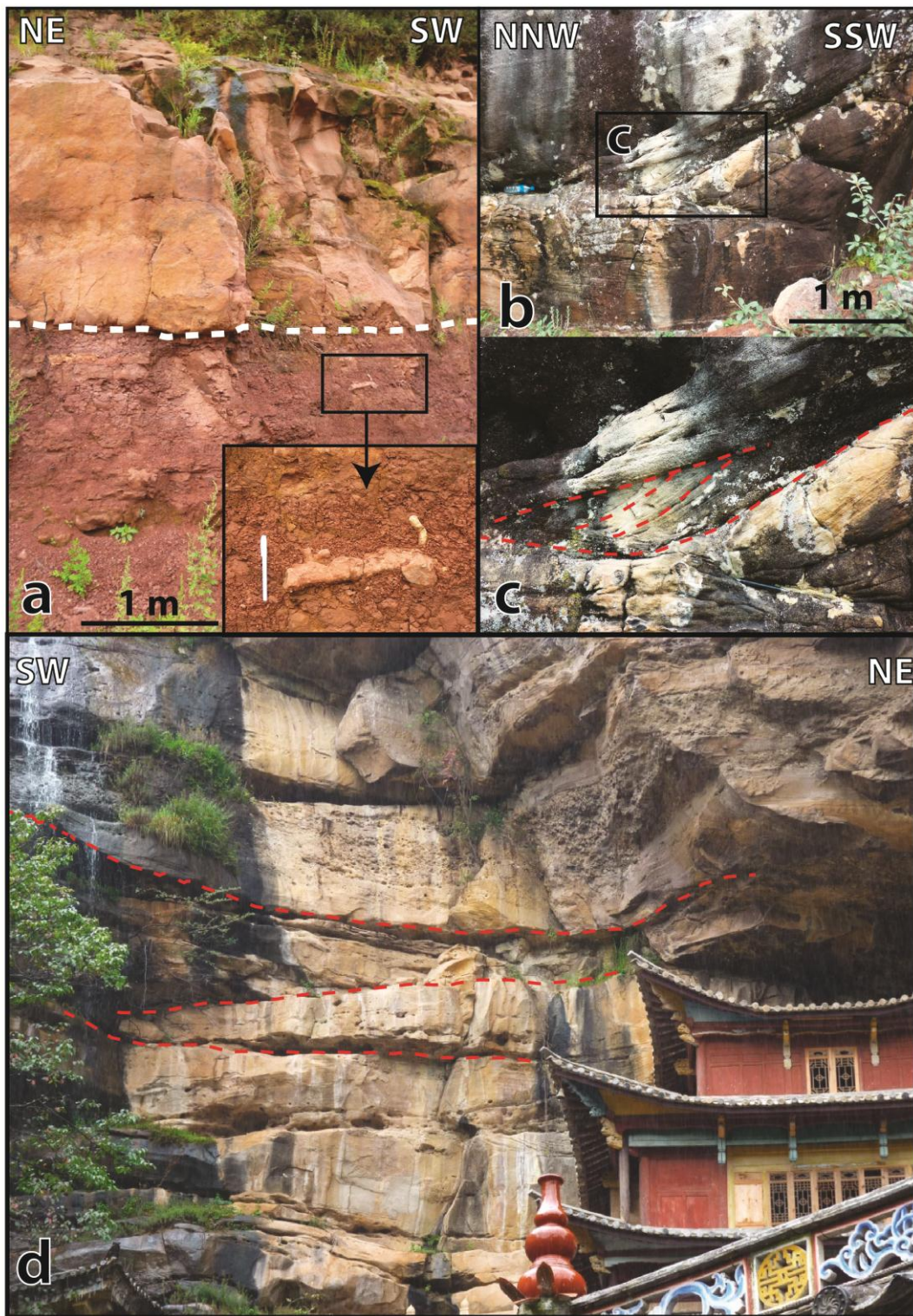


Figure 3. Photographs of various sedimentary facies.

a) boundary between red siltites from the Palaeocene ($E1_m$ formation, BRGM, 1990) including bioturbation, and massive sandstones from the Eocene Baoxiangsi formation ($E2b$, BRGM, 1990) overlying the siltites. Stratification is subhorizontal; b) and c) megariipples in sandstones including reactivation surfaces from the $E2b$ formation; d) massive sandstone from the $E2b$ formation, with cross-stratification emphasized by the red dotted line, and erosive levels at the base of the strata. There is a local meter-thick level of conglomerates at the top.

It consists of massive, well-sorted fluvial sandstone, also observed by Clark et al., (2004). There are also meter-thick conglomerates lenses corresponding to fluvial channels eroding the sandstones. Boulders are rounded and their size is centimeter to decimeter-scale. Boulders are mainly composed of carbonates. We also observed one single mylonitic boulder, but no volcanites. The sandstone colors vary from orange to yellowish. Beds thickness ranges between 50 cm and a few meters. E2 sandstone forms well visible ~100 m high cliffs which dominate the landscape. Some outcrops have ripple cross stratification (**Figure 3d**). The base of some sandstone beds includes erosive bases; centimetric mud balls were also observed. One outcrop (see **Figure 3b and c**) shows megaripples. We did observe evidence of a stream flowing toward the SW or SE (e.g. megaripples and imbricated boulders), although we do not have enough data to build a robust palaeocurrent reconstruction. We interpret this fluvial sandstone as a braided-river system. Given the presence of the conglomerates, this braided system was proximal to a local relief, probably further north, which received enough precipitation to cause such a depositional environment. Laterally connected to the sandstones are rare, but thick, carbonates. In particular, we study a quarry, in which we found a ~10-m-thick level of carbonates interbedded within lenticular greenish conglomeratic marls. The carbonates contains peloids and fossils reeds (see **Figure 4**). Some of them were found in life position. In addition, there are stromatoliths (Figure 4). Some of them are also in life position, others show evidence of a strong reworking. Palynofacies analysis and macrofossils point to a palustrine/lacustrine environment with emersive phases in a semi-arid environment, as shown by calcrete facies and dessication cracks (Eymard, 2014). The marls matrix contains poorly sorted gravels (0.5 to 1.5 cm) and centimetric boulders. We interpret these siltite levels as flash flood events.

The Jinsichang E3 formation (BRGM, 1990) is mostly composed of conglomerates interbedded within reddish silty clay levels. Boulders are composed of syenites and Triassic sandstones.

The N1s Shuanghe formation consists in poorly consolidated yellow sandstone, intercalated with centimetric lacustrine carbonate layers. The sandstones are interbedded with lava flows (see **figure 5**) and also contain volcanosedimentary levels and coal deposits. It is composed of volcanoclastic sediments and poorly consolidated conglomeratic sandstones. We observed conglomerates levels containing syenitic and quartzite boulders. These conglomerates are locally cut by lamprophyres. In addition, on some outcrops, the conglomerates matrix contains magmatic, non-eroded minerals such as amphiboles or K-feldspars.

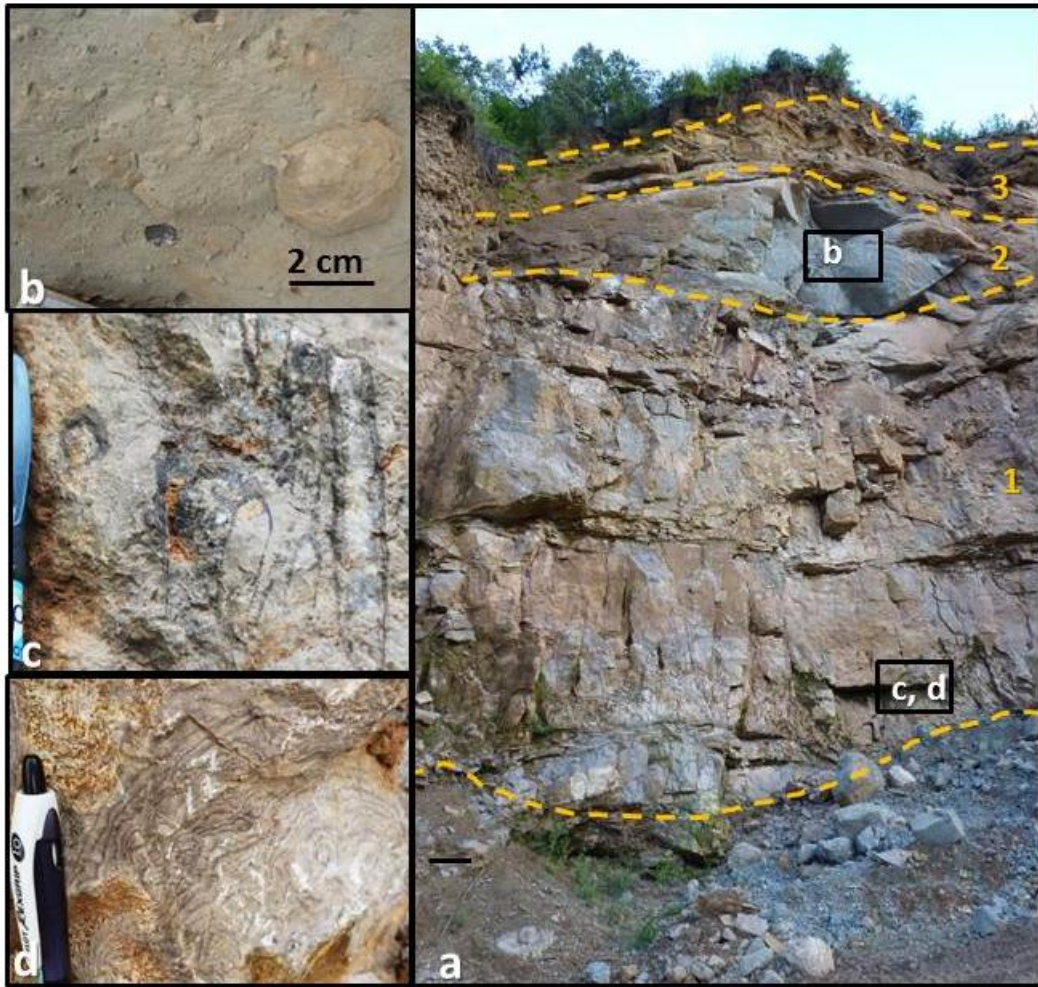


Figure 4 . *a: photograph of lacustrine deposits (1) overlayed by “flashflood” mud levels (2) and sandstone interbedded with thin grey clay strata (3). b: close up showing clasts in the mudstone; c) fossil reeds; d) stromatoliths*

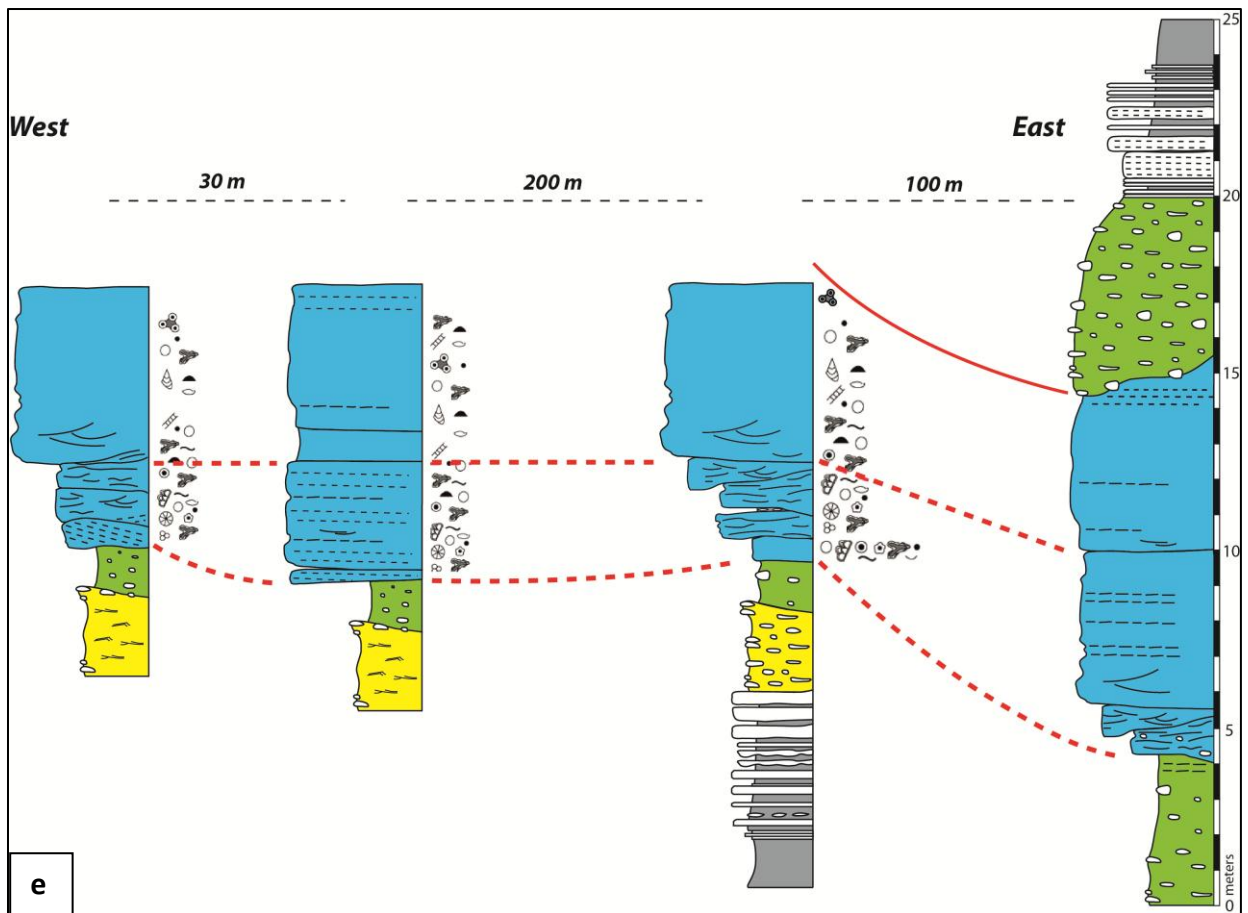


Figure 4 (continued) e): Simplified stratigraphic (log) sections with lateral correlations. Right-hand section corresponds to photograph a. Carbonates are in blue, mudstone levels are in yellow and green.



Figure 5. a) Sandstone level of the Shuanghe formation (N1s) interbedded with trachytic lava flows. It is affected by synsedimentary normal faults. b) Dental remains of *Zaisamynodon* sp. found in the same formation.

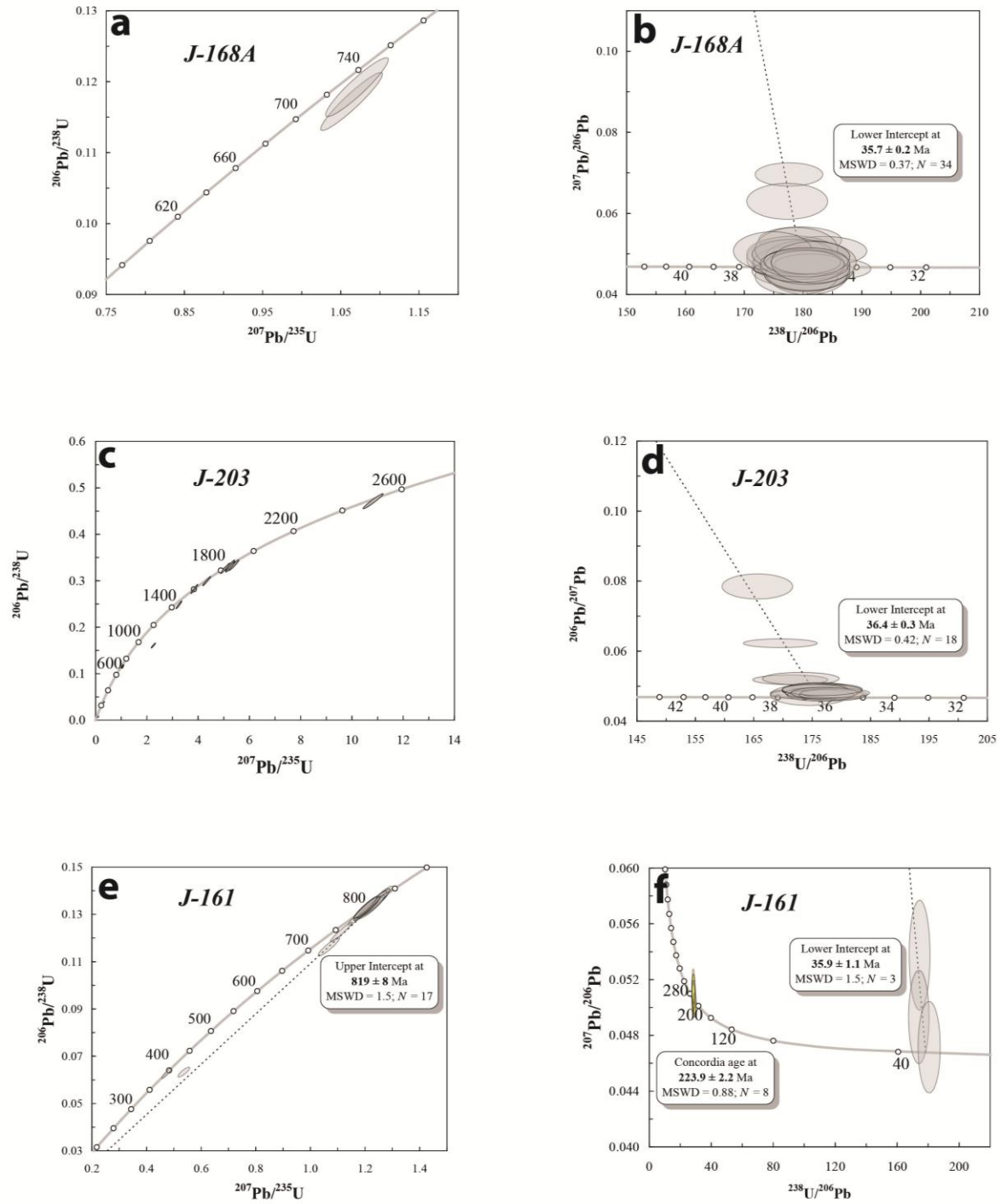


Figure 6

U/Pb dating results, with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Concordia diagrams on the left and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ Terra and Wasserburg diagrams on the right, for each sample.

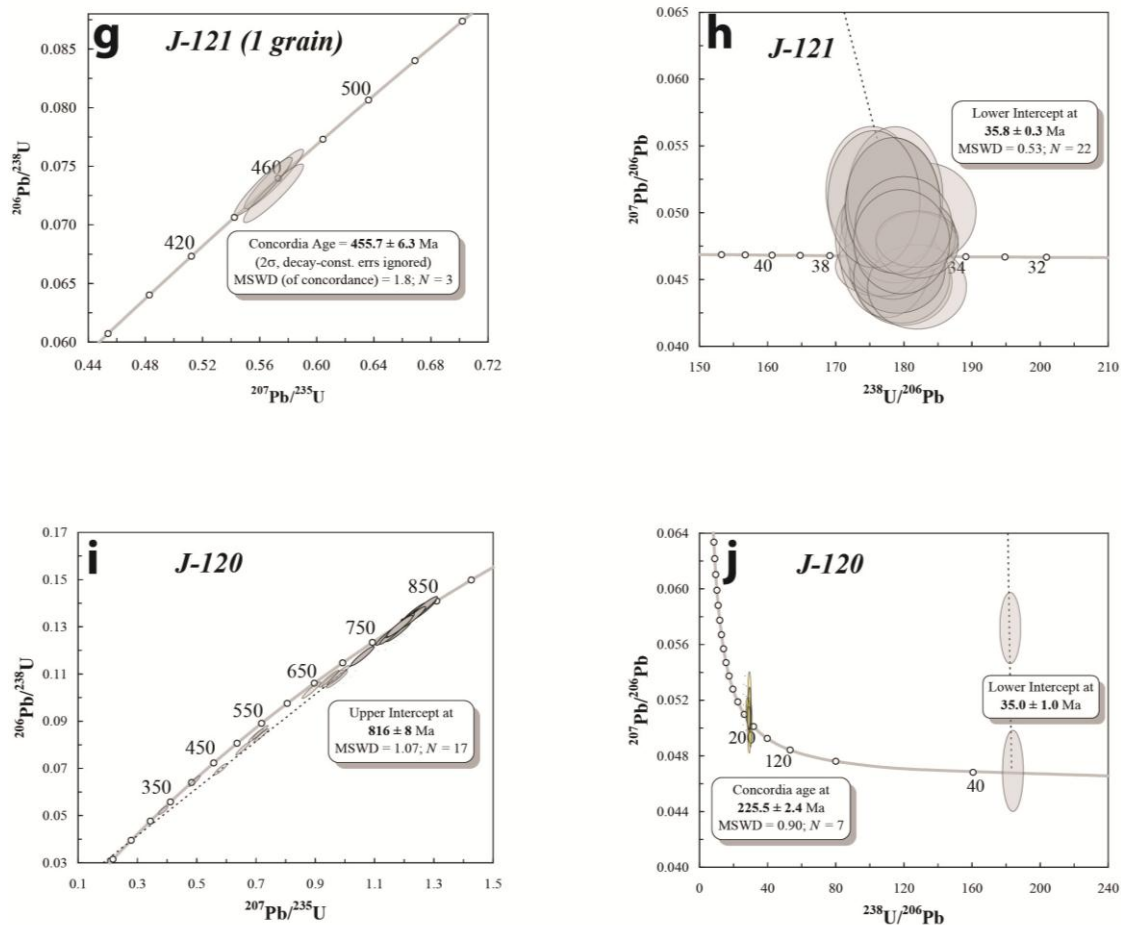


Figure 6 (continued)

5. Implication on Eocene Tibet evolution

In the following paragraph, we emphasize the main implication of our findings, at a regional scale, and at the scale of the plateau. In particular, we assess the compatibility between the geology of the Jianchuan basin and the models of the plateau formation, and the uplift chronology.

Hoke et al., (2014), performed a palaeoelevation study in northern Yunnan. Based on carbonates stable isotopes, they found that this area was already near its present elevation during the Late Eocene. In particular, in the Jianchuan basin, the late Eocene elevation was 3300 +/- 500 m. Jacques et al., (2014), performed a Miocene palaeoelevation study based on fossil leaves morphology (Climate Leaf Analysis Multivariate Program), in three localities shown on **Figure 1**. The authors show that the northern Yunnan locality (Xianfeng, 2200 m) was already at its present elevation during late Miocene, which is compatible with the study

of Hoke et al., (2014). Fossil leaves from the southern localities imply an additional uplift of southern Yunnan since late Miocene. In central Tibet, palaeoelevation reconstructions focused on Eocene sediments favour a high Eocene central plateau (Rowley and Currie, 2006; Cyr et al., 2005) and NE plateau (Dupont-Nivet et al., 2008).

The main sedimentary change in the Jianshuan basin is the shift from E1 formation that is composed of flood plain clays which deposited in a very low slope environment, to E2 facies characteristic of a large (> 10 km) sedimentary system, where coexisted a braided river network and local transient lakes during late Eocene times. Since the sediments are folded with rough NS trending folds axis, and a few km only from the RRF, the basin was probably larger. Large braided rivers systems presently exist in low relief environment. They are mostly in piedmonts environments, between a relief and a flood plain, and rarely at very high elevation. The set up of braided rivers is not only related to moderate slopes (<0.01%), but also to water discharge and sediments supply. The Eocene braided river system that existed implies the presence of a relief further north, in order to provide sandstones and conglomerates that deposited in Jianchuan. Yan et al., (2012), show that the E2 detrital zircon source was probably within the North China block (Songpan-Garze). This in turn suggests that this area was already high during late Eocene time which is consistent with the paleo-elevation reconstruction in Central Tibet, e.g. Quade et al., (2011). More-over, the observed sedimentary transition may correspond with the onset of the central plateau uplift. However, the age of the E1 formation is not well constrained; this hypothesis is based only on the absolute age of the E2 formation. Although we did not observe any unconformity between the E1 and E2 formation, a sedimentary hiatus between both formations is possible. If the age of the E1 formation is close to the age of the E2 formation, then our hypothesis would be correct.

As emphasized previously, lithology of the E2 sandstones imply a distal system, which means that the relief was significantly distant from Jianchuan. However, Hoke et al., (2014) suggest that northern Yunnan already reached its present-day elevation at the latest during E2 deposition. This implies that the whole Tibetan plateau was already high by late Eocene time the eastern portion (Yunnan) being significantly lower. The sedimentation shift to a braided environment is contemporaneous with a major ultrapotassic magmatic event at ca 35 Ma which lead to the deposition of volcanodetrital sediments. Given that the main tectonic event in the area is the Red River Fault (RRF) initiation age of ca 33 Ma (Cao et al., 2011, Leloup et al., 1995, Schärer et al., 1994, Harrison et al., 1992; Leloup and Kienast, 1993; Zhang and Schärer, 1999; Gilley et al., 2003), it is tempting to connect the fault initiation with the age of

the sedimentation shift from flood plain deposits to braided river deposits. Further investigation is required to test this hypothetical link. The ultrapotassic magmatism, as emphasized in the chapter 2, has been interpreted as related to various models: thetysian slab break-off (Kohn et al., 2002), lithospheric delamination (Chung et al., 2005), continental subduction (Ding et al., 2003) or “en bloc” uplift (Guillot & Replumaz, 2003). The three latter imply an uplift of the plateau in a whole that may explain the transition from E1 to E2 and the Eocene uplift. In contrast, our study does not favors models such as channel-flow , successive blocs uplift or homogeneous thickening where eastern Tibet uplift occurred significantly after central Tibet .

Today’s rivers in the Jianchuan basin, when not artificially channelized, show a clear incision of the Cenozoic sediments and do not belong to a braided system. This requires a shift at some point of the sedimentation mode, potentially related to climatic or uplift conditions. More-over, uplift of the eastern Tibetan plateau where river network is connected with the sea is not compatible with a large braided river network. One possibility is that the braided channel network represent of transitional system before river incision. Such transition, over a few Myr time-scale would explain the lack of sedimentation after N2 deposits that is now describe to late Eocene time. Note that Licht et al. (2014) suggest that the monsoon system was already emplaced around 40 Ma in southeastern Asia. The end of the sedimentation may also be related with a decrease of the monsoon intensity in SE Tibet after 34 Ma (after the Eocene-Oligocene transition) as reported by Licht et al (2014). A decrease in the precipitation amount would decrease the erosion intensity and could lead to a decrease of the sedimentation rate. As emphasized previously, Pliocene sediments are found in the basin that is bordered by normal faults. Then, in the Pliocene, the appearance of NS graben would allow the sedimentation to resume.

Our new stratigraphy has also major implication on the paleo-river network studies. In a provenance study performed on detrital zircons, and based on the BRGM Y stratigraphy, Yan et al., (2012), show a major change in the sediment provenance: the source was probably from the North China block (Songpan-Garze) from the Eocene to the early Oligocene, whereas since the late Oligocene, the source was local, i.e. from the South China block. Yan et al., (2012) relate this event to the occurrence of strike-slip faulting, including the RRF and change in the course of the Red River in late Oligocene. Using our revised stratigraphy, the drainage change observed by Yan et al., (2012) would have occurred at least 10 Ma earlier, at the onset of the plateau uplift, which implies that the RRF left-lateral motion started at late Eocene time

as previously suggest by many studies (Cao et al., 2011, Leloup et al., 1995, Schärer et al., 1994, Harrison et al., 1992; Leloup and Kienast, 1993; Zhang and Schärer, 1999; Gilley et al., 2003).

Conclusion

This study demonstrate that using regional stratigraphy for local study without robust age constraint can lead to strong misinterpretation on the timing of the plateau evolution. In that case, there is at least a 10 Ma gap between the deposition age estimated with absolute data, and the stratigraphic age based on regional stratigraphy. For studies devoted to palaeoelevation reconstruction or sediments provenance, for example, it is important to constraint the age of the analyzed sediments as precisely as possible. The Jianchuan basin study suggests the presence, during Eocene times, of a large (at least 10 km) braided river system, coexisting with transient lakes characterized by a semi-arid climate. These results are promising for a precise climate reconstruction, based on stable isotopes from the palustrine carbonates. In addition, two major changes affected the sedimentation processes. The first one lead to the shift from flood plain deposits to a braided river system and is probably related to an Eocene uplift of the plateau. The second one correponds to the absence, or strong limitation, of deposition from after 35 Ma to the Pliocene, because of a fluvial incision regime.

References

- Allen, C. R. Gillespie, A. R., Han, Y., Sieh, K. E., Zhang, B., & Zhu, C. (1984). Red River and associated faults , Yunnan Province , China : Quaternary geology , slip rates , and seismic hazard, *Geological Society of America Bulletin*, 95, 686–700.
- Bally, A.W., Allen, C.R., Geyer, R.B., Hamilton, W.B., Hopson, CA., Molnar, PH., Oliver, JE., Opdyke, N. D., Plafker, G., & Wu, FT., (1980). Notes on the geology of Tibet and adjacent areas: report of the American plate tectonics delegation to the people's Republic of China. - Open File Rep. U.S. geological Survey, 80-501. Washington D.C
- Barbour, G.B. (1936). Physiographic history of the Yangtze. *Geographical Journal* 87, 17–32.
- Barazangi, M., and J. Ni (1982), Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan Arc and Tibetan Plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology* 10, 179 – 185.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province (1990), Regional geology of Yunnan province, pp. 728 , Beijing.
- Cao, S., Liu, J., Leiss, B., Neubauer, F., Genser, J., & Zhao, C. (2011). Oligo-Miocene shearing along the Ailao Shan–Red River shear zone: Constraints from structural analysis and zircon U/Pb geochronology of magmatic rocks in the Diancang Shan massif, SE Tibet, China. *Gondwana Research*, 19(4), 975–993.
doi:10.1016/j.gr.2010.10.006
- Chung, S-L, Lee, T-Y, Lo, C-H, Wang, P-L, Chen, C-Y, Trong Yem, Nguyem, Trong Hoa, Tran (1997). Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. *Geology*, 25(4), 311-314.
- Chung, S.-L., Chu, M.-F., Zhang, Y., Xie, Y., Lo, C.-H., Lee, T.-Y., Wang, Y. (2005). Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, 68(3-4), 173–196.
doi:10.1016/j.earscirev.2004.05.001

- Clark, M. K., House, M. a., Royden, L. H., Whipple, K. ., Burchfiel, B. C., Zhang, X., & Tang, W. (2005). Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, 33(6), 525. doi:10.1130/G21265.1
- Clark, M. K., and Royden, L. H. (2000). Topographic ooze : Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28, 703 – 706. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<703.
- Clark, M. K., Schoenbohm, L. M., Royden, L. H., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E. and Chen, L. (2004). Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23. doi:10.1029/2002TC001402
- Ding, L., Kapp, P., Zhong, D., & Deng, W. (2003). Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44(10), 1833–1865. doi:10.1093/petrology/egg061.
- England, P., and G. Houseman (1986). Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664 – 3676, doi:10.1029/JB091iB03p03664.
- England, P.C., and Houseman, G.A., (1988) The mechanics of the Tibetan plateau, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A326, 301-320.
- England, P., and G. Houseman (1989). Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 94, 17,561 –17,579, doi:10.1029/JB094iB12p17561
- Eymard, I. (2014). Faciès mixtes carbonatés-silicoclastiques du bassin cénozoïque de Jianchuan (Est Tibet) : approche paléoenvironnementale et paléoclimatique. Mémoire de Matser 2, Université Claude Bernard.
- Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M. & Duncan, C. (1994) How flat is Tibet ? *Geology*, 22,163-167.

- Gilley L. D., Harrison, T. M., Leloup, P. H., Ryerson, F. J., Lovera, O. M., Wang, J.-H. (2003). Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, No B2, p ECV 14-1 to 14-21.
- Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Maheo, G., de Sigoyer, J., (2003). Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *Geochemistry Geophysics Geosysteme* 4. <http://dx.doi.org/10.1029/2002gc000484>.
- Guillot, S., & Replumaz, A. (2013) Importance of continental subductions for the growth of the Tibetan plateau. *Bulletin de la Société géologique de France*, 184, 199–223.
- Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd W.S.F., & Yin, A. (1992) Raising Tibet, *Science*, 255 (5052), 1663-1670.
- Hoke, G. D., Liu-Zeng, J., Hren, M. T., Wissink, G. K., & Garzzone, C. N. (2014). Stable isotopes reveal high southeast Tibetan Plateau margin since the Paleogene. *Earth and Planetary Science Letters*, 394, 270–278. doi:10.1016/j.epsl.2014.03.007
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin W.L., Belousova, E., A. (2004) The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69.
- Jacques, F. M. B., Su, T., Spicer, R. a., Xing, Y.-W., Huang, Y.-J., & Zhou, Z.-K. (2014). Late Miocene southwestern Chinese floristic diversity shaped by the southeastern uplift of the Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411, 208–215. doi:10.1016/j.palaeo.2014.05.041
- Jaeger, J.-J. (2014). Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature* 513, 501-506, doi:10.1038/nature13704.
- Kirby, E., Reiners, P. W., Krol, M. A., Whipple, K. X., Hodges, K. V, Farley, K. A., Tang, W., & Chen, Z. (2002). Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/ He thermochronology, *Tectonics*, 21(1).

- Kohn, M. J., & Parkinson, C. D. (2002). Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision, *Geology* 7, 591–594.
- Kong, P., Zheng, Y., & Caffee, M. W. (2012). Provenance and time constraints on the formation of the first bend of the Yangtze River. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6). doi:10.1029/2012GC004140
- Leloup, P. H., et J. R. Kienast, (1993). High Temperature metamorphism in a major Tertiary ductile continental strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River (P.R.C.) *Earth and Planetary Science Letters*, vol 118, 213-234.
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Zhong, D., Liu, X., Zhang, L., Ji, S., Phan Trong Trinh. (1995). The Ailao Shan–Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251, 3–84
- Leloup, P. H., Arnaud, N. O., Mahéo, G., Paquette, J. L., Guillot, S., Valli, F., Li, H., Xu, Z., Lacassin, R., & Tapponnier, P. (2012). Successive deformation episodes along the Lungmu Co zone, west-central Tibet. *Gondwana Research*, 21(1), 37–52. doi:10.1016/j.gr.2011.07.026
- Leloup, P. H., Tapponnier, P., Shan, X., & Shan, D. (2007). Discussion on the role of the Red River shear zone , Yunnan and Vietnam , in the continental extrusion of SE Asia, 164, 1253–1260.
- Liang, H.Y., Campbell, I.H., Allen, C.M., Sun, W.D., Yu, H.X., Xie, Y.W., Zhang, Y.Q., (2007). The age of the potassic alkaline igneous rocks along the Ailao Shan-Red River shear zone: implications for the onset age of left-lateral shearing. *Journal of Geology* 115, 231–242.
- Licht, A, van Cappelle, M., Abels, H. A, Ladant, J.-B., Trabucho-Alexandre, J., France-Lanord, C., Donnadiou, Y., Vanderberghe, J., Rigaudier, T., Lécuyer, C., Terry D.Jr, Adriaens R., Boura, A., Guo, Z., Aung Naing Soe, Quade, J., Dupont-Nivet, G., & Jaeger, J.-J. (2014). Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature*, 513, 501-506, doi:10.1038/nature13704.

- Lin, Q.C., Xia, B., Zhang, Y.Q., Wang, Y.B., (2005). Zircon SHRIMP dating of the Bayicun potassic alkali-granite, Jinping, Yunnan, in the southern segment of the Ailaoshan-Jinshajiang alkaline rock belt. *Geological Bulletin of China* 24, 420–423.
- Liu-Zeng, J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., & Ding, L. (2008). Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution. *Journal of Geophysical Research*, 113(F4), F04018. doi:10.1029/2007JF000897
- Lu, Y., Kerrich, R., Cawood, P. a., McCuaig, T. C., Hart, C. J. R., Li, Z., & Bagas, L. (2012). Zircon SHRIMP U–Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinsha suture. *Gondwana Research*, 22(2), 737–747. doi:10.1016/j.gr.2011.11.016
- Lucas, S. G. & Emry, R. J. (1996). Biochronological significance of Aymynodontidae (Mammalia, Perissodactyla) from the Paleogene of Kazakhstan. *Journal of Paleontology*, 70, 691–6.
- Lucas, S. G., Emry, R. J. & Bayashashov B. U. (1996). *Zaisanamynodon*, a late Eocene aymynodontid (Mammalia, Perissodactyla) from Kazakhstan and China. *Tertiary Research*, 17, 51–8.
- Ludwig KR (2001). User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, Berkeley, USA, 55 pp.
- Müller, W., Shelley, M., Miller, P., & Broude, S. (2009) Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *J. Anal. At. Spectrom.*, 24, 209-214.
- Murphy, M. A., Yin, An, Harrison, T. M., Dürr, S. B., Z, Chen, Ryerson, F. J., Kidd, W. S. F., Wang, X, Zhou, X. (1997). Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau ? *Geology* 25 (8) pp. 719-722.

- Murphy, M. A., Yin, A., Kapp P., Harrison, T. M., Ding ,L., & Guo, J. (2000). Southward propagation of the Karakoram fault system , southwest Tibet : Timing and magnitude of slip. *Geology*, 28(5), 451–454.
- Ouimet, W., Whipple, K., Royden, L., Reiners, P., Hodges, K., & Pringle, M. (2010). Regional incision of the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Lithosphere*, 2(1), 50–63. doi:10.1130/L57.1
- Paquette, J-L, & Tiepolo, M., (2007) High resolution (5 µm) U-Th-Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology*, 240, 222-237.
- Paquette, J-L., Piro JL, Devidal JL, Bosse, V., Didier, A. (2014) Sensitivity enhancement in LA-ICP-MS by N2 addition to carrier gas: application to radiometric dating of U-Th-bearing minerals. *Agilent ICP-MS Journal*, 58, 4-5.
- Peltzer G, Tapponnier P. (1988). Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *Journal of Geophysical Research* , 93, 15085–15117
- Powell, CM et Conaghan, PG. (1973) Plate tectonics and the Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 20, 1–12
- Replumaz, A., Lacassin, R., Tapponnier, P., & Leloup, P. H. (2001). Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China). *Journal of Geophysical Research* 106, 819–836.
- Roger, F., Arnaud, N., Gilder, S., Tapponnier, P., Jolivet, M., Brunel, M., Malavieille, J., Xu, Z., & Yang, J. (2003). Geochronological and geochemical constraints on Mesozoic suturing in east central Tibet. *Tectonics*, 22(4), n/a–n/a. doi:10.1029/2002TC001466
- Schärer, U., Zhang, L., & Tapponnier, P. (1994). Duration of strike-slip movements in large shear zones : the Red River belt. *Earth and Planetary Science Letters.*, 126, 379-397.
- Searle, M. P. (2006). Role of the Red River Shear zone , Yunnan and Vietnam , in the continental extrusion of SE Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 163, 1025–1036.

- Searle, M. P., Elliott, J. R., Phillips, R. J., & Chung, S.-L. (2011). Crustal-lithospheric structure and continental extrusion of Tibet. *Journal of the Geological Society*, *168*(3), 633–672. doi:10.1144/0016-76492010-139
- Tapponnier, P. & Molnar P. (1977). Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, *82*, 2905-2930.
- Tapponnier, P. , Zhiqin X., Roger F., Meyer B., Arnaud, N., Wittlinger G. and Jingsui Y. (2001). Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, *294*, 1671-1677.
- Tapponnier, P, Peltzer, G, Le Dain, AY, Armijo, R, Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, *10*, 611–16
- Tsubamoto, T., Matsubara, T., Tanaka, S., & Saegusa, H. (2007). Geological age of the Yokawa Formation of the Kobe Group (Japan) on the basis of terrestrial mammalian fossils. *Island Arc*, *16*(3), 479–492. doi:10.1111/j.1440-1738.2007.00577.x
- van Achterbergh, E., Ryan C.G., Jackson, S.E., & Griffin, W. (2001) Data reduction software for LA-ICP-MS. in Laser ablation-ICPMS in the earth science. P. Sylvester ed. Mineralogical Association of Canada. Vol. 29, 239-243.
- Wang, J.H., Yin, A., Harrison, T.M., Grove, M., Zhou, J.Y., Zhang, Y.Q., Xie, G.H. (2003).Thermochronological constraints on two pulses of Cenozoic high-K magmatism in eastern Tibet. *Science in China (Series D)* *46*, 719–729.
- Wang, P., Zheng, H., & Liu, S. (2013). Geomorphic constraints on Middle Yangtze River reversal in eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, *69*, 70–85. doi:10.1016/j.jseaes.2012.09.018
- Xiang, H., Zhang, B., Zhang, W., Guo, S., Wan, J . (2009). Geological analysis and FT dating of crustal deformation in the Jianchuan basin since the Tertiary. *Acta Geologica Sinica*, *83*(2), en chinois, résumé anglais
- Yan, Y., Carter, A., Huang, C.-Y., Chan, L.-S., Hu, X.-Q., & Lan, Q. (2012). Constraints on Cenozoic regional drainage evolution of SW China from the provenance of the

Jianchuan Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3).

doi:10.1029/2011GC003803

Yang, T.-N., Liang, M.-J., Fan, J.-W., Shi, P.-L., Zhang, H. R., & Hou, Z.-H. (2014).

Paleogene sedimentation, volcanism, and deformation in eastern Tibet: Evidence from structures, geochemistry, and zircon U–Pb dating in the Jianchuan Basin, SW China.

Gondwana Research, 26(2), 521–535. doi:10.1016/j.gr.2013.07.014

Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., & Kitoh, A. (2012).

APHRODITE: Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(9), 1401–1415. doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1

Zhang, L.S., Schärer, U., (1999). Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 67–85.

Zhu, X.P., Mo, X.X., White, N.C., Zhang, B., Sun, M.X., Wang, S.X., Zhao, S.L., Yang, Y.,

(2009). Geology and metallogenetic setting of the Habo porphyry Cu (Mo–Au)

deposit, Yunnan. *Acta Geologica Sinica* 83, 1915–1928 (in Chinese).

Appendix

Supplementary table S1

Zircon U-Pb data from SE Tibet (Jianchuan region) obtained by in situ Laser Ablation ICP-MS

J203 spot	Pb ppm ^f	Th ppm ^f	U ppm ^f	Th/U	2 σ error			2 σ error	Age (Ma)	2 σ error
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ²	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ²	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
203/A1 r ³	6.2	163	1108	0.15	0.04137	0.00156	0.00584	0.00018	37.6	0.4
203/A1 c	4.1	125	636	0.20	0.06507	0.00312	0.00604	0.00018	38.8	0.4
203/A2 r	5.2	145	951	0.15	0.03761	0.00150	0.00573	0.00018	36.9	0.4
203/A2 r	5.7	164	1052	0.16	0.03827	0.00147	0.00568	0.00015	36.5	0.4
203/A2 c	4.2	102	766	0.13	0.03718	0.00228	0.00573	0.00018	36.9	0.4
203/A3 c	64	74	179	0.41	5.3695	0.1583	0.3329	0.0095	1853	15
203/A3 r	169	187	478	0.39	5.2321	0.1526	0.3297	0.0094	1837	15
203/A4 r	4.0	106	724	0.15	0.04119	0.00174	0.00578	0.00018	37.1	0.4
203/A5 c	4.9	181	876	0.21	0.03731	0.0015	0.00573	0.00018	36.8	0.4
203/A6 c	39	72	342	0.21	0.9993	0.0304	0.1146	0.0033	699	6
203/A6 r	38	103	321	0.32	1.0327	0.0311	0.1147	0.0033	700	6
203/B1 c	95	205	295	0.69	3.8185	0.1122	0.2819	0.0080	1601	13
203/B1 r	156	100	460	0.22	5.2060	0.1520	0.3331	0.0095	1854	15
203/B3 c	300	432	921	0.47	4.3046	0.1259	0.2992	0.0085	1687	14
203/B4 c	97	43	298	0.14	5.0320	0.1477	0.3266	0.0093	1822	15
203/B5 r	208	482	736	0.66	3.2132	0.0940	0.2478	0.0071	1427	12
203/B6 r	61	25	121	0.21	10.8158	0.3187	0.4709	0.0134	2487	20
203/B7 r	14	150	343	0.44	0.2711	0.0091	0.0384	0.0011	243	2
203/C1 r	4.5	131	832	0.16	0.03769	0.00168	0.00566	0.00018	36.4	0.4
203/C1 c	7.4	307	1354	0.23	0.03623	0.00135	0.00561	0.00015	36.0	0.4
203/C2 r	6.3	255	1140	0.22	0.03727	0.00144	0.00568	0.00015	36.5	0.4
203/C3 c	7.8	218	1418	0.15	0.03817	0.00141	0.00570	0.00015	36.6	0.4
203/C4 c	12	158	298	0.53	0.2889	0.0099	0.0376	0.0011	238	2
203/C5 r	8.3	254	1527	0.17	0.03726	0.00141	0.00568	0.00015	36.5	0.4
203/C6 r	6.6	230	1202	0.19	0.03708	0.00141	0.00565	0.00015	36.3	0.4
203/C7 c	2.8	234	283	0.83	0.06733	0.00333	0.00798	0.00024	51	1
203/C8 c	232	570	1305	0.44	2.2136	0.0660	0.1600	0.0046	957	8
203/C10 c	6.6	254	1193	0.21	0.03667	0.00144	0.00567	0.00015	36.5	0.4
203/C11 r	10	426	1859	0.23	0.03641	0.00135	0.0056	0.00015	36.0	0.4
203/C11 c	13	1963	1896	1.04	0.03667	0.00129	0.00559	0.00015	35.9	0.3
203/C12 c	4.4	151	811	0.19	0.03796	0.00165	0.00566	0.00018	36.4	0.4
203/C13 r	9.5	287	1597	0.18	0.05031	0.00174	0.0059	0.00018	37.9	0.4

J168A					2 σ error		2 σ error		Age (Ma)	2 σ error
spot	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
168/A1 c	2.0	225	336	0.67	0.03448	0.00204	0.00543	0.00018	34.9	0.4
168/A2 c	1.6	129	265	0.49	0.04084	0.00243	0.00557	0.00018	35.8	0.4
168/A4 r	1.1	116	184	0.63	0.03610	0.00270	0.00557	0.00018	35.8	0.4
168/A4 c	1.2	119	189	0.63	0.03519	0.00261	0.00561	0.00018	36.1	0.4
168/A5 r	82	74	739	0.10	1.0636	0.0324	0.1172	0.0034	714	6
168/A6 c	0.5	44	88	0.50	0.03475	0.00387	0.00553	0.00018	35.6	0.4
168/A6 r	1.0	96	159	0.60	0.03435	0.00300	0.00554	0.00018	35.6	0.4
168/B1 r	1.3	130	206	0.63	0.03789	0.00255	0.00545	0.00018	35.0	0.4
168/B1 c	1.5	176	239	0.74	0.03582	0.00306	0.00553	0.00018	35.5	0.4
168/B1 c	1.5	176	239	0.74	1.0705	0.0327	0.1192	0.0034	726	13
168/B2 c	1.1	83	178	0.47	0.03751	0.00378	0.00560	0.00021	36.0	0.4
168/B2 r	1.1	149	177	0.84	0.03519	0.00273	0.00553	0.00018	35.6	0.4
168/B3 c	1.3	166	208	0.80	0.03549	0.00252	0.00556	0.00018	35.8	0.4
168/B4 c	2.7	241	456	0.53	0.03591	0.00186	0.00557	0.00018	35.8	0.4
168/B5 c	2.4	329	366	0.90	0.03544	0.00219	0.00554	0.00018	35.6	0.4
168/B6 c	2.1	292	306	0.95	0.03676	0.00234	0.00561	0.00018	36.0	1.1
168/B7 r	1.0	91	165	0.55	0.03406	0.00309	0.00559	0.00018	35.9	1.1
168/B7 c	4.1	505	644	0.78	0.03580	0.00153	0.00564	0.00015	36.2	1.0
168/B8 r	1.0	112	165	0.68	0.03837	0.00264	0.00561	0.00018	36.0	1.1
168/B9 c	0.9	102	155	0.66	0.03743	0.00276	0.00553	0.00018	35.6	1.1
168/B9 c	0.9	66	146	0.45	0.03864	0.00300	0.00564	0.00018	36.3	1.1
168/B10 c	0.8	86	147	0.59	0.03672	0.00288	0.00560	0.00018	36.0	1.1
168/C1 r	1.1	142	179	0.80	0.03837	0.00270	0.00561	0.00018	36.0	1.1
168/C2 r	2.7	378	417	0.91	0.03620	0.00174	0.00552	0.00015	35.5	1.0
168/C3 c	0.6	69	101	0.68	0.03926	0.00360	0.00559	0.00018	35.9	1.2
168/C4 r	0.9	89	136	0.66	0.03976	0.00333	0.00572	0.00018	36.8	1.2
168/C5 c	1.0	116	169	0.68	0.03425	0.00285	0.00553	0.00018	35.6	1.1
168/C6 c	1.2	183	178	1.03	0.03566	0.00267	0.00556	0.00018	35.8	1.1
168/C7 c	1.5	185	240	0.77	0.03659	0.00240	0.00554	0.00018	35.6	1.1
168/C8 c	2.2	231	361	0.64	0.03586	0.00186	0.00552	0.00015	35.5	1.0
168/C8 r	3.1	227	491	0.46	0.05386	0.00234	0.00563	0.00015	36.2	1.1
168/C9 c	1.4	178	217	0.82	0.03611	0.00240	0.00553	0.00018	35.5	1.1
168/C10 c	1.2	121	179	0.68	0.04881	0.00324	0.00564	0.00018	36.2	1.1
168/C11 r	1.4	119	229	0.52	0.03632	0.00246	0.00556	0.00018	35.7	1.1
168/C11 c	2.1	262	323	0.81	0.03640	0.00204	0.00554	0.00015	35.6	1.1
168/C12 r	0.7	74	124	0.59	0.03612	0.00339	0.00550	0.00018	35.4	1.1

J161						2 σ error		2 σ error		Age (Ma)	2 σ error
spot	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
161/A1 r	146	938	901	1.04	1.2170	0.0352	0.1329	0.0037	804	21	
161/A1 c	50	57	379	0.15	1.2486	0.0368	0.1362	0.0038	823	21	
161/A2 r	2.9	334	432	0.77	0.0425	0.0029	0.00573	0.00018	36.8	1.1	
161/A2 c	1.4	154	211	0.73	0.0391	0.0025	0.00575	0.00018	36.9	1.1	
161/A3 r	47	86	354	0.24	1.2365	0.0366	0.1352	0.0038	817	21	
161/A5 c	71	83	561	0.15	1.2028	0.0358	0.1317	0.0037	798	21	
161/A5 r	109	114	845	0.13	1.2417	0.0362	0.1345	0.0038	814	21	
161/A6 r	22	125	646	0.19	0.2466	0.0077	0.0354	0.0010	224	6	
161/A7 r	9.1	66	261	0.25	0.2505	0.0096	0.0358	0.0010	227	6	
161/A9 c	104	136	825	0.17	1.1818	0.0347	0.1296	0.0036	785	21	
161/A10 c	11	109	290	0.37	0.2527	0.0087	0.0356	0.0010	226	6	
161/A10 r	11	152	307	0.49	0.2424	0.0083	0.0349	0.0010	221	6	
161/B1 r	47	50	360	0.14	1.2576	0.0378	0.1371	0.0038	828	22	
161/B2 r	30	171	874	0.20	0.2507	0.0078	0.0356	0.0010	226	6	
161/B2 c	27	157	774	0.20	0.2490	0.0078	0.0356	0.0010	225	6	
161/B3 r	1.4	133	241	0.55	0.0360	0.0024	0.0055	0.0002	35.6	1.1	
161/B4 r	17	66	493	0.13	0.2496	0.0081	0.0353	0.0010	224	6	
161/B4 c	51	178	1563	0.11	0.2382	0.0073	0.0344	0.0010	218	6	
161/B5 c	55	79	421	0.19	1.2250	0.0370	0.1327	0.0037	803	21	
161/B6 r	82	99	632	0.16	1.2293	0.0369	0.1334	0.0037	808	21	
161/B7 r	46	48	360	0.13	1.2135	0.0355	0.1328	0.0037	804	21	
161/B7 c	132	495	935	0.53	1.2074	0.0346	0.1316	0.0037	797	21	
161/B8 r	51	43	400	0.11	1.2145	0.0353	0.1330	0.0037	805	21	
161/B8 c	45	50	355	0.14	1.2028	0.0352	0.1329	0.0037	804	21	
161/B9 r	104	130	814	0.16	1.2146	0.0348	0.1326	0.0037	803	21	
161/B9 c	26	116	207	0.56	1.0686	0.0326	0.1161	0.0033	708	19	
161/C1 r	27	63	452	0.14	0.4713	0.0143	0.0625	0.0017	391	11	
161/C1 c	25	68	414	0.16	0.5339	0.0176	0.0631	0.0018	394	11	
161/C3 r	57	68	449	0.15	1.2034	0.0350	0.1324	0.0037	802	21	
161/C5 c	76	498	515	0.97	1.1135	0.0324	0.1223	0.0034	744	20	

J120						2 σ error		2 σ error	Age (Ma)	2 σ error
spot	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
120/A1 r	6.0	97	157	0.62	0.2382	0.0093	0.0345	0.0010	218	6
120/A2 r	60	147	439	0.33	1.2229	0.0367	0.1338	0.0038	810	21
120/A2 c	55	363	352	1.03	1.1791	0.0350	0.1280	0.0036	776	21
120/A3 r	77	83	598	0.14	1.2113	0.0353	0.1336	0.0038	808	21
120/A4 r	38	75	299	0.25	1.1442	0.0341	0.1263	0.0036	767	20
120/A5 r	73	27	938	0.03	0.7157	0.0210	0.0838	0.0024	519	14
120/A5 c	35	115	314	0.36	0.9597	0.0309	0.1081	0.0031	661	18
120/A6 r	5.5	78	146	0.53	0.2491	0.0098	0.0353	0.0010	224	6
120/A6 c	41	52	393	0.13	0.9728	0.0291	0.1078	0.0030	660	18
120/A7 r	33	86	235	0.36	1.2322	0.03732	0.1356	0.0038	820	22
120/A8 r	50	35	687	0.05	0.6524	0.01941	0.0783	0.0022	486	13
120/A9 r	47	74	358	0.21	1.2219	0.0365	0.1341	0.0038	811	22
120/A10 r	38	41	288	0.14	1.2616	0.0378	0.1372	0.0039	829	22
120/B1 r	18	164	481	0.34	0.2600	0.0083	0.0368	0.0011	233	6
120/B1 c	71	79	595	0.13	1.1533	0.0344	0.1233	0.0035	749	20
120/B2 r	4.6	84	114	0.74	0.2449	0.0107	0.0354	0.0010	225	6
120/B2 c	4.8	69	112	0.61	0.2759	0.0128	0.0389	0.0011	246	7
120/B3 r	4.6	85	116	0.74	0.2542	0.0105	0.0354	0.0010	224	6
120/B4 r	116	183	1107	0.17	0.9454	0.0280	0.1080	0.0031	661	18
120/B4 c	91	58	944	0.06	0.8864	0.0265	0.1032	0.0029	633	17
120/B5 r	22	199	599	0.33	0.2489	0.0079	0.0357	0.0010	226	6
120/B5 c	16	132	437	0.30	0.2519	0.0083	0.0359	0.0010	227	6
120/B6 r	196	35	1613	0.02	1.1959	0.0349	0.1308	0.0037	792	21
120/B7 r	11	47	215	0.22	0.3835	0.0131	0.0521	0.0015	328	9
120/B8 c	37	96	130	0.74	3.1803	0.0970	0.2461	0.0070	1418	36
120/B9 r	80	63	667	0.09	1.1578	0.0344	0.1269	0.0036	770	21
120/C1 r	103	29	1329	0.02	0.6984	0.0207	0.0839	0.0024	519	14
120/C2 r	98	502	663	0.76	1.1790	0.0350	0.1298	0.0037	787	21
120/C3 r	50	100	428	0.23	1.0581	0.0319	0.1175	0.0034	716	19
120/C4 r	52	191	370	0.52	1.1880	0.0359	0.1306	0.0037	791	21
120/C5 r	100	70	795	0.09	1.2095	0.0359	0.1326	0.0038	803	21
120/C7 r	31	48	519	0.09	0.4902	0.0154	0.0646	0.0019	404	11
120/C8 r	66	99	487	0.20	1.2646	0.0380	0.1380	0.0039	834	22
120/C9 r	88	18	1127	0.02	0.7128	0.0212	0.0852	0.0024	527	14
120/D1 r	91	437	596	0.73	1.2273	0.0368	0.1339	0.0038	810	22
120/D2 r	111	547	737	0.74	1.1898	0.0357	0.1311	0.0038	794	21
120/D3 c	81	146	640	0.23	1.1987	0.0360	0.1278	0.0037	775	21
120/D4 r	2.0	227	323	0.70	0.03513	0.00204	0.00544	0.00015	35.0	1.1
120/D4 c	4.0	264	684	0.39	0.04325	0.00198	0.00549	0.00015	35.3	1.1
120/D5 r	45	67	355	0.19	1.1845	0.0362	0.1303	0.0037	789	21
120/D6 c	45	228	589	0.39	0.5785	0.0184	0.0697	0.0020	434	12
120/D7 r	82	84	781	0.11	0.9800	0.0296	0.1099	0.0032	672	18
120/D8 c	76	193	701	0.27	0.9986	0.0303	0.1078	0.0031	660	18

J121							2 σ error		2 σ error		Age (Ma)	2 σ error
spot	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
121/1-1 r	0.6	37	88	0.42	0.05610	0.00669	0.00591	0.00024	38.0	1.5		
121/1-2 c	1.2	110	193	0.57	0.03796	0.00270	0.00560	0.00018	36.0	1.1		
121/2-1 r	41.4	435	468	0.93	0.5696	0.0170	0.07389	0.00207	460	12		
121/2-2 c	32.0	284	386	0.73	0.5696	0.0172	0.07268	0.00204	452	12		
121/2-4 c	57.4	653	643	1.02	0.5623	0.0167	0.07326	0.00204	456	12		
121/1-1 r	1.5	199	225	0.88	0.03425	0.00231	0.00556	0.00018	35.8	1.1		
121/1-2 c	1.4	152	216	0.70	0.03519	0.00237	0.00559	0.00018	35.9	1.1		
121/1-3 r	1.3	164	192	0.86	0.03813	0.00258	0.00563	0.00018	36.2	1.1		
121/4-1 r	0.8	65	140	0.47	0.03682	0.00291	0.00561	0.00018	36.1	1.1		
121/4-2 c	0.8	59	123	0.48	0.04055	0.00339	0.00571	0.00018	36.7	1.2		
121/5-1 r	2.6	372	389	0.96	0.03582	0.00186	0.00566	0.00018	36.4	1.1		
121/5-2 c	3.0	349	461	0.76	0.03643	0.00174	0.00558	0.00015	35.8	1.1		
121/6-1 r	2.2	234	358	0.65	0.03644	0.00189	0.00560	0.00015	36.0	1.1		
121/6-2 c	2.0	201	334	0.60	0.03658	0.00204	0.00551	0.00015	35.4	1.1		
121/7-1 c	0.8	87	131	0.66	0.03661	0.00342	0.00564	0.00018	36.2	1.2		
121/7-2 r	1.2	134	184	0.72	0.03758	0.00261	0.00546	0.00018	35.1	1.1		
121/8-1 r	0.9	78	139	0.56	0.03743	0.00300	0.00566	0.00018	36.4	1.1		
121/8-2 c	1.3	156	206	0.76	0.03462	0.00246	0.00557	0.00018	35.8	1.1		
121/9-1 r	0.7	86	110	0.78	0.03904	0.00345	0.00561	0.00018	36.1	1.2		
121/9-2 c	0.6	76	98	0.77	0.03948	0.00354	0.00560	0.00018	36.0	1.2		
121/10-1 r	1.3	112	230	0.49	0.03361	0.00225	0.00550	0.00018	35.3	1.1		
121/10-2 c	2.5	334	384	0.87	0.03599	0.00183	0.00550	0.00015	35.3	1.0		
121/11-1 r	0.6	41	97	0.42	0.04003	0.00354	0.00570	0.00018	36.6	1.2		
121/11-2 c	4.0	483	617	0.78	0.03634	0.00165	0.00550	0.00015	35.4	1.0		
121/12-1 r	1.3	132	205	0.65	0.03751	0.00261	0.00556	0.00018	35.7	1.1		
121/12-2 c	1.0	111	164	0.68	0.03665	0.00273	0.00557	0.00018	35.8	1.1		

¹: concentration uncertainty c.20%

²: data not corrected for common-Pb

Decay constants of Jaffrey et al. (1971) used

³: r = crystal rim, c = core

CHAPITRE 6

CONCLUSION GENERALE

6.1. Résumé des résultats principaux

L'étude de l'Ouest Tibet, fondée sur la géomorphologie, la sédimentologie et la thermochronologie basse température a été présentée dans les chapitres 3 et 4. Cette étude montre que :

- L'Ouest Tibet, entre la faille du Karakorum et la faille de Gozha-LongmuCo, a un relief marqué, d'une amplitude de 1800 m, qui le différencie nettement du Tibet central. La morphologie se caractérise également par des vallées larges de plusieurs kilomètres et dont la longueur va jusqu'à une centaine de kilomètres.
- Ces vallées ont probablement été creusées avant 24 Ma, possiblement avant 35 Ma, comme le suggèrent les âges des sédiments détritiques et leur distribution. Le relief est en partie hérité et s'est formé alors que l'Ouest Tibet avait déjà atteint une altitude d'au moins 2 km.
- La sédimentation détritique a commencé alors que les rivières étaient encore connectées à l'océan via le réseau de l'Indus. Le réseau de drainage interne, qui est une spécificité du Tibet, s'est mis en place récemment : le réseau hydrographique a été modifié par fonctionnement de la faille du Karakorum, qui a provoqué le barrage du lac du Bangong il y a environ 5 Ma. Cette ancienne connexion au réseau de drainage externe a rendu l'Ouest du Tibet sensible à des contrôles externes de l'incision fluviale, alors que le centre du plateau n'y était pas sensible. L'Ouest est donc une zone-clef dans la compréhension de la dynamique générale du plateau.
- L'érosion est faible depuis au moins 23 Ma, ce qui a contribué à préserver le paléorelief. Cette période de faible érosion a été entrecoupé par une phase de reprise de l'érosion entre 15 et 10 Ma. Cette reprise de l'érosion fluviale, en contexte de drainage externe, peut être liée à un épisode tectonique local, à des paramètres climatiques externes, ou à un forçage géodynamique régional. Il est possible que la phase d'intensification de la mousson sud-est asiatique vers 13 Ma (Clift et al., 2005, 2014) ait affecté cette région, bien qu'on ne dispose pas d'enregistrement climatique précis dans la région du Bangong à cette période.
- Les données thermochronologiques du massif de l'Ayilari, qui borde la faille du Karakorum, confirme une exhumation rapide, due au mouvement normal de la faille.

Le chapitre 5 présente les résultats de l'étude locale du bassin détritique tertiaire de Jianchuan, au Sud-Est Tibet. Cette étude fondée sur l'analyse de faciès, des données paléontologiques, et de datations absolues, montre que :

- Les corrélations stratigraphiques établies au Tibet doivent être utilisées avec précaution, et il est important d'estimer systématiquement – dans la mesure où c'est possible – l'âge de dépôt des sédiments issus de l'érosion du plateau tibétain. De nombreuses études consacrées à la paléoaltimétrie ou à la provenance géographique des sédiments se fondent sur une stratigraphie régionale qui peut receler quelques inexactitudes. Dans le cas de Jianchuan, les âges absolus déterminés pour une formation sédimentaire attribuée au Miocène montrent qu'elle est plus ancienne d'au moins 10 Ma. Ceci pourrait conduire à des erreurs d'interprétation dans la chronologie de formation du plateau.
- Un large système fluvial en tresse existait à l'Eocène. Cela implique des précipitations et un relief local, probablement au nord de Jianchuan. Ce système était contemporain d'un environnement lacustre restreint, caractérisé par des phases d'assèchement et des événements de types *flash flood*.
- Une transition majeure dans le mode de sédimentation a eu lieu entre le Paléocène (argiles de plaines d'inondation) et l'Eocène (apparition d'un réseau en tresse). Ce changement s'accompagne d'un événement magmatique majeure ultrapotassique, qui n'est pas limité à Jianchuan mais qu'on retrouve jusqu'au Tibet central. L'apparition de ce système sédimentaire pourrait être liée à une surrection de l'Est du plateau à l'Eocène.
- L'absence probable de dépôt sédimentaire entre le début de l'Oligocène et le Pliocène pourrait s'expliquer par l'encaissement des rivières après le soulèvement du Tibet ; le réseau en tresse correspondrait alors à une phase transitoire. Le dépôt de sédiments depuis le Pliocène est dû à la présence des failles normales qui bordent le bassin (Plioquaternaire) de Jianchuan.

6.2. Discussion : implications sur l'évolution du plateau

6.2.1. Relief du Tibet

Dans une étude du relief de la Sierra Nevada, Clark et al., (2005) montrent l'existence d'une surface-relique de haute altitude et de faible relief. Deux processus sont associés à l'existence de ce paléorelief: désagrégation in situ du substratum par cryoclastie, et combinaison d'une incision fluviale et d'un comblement par dépôt sédimentaire qui émousse le relief. Le premier phénomène amène à des surfaces planes où les produits de l'érosion reposent directement sur le substratum. Ces zones caractéristiques ont été repérées dans le plateau du Deosai au Pakistan (van der Beek et al., 2009). Ces observations suggèrent que le plateau était plus étendu vers l'Ouest à l'Eocène. L'analyse morphologique de l'Ouest Tibet n'a pas révélé de surfaces - reliques étendues, à l'exception d'une petite zone à l'extrême est de notre zone d'étude (figure IV).

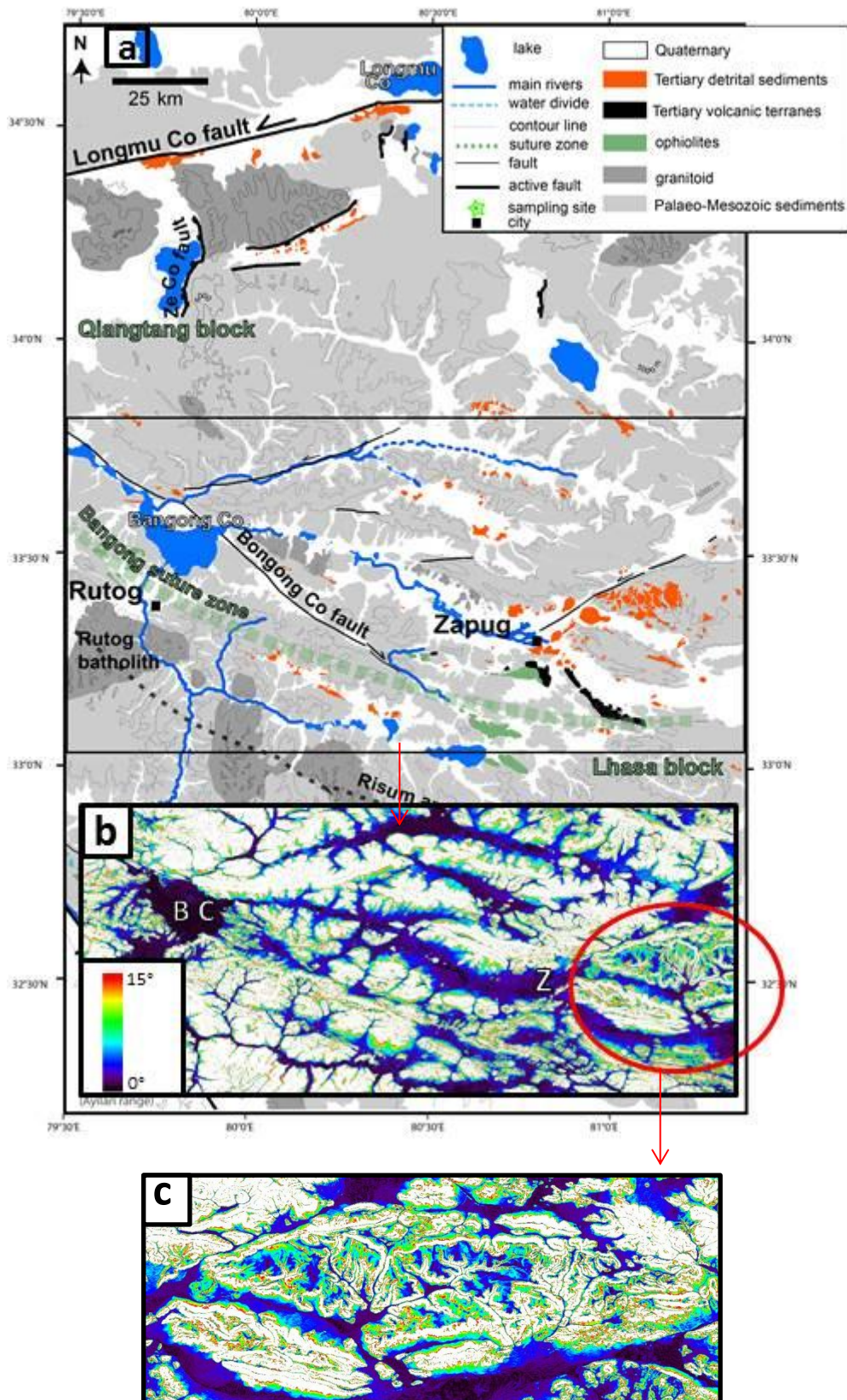


Figure VI. a) Carte de la zone du Bangong. b) carte des pentes figurant les valeurs inférieures à 15°, calculées à partir de données SRTM. Les pentes supérieures sont en blanc. c) détail de la zone de faible relief

Cette absence de surface relique amène l'hypothèse suivante : l'Ouest Tibet n'a peut-être jamais eu la morphologie d'un plateau. Dans ce cas, il devient difficile de placer le Deosai dans la même entité morphologique que le Tibet, en continuité avec l'Ouest du plateau. L'alternative est que le relief typique de l'Ouest reflète simplement une hétérogénéité morphologique préexistante.

6.2.2. Une surrection précoce et homogène du plateau ?

Les modèles de flux chenalisés (Beaumont et al., 2001 ; 2014) impliquent le fluage de matériel crustal partiellement fondu depuis le centre du plateau vers les bordures. Selon ces modèles, il y aurait donc un diachronisme entre le soulèvement du centre et le soulèvement plus tardif de l'Ouest et l'Est. Les modèles de soulèvement par étapes (Tapponnier et al., 2001) impliquent un diachronisme Sud-Nord, avec un « Lhassaplano » à l'Eocène et un soulèvement du Nord au Pliocène. Nos résultats et les données bibliographiques de paléoaltitude (Spicer et al., 2003, Hoke et al., 2014, Currie et al., 2005, Jacques et al., 2014, Dupont-Nivet et al., 2008 ; Quade et al., 2011, Hoorn et al., 2012) renforcent plutôt l'idée d'une surrection homogène de tout le plateau, en accord avec les modèles de double subduction de Guillot et Replumaz, (2013). Cela dit, l'hypothèse d'une haute altitude précoce à l'Ouest repose pour l'instant sur des interprétations tirées de la morphologie, pas sur une estimation directe (fossiles, isotopes stables), et la zone étudiée à l'Ouest ne recouvre que les blocs de Lhasa et Qiangtang.

6.2.3. Aspect climatique

L'hypothèse avancée par Licht et al., (2014) d'une mousson sud-est asiatique d'intensité marquée à l'Eocène n'est pas incompatible avec les résultats obtenus dans les dépôts carbonatés de Jianchuan, qui indiquent un milieu semi-aride prononcé, mais déstabilisé par des crues catastrophiques. Cependant, il est difficile de trancher pour l'instant avec l'hypothèse d'un climat aride ; Dupont-Nivet et al., (2007) décrivent des sédiments de type playa, indicateur de milieu aride, dans le bassin de Xining (Nord-Est Tibet). A l'Ouest, la composition générale des sédiments détritiques (*red beds*) cénozoïques pourrait correspondre à un climat aride ou semi- aride à l'Oligocène. Cette interprétation est compatible avec les modèles globaux de retrait de la mer du Tarim à l'Eocène (Fluteau et al., 1997) et l'aridification que cela a entraîné (Bosboom et al., 2011, Bougeois et al., 2014), mais nous ne disposons pas de données suffisantes pour le confirmer clairement.

6.3. Perspectives de recherche

6.3.1. Variations climatiques au Cénozoïque

L'analyse en $\delta^{18}\text{O}$ des dents fossiles du Rhinocérotoïde de Jianchuan, et des carbonates palustres, pourrait permettre de tester l'hypothèse d'une saisonnalité marquée à l'Est Tibet à l'Eocène. Elle permettrait par ailleurs de tester l'hypothèse d'une cause

climatique à la transition sédimentaire majeure vers 35 Ma et qui correspond à la forte diminution de la sédimentation. En effet, Licht et al., (2014) utilisent uniquement deux sites, l'un en Birmanie et l'autre dans le Nord-Est Tibet (bassin de Xining, Qinghai) distant de 2500 km, pour démontrer l'existence d'un système de mousson avec des fortes précipitations d'été au Sud-Est et peu de précipitation au Nord, lié à la mousson d'hiver dans le centre de l'Asie.

Nous disposons également de quelques échantillons de carbonates de l'Ouest Tibet, qui affleuraient au-dessus de laves datés à 35 Ma (Chang and Xu, 1986). Ces carbonates sont extrêmement altérés et leur interprétation à partir de lames minces reste très difficile. Il est nécessaire de poursuivre leur analyse, potentiellement avec une analyse en $\delta^{18}\text{O}$.

6.3.2. Réorganisation du réseau hydrographique dans l'Ouest Tibet

Par ailleurs, l'analyse du réseau hydrographique de l'Ouest Tibet sera développée. La ligne de partage entre le réseau de drainage externe et le réseau connecté à l'Indus a été cartographié précisément (voir chapitres 3 et 4) mais il reste de nombreuses informations qu'il est encore possible d'extraire du réseau. Le réseau de rivières a jusqu'ici été étudié à l'échelle régionale et, à l'exception de l'Indus, sans considérer chaque rivière individuellement ; un travail de cartographie du réseau à petite échelle est prévu. (Une cartographie automatique a été tentée avec le logiciel Arcmap, mais la précision des résultats n'est pas satisfaisante). Par ailleurs, les profils en long des rivières permettent d'estimer l'évolution des modes d'érosion. La forme d'un profil de rivière peut être affectée par de nombreux facteurs : variation du niveau de base ou du niveau marin dans le cas d'un drainage externe, facteurs tectonique, variations du substratum (Whipple et Tucker, 1999). En particulier, la présence d'une rupture de pente indique qu'une rivière n'est pas à l'équilibre, comme représenté sur la figure VI.2.

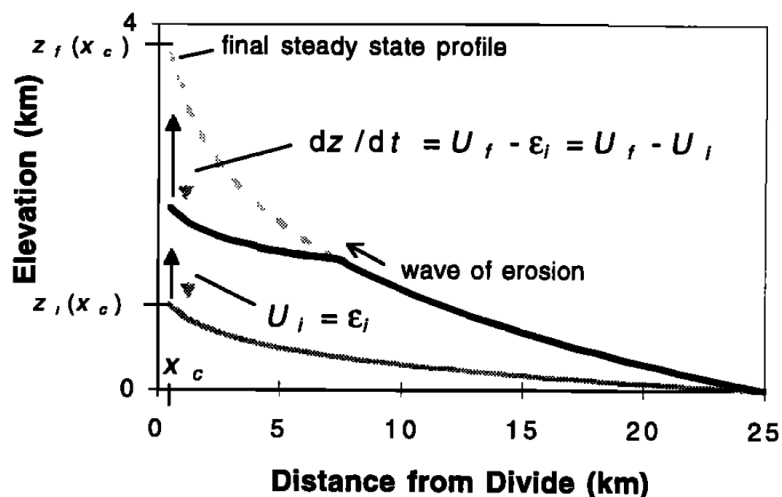


Figure VI.2. Exemple théorique de la réponse du profil en long d'une rivière à une augmentation du soulèvement U (par rapport au niveau de base).. Z_i : altitude initiale du

profil de la rivière à l'équilibre avant perturbation ; z_f : profil à l'état final (à l'équilibre). Le profil entre les deux représente un état transitoire. Whipple et Tucker, (1999)

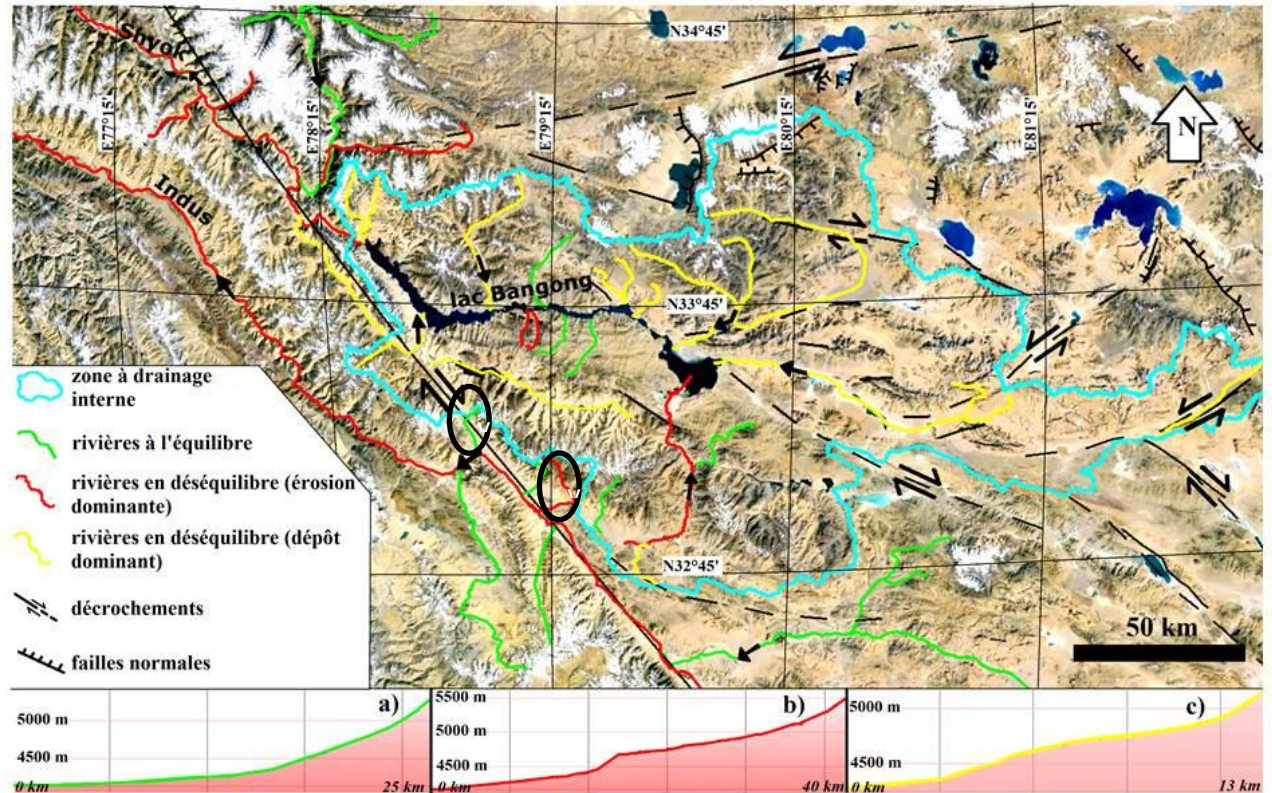


Figure VI.3. Représentation sur une image Google Earth des différents types de profils de rivières dans la région du Bangong.

L'analyse des profils en long des rivières de l'Ouest Tibet pourrait permettre d'étudier les variations potentielles du réseau hydrographique à l'échelle de quelques centaines de milliers d'années ou de quelques millions d'années, qui est l'échelle de temps estimée pour la réponse d'un profil de rivière à une perturbation (Whittaker et al., 2008, Whittaker et Boulton, 20012).

Les résultats préliminaires, comme le montre la figure VI.3, semblent montrer l'existence de trois types de profils dans la zone endorhémique, qui pourraient indiquer a) des rivières à l'équilibre, figurées en vert b) des rivières en déséquilibre avec une érosion dominante, en rouge et c) un comblement lié à une sédimentation dominante, en jaune.

6.3.3. Erosion holocène et cénozoïque ?

Estimation des taux d'érosion à l'Holocène

Une autre piste intéressante serait d'estimer les taux d'érosion modernes dans l'Ouest Tibet à partir d'isotopes cosmogéniques tels que le ^{21}Ne , ^3He ou ^{10}Be . En effet, l'interprétation des données thermochronologiques repose en partie sur l'hypothèse d'un taux d'érosion actuel comparable à ceux estimés au Tibet central (Lal et al., 2003, Li et al., 2010, Hetzel et al., 2011, Strobl et al., 2012, Li et al., 2014). A l'exception d'une étude consacrée à des événements abrupts d'inondations catastrophiques liées aux variations holocènes du niveau de lac du Bangong (Dortch et al., 2011), il n'existe pas de données générales sur l'érosion holocène dans l'Ouest Tibet. L'utilisation des isotopes cosmogéniques nécessite de prélever les dix premiers centimètres d'une surface, par exemple des blocs morainiques ou une coulée volcanique. Il est également possible de collecter des sables transportés par les rivières de l'Ouest Tibet et d'analyser les teneurs en ^{10}Be des grains de quartz ; le problème est que plusieurs de ces rivières sont temporaires. Ce projet requiert un travail de terrain qui permettrait également d'affiner le calage temporel des *red beds* et compléter l'échantillonnage destiné à la thermochronologie.

Précision sur l'exhumation au Cénozoïque

L'accélération apparente de l'incision entre 15 et 10 Ma, dans la région du Bangong, peut s'expliquer par un événement tectonique local (fonctionnement de la faille de Shiquanhe), par des causes climatiques (intensification de la mousson ?) ou par un facteur géodynamique régional. Il faudrait donc prélever des échantillons au sud de la faille, ou alors beaucoup plus au Nord, à une distance suffisante pour que la faille n'ait plus d'influence sur le relief, pour tester l'hypothèse d'une accélération de l'incision contrôlée par la tectonique locale. Ce projet semble difficile à réaliser à court terme, vu les conditions d'accès actuelles au Tibet.

Plus réaliste serait d'utiliser des thermochronomètres de plus haute température avec les échantillons déjà prélevés, pour retracer l'exhumation jusqu'à la collision himalayenne. En particulier, le système (U-Th)/He sur zircons (température de fermeture $\sim 180^\circ\text{C}$) est en cours d'analyse, et les systèmes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths ($150\text{-}300^\circ$) et biotites ($280\text{-}350^\circ\text{C}$) sont envisagés, ainsi que l'analyse en trace de fissions sur apatites et zircons. Ceci permettrait de tester l'hypothèse d'un soulèvement précoce du plateau, contemporain du soulèvement enregistré par les données paléoaltimétriques qui montrent des hautes altitudes dès l'Eocène, au Tibet central (Cyr et al., 2005, Rowley et Currie, 2006), à l'Est (Hoke et al., 2014, Jacques et al., 2014) et au Nord-Est (Dupont-Nivet et al., 2008).

BIBLIOGRAPHIE

- Abels, H. A., Dupont-Nivet, G., Xiao, G., Bosboom, R., & Krijgsman, W. (2011). Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene–Oligocene Transition (EOT). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(3-4), 399–412. doi:10.1016/j.palaeo.2010.11.028
- Allègre, C.J., Courtillot, V., Tapponnier, P., Him, A., Mattauer, M., Coulon, C., Jaeger, J.J., Achache, J., Schaerer, U., Marcoux, J., Burg, J.P., Girardeau, J., Armijo, R., Gariépy, C., Coepel, C., Li, T., Xiao, X., Chang, C., Li, G., Lin, B., Teng, J.W., Wang, N., Chen, G., Han, T., Wang, X., Den, W., Sheng, H., Cao, Y., Zhou, J., Qui, H., Bao, P., Wang, S., Wang, B., Zhou, Y., and Ronghua, X., 1984, Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt, *Nature*, 307, 17–22.
- Allen, C. R. Gillespie, A. R., Han, Y., Sieh, K. E., Zhang, B., & Zhu, C. (1984). Red River and associated faults , Yunnan Province , China : Quaternary geology , slip rates , and seismic hazard, *Geological Society of America Bulletin*, 95, 686–700.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Tong-Lin, H. (1989). Late Cenozoic Right-Lateral strike-slip Faulting in Southern Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 94(88), 2787 - 2838.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier J.-L, Tong-Lin, H. (1986). Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91, 13803-13872.
- Arnaud, N. O., Vidal, Ph., Tapponnier, P., Matte, Ph. & Deng, W. M. (1992). The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: geochemistry and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 111, 351–367.
- Argand, E. (1924). La tectonique de l' Asie, in : Extrait du compte-rendu du XIII^{ème} congrès géologique international de 1922 (Liège), 171-372.
- Bally, A.W., Allen, C.R., Geyer, R.B., Hamilton, W.B., Hopson, CA., Molnar, PH., Oliver, JE., Opdyke, N. D., Plafker, G., & Wu, FT., 1980. Notes on the geology of Tibet and adjacent areas: report of the American plate tectonics delegation to the people's Republic of China. - Open File Rep. U.S. geological Survey, 80-501. Washington D.C
- Barazangi, M., and J. Ni (1982), Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan Arc and Tibetan Plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology* 10, 179 – 185.
- Barbour, G.B. (1936). Physiographic history of the Yangtze. *Geographical Journal* 87, 17–32.
- Beaumont, C. (2004). Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research*, 109(B6), B06406. doi:10.1029/2003JB002809

- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation, 738–742.
- Bohon, W., (2014). Late Cenozoic-recent tectonics of the southwestern margin of the Tibetan Plateau, Ladakh, northwest India. Thèse, Arizona State University.
- Bollinger, L., Henry, P., & Avouac, J. (2006). Mountain building in the Nepal Himalaya: Thermal and kinematic model. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1-2), 58–71. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.045
- Bosboom, R. E., Dupont-Nivet, G., Houben, A. J. P., Brinkhuis, H., Villa, G., Mandic, O., ... Krijgsman, W. (2011). Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China) and concomitant Asian paleoenvironmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(3-4), 385–398. doi:10.1016/j.palaeo.2010.11.019
- Bougeois, L., de Rafélis, M., Reichart, G.J., de Nooijer, L. J., Nicollin, F., Dupont-Nivet, G. (2014). A high resolution study of trace elements and stable isotopes in oyster shells to estimate Central Asian Middle Eocene seasonality. *Chemical Geology* 263, 200-212.
- Braun, J. (2002a). Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age – elevation datasets. *Terra Nova* 14, 210-214.
- Braun, J. (2002b). Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 331–343.
- Braun, J., (2003). Pecube: a new finite element code to solve the heat transport equation in three dimensions in the Earth's crust including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Comput. Geosci.* 29, 787–794.
- Burchfiel, B. C., & Wang, E. (2003). Northwest-trending, middle Cenozoic, left-lateral faults in southern Yunnan, China, and their tectonic significance, *Journal of Structural Geology*, 25, 781–792.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province (1990), Regional geology of Yunnan province, pp. 728, Beijing.
- Caby, R., Pêcher, A., et Le Fort, P. (1983). Le grand chevauchement central Himalayan: Nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet, *Revue de géologie dynamique et géographie physique*, 24, 89 – 100.
- Cao, S., Liu, J., Leiss, B., Neubauer, F., Genser, J., & Zhao, C. (2011). Oligo-Miocene shearing along the Ailao Shan–Red River shear zone: Constraints from structural analysis and zircon U/Pb geochronology of magmatic rocks in the Diancang Shan massif, SE Tibet, China. *Gondwana Research*, 19(4), 975–993. doi:10.1016/j.gr.2010.10.006

- Carrapa, B., Orme, D., 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*(5), 443–446. doi:10.1130/G35350.1
- Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources (2004), Geological map of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau and adjacent areas, Beijing.
- Chevalier, M.-L., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Finkel, R. C., & Li, H. (2012). Spatially constant slip rate along the southern segment of the Karakorum fault since 200ka. *Tectonophysics*, *530-531*, 152–179. doi:10.1016/j.tecto.2011.12.014
- Chevalier, M.L., Li, H., Pan, J., Sun, Z., Liu, D., Wu, C., Pei, J., Xu, W., Huang, X., 2013. Insights on the youngest segment of the Altyn Tagh fault: the Longmu Co – Gozha Co fault system, Western Tibet. Eos Transactions American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement, Abstract T31A-2501.
- Chung, S.-L., Chu, M.-F., Zhang, Y., Xie, Y., Lo, C.-H., Lee, T.-Y., Wang, Y. (2005). Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, *68*(3-4), 173–196. doi:10.1016/j.earscirev.2004.05.001
- Chung, S-L, Lee, T-Y, Lo, C-H, Wang, P-L, Chen, C-Y, Trong Yem, Nguyem, Trong Hoa, Tran (1997). Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. *Geology*, *25*(4), 311-314.
- Clark, M. K., House, M. A., Royden, L. H., Whipple, K. ., Burchfiel, B. C., Zhang, X., & Tang, W. (2005). Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, *33*(6), 525-528. doi:10.1130/G21265.1
- Clark, M. K., and Royden, L. H. (2000). Topographic ooze : Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, *28*, 703 – 706. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<703.
- Clark, M. K., Schoenbohm, L. M., Royden, L. H., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E. and Chen, L. (2004). Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, *23*. doi:10.1029/2002TC001402
- Clift, P. D., & Blusztajn, J. (2005). Reorganization of the western Himalayan river system after five million years ago. *Nature*, *438*(7070), 1001–1003. doi:10.1038/nature04379
- Clift, P. D , Wan, S, et Blusztajn, J. (2014). Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. *Earth-Science Reviews* *130*, 86–102

- Cour, P., Zheng, Z., Duzer, D., Calleja, M., & Yao, Z. (1999). Vegetational and climatic significance of modern pollen rain in northwestern Tibet. *Review of Palaeobotany and Palynology* 104, 183–204.
- Craig, T. J., Copley, A., & Jackson, J. (2012). Thermal and tectonic consequences of India underthrusting Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 353-354, 231–239. doi:10.1016/j.epsl.2012.07.010
- Currie, B. S., Rowley, D. B., & Tabor, N. J. (2005). Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: Implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology*, 33(3), 181. doi:10.1130/G21170.1
- Cyr, A., Currie, B. S. & Rowley, D. B., (2005). Geochemical and stable isotopic evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, north-central Tibet: Implications for the paleoaltimetry of Late Eocene Tibetan Plateau. *J. Geol.* 113, 517–533.
- Dai, S., Fang, X., Dupont-Nivet, G., Song, C., Gao, J., Krijgsman, W., Langereis, C., & Zhang, W. (2006). Magnetostratigraphy of Cenozoic sediments from the Xining Basin: Tectonic implications for the northeastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 111(B11), B11102. doi:10.1029/2005JB004187
- David-Néel, A. (1927) Voyage d'une Parisienne à Lhasa, éditions Plon.
- DeCelles, P. G., Kapp, P., Ding, L., & Gehrels, G. E. (2007a). Late Cretaceous to middle Tertiary basin evolution in the central Tibetan Plateau: Changing environments in response to tectonic partitioning, aridification, and regional elevation gain. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5-6), 654–680. doi:10.1130/B26074.1
- DeCelles, P. G., Quade, J., Kapp, P., Fan, M., Dettman, D. L., & Ding, L. (2007b). High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3-4), 389–401. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.001
- Dewey, J., Shackleton, M., Chengfa, C. and YiYin, S., (1988). The Tectonic Evolution of the Tibetan Plateau, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 1594, 379-413.
- Dewey, J.F., Cande, S., and Pitman, W.C., (1989). Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone, *Eclogae Geologicae Helveticae* 82, 717–734.
- Ding, L., Kapp, P., Zhong, D., & Deng, W. (2003). Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44(10), 1833–1865. doi:10.1093/petrology/egg061.

- Ding, L., Xu, Q., Yue, Y., Wang, H., Cai, F., & Li, S. (2014). The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 392, 250–264. doi:10.1016/j.epsl.2014.01.045.
- Dortch, J. M., Owen, L. A., Caffee, M. W. and Kamp, U., (2011), Catastrophic partial drainage of Pangong Tso, northern India and Tibet, *Geomorphology*, 125, 109-12
- Dupont-Nivet, G., Krijgsman, W., Langereis, C. G., Abels, H. A, Dai, S., & Fang, X. (2007). Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 445(7128), 635–8. doi:10.1038/nature05516
- Dupont-Nivet, G., Hoorn, C., & Konert, M. (2008). Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology*, 36(12), 987. doi:10.1130/G25063A.1
- Dupont-Nivet, G., van Hinsbergen, D.J.J. & Torsvik, T.H. (2010). Persistently low Asian paleolatitudes: Implications for the India-Asia collision history, *Tectonics*, 29 (5), TC5016.
- Ehlers, T. A. & Farley, K. A. (2003). Apatite (U - Th)/ He thermochronometry : methods and applications to problems in tectonic and surface processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 1 – 14.
- Ehlers, T. A. (2005). Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 315–350. doi:10.2138/rmg.2005.58.12
- England, P., and G. Houseman (1986). Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664 – 3676, doi:10.1029/JB091iB03p03664.
- England, P.C., and Houseman, G.A., (1988). The mechanics of the Tibetan plateau, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A326, 301-320.
- England, P., and G. Houseman (1989). Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 94, 17,561 –17,579, doi:10.1029/JB094iB12p17561.
- Farley, K.A., Wolf, R.A., & Silver L.T. R. (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4223–4229.
- Farley, K.A., (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105, 2903-2914.

- Farley, K. A., Shuster, D. L., & Ketcham, R. A. (2011). U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS, and implications for the (U–Th)/He system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(16), 4515–4530. doi:10.1016/j.gca.2011.05.020
- Farley, K. A., Shuster, D. L., Watson, E. B., Wanser, K. H., & Balco, G. (2010). Numerical investigations of apatite $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(10). doi:10.1029/2010GC003243
- Fauquette, S., Clauzon, G., Suc, J.-P. & Zheng, Z. (1999). A new approach for paleoaltitude estimates based on pollen records: example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 170, 35–47.
- Fechtig, H., and Kalbitzer, S. (1966). The diffusion of argon in Potassium-Bearing Solids, from *Potassium-Argon Dating* (Shaeffer, O.A. and Zähringer, J. eds), Springer-Verlag, Berlin, New York, pp 68-106.
- Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M. & Duncan, C. (1994). How flat is Tibet ? *Geology*, 22,163-167.
- Flowers, R. M., Ketcham, R., Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(8), 2347–2365. doi:10.1016/j.gca.2009.01.015
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J. (1999). Simulating the evolution of the African and Asian monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104(D10), 11,995-12,018.
- Fuchs, G., (1967). Zum Bau des Himalaya : von Gerhard Fuchs (Österreichische Himalaya Gesellschaft. Daula Him. Expedition 1963). *Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 113, 1—211.
- Gallagher, K. (2012a). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 117(B2), B02408. doi:10.1029/2011JB008825
- Gallagher, K. (2012b). Uplift, denudation , and their causes and constraints over geological timescales, in : Roberts D.G. and Bally A.W., *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis*, 609-644.
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., & Fitzgerald, P. (2005). Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2), 193–208. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.025

- Gan, W., Zhang, P., Shen, Z.-K., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., Zhou, D., & Cheng, J. (2007). Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 112(B8), B08416. doi:10.1029/2005JB004120
- Garcia-castellanos, D. (2006). Long-term evolution of tectonic lakes: Climatic controls on the development of internally drained basins, in Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., and Fisher, D.M., eds., *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper 398, Penrose Conference Series*, 283–294
- Garzione, C. N., Dettman, D. L., & Horton, B. K. (2004). Carbonate oxygen isotope paleoaltimetry: evaluating the effect of diagenesis on paleoelevation estimates for the Tibetan plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212(1-2), 119–140. doi:10.1016/j.palaeo.2004.05.020
- Garzione, C. N. (2008). Surface uplift of Tibet and Cenozoic global cooling. *Geology*, 36, 1003–1004
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, 266(3-4), 157–170. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.001
- Godard, V., Lavé, J., Carcaillet, J., Cattin, R., Bourlès, D., & Zhu, J. (2010). Spatial distribution of denudation in Eastern Tibet and regressive erosion of plateau margins. *Tectonophysics*, 491(1-4), 253–274. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.026
- Guo T.Y., Liang D.Y., Zhang Y. Z., and Zhao C. H. (1991) *Geology of Ngari, Tibet (Xizang), China* : Wuhan, The China University of Geosciences Press (en chinois).
- Gilley L. D., Harrison, T. M., Leloup, P. H., Ryerson, F. J., Lovera, O. M., Wang, J-H. (2003). Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, No B2, p ECV 14-1 to 14-21.
- Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Mahéo, G., de Sigoyer, J., (2003). Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *Geochemistry Geophysics Geosysteme* 4. <http://dx.doi.org/10.1029/2002gc000484>.
- Guillot, S., Mahéo, G., de Sigoyer, J., Hattori, K. H., & Pêcher, A. (2008). Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 451(1-4), 225–241. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.059
- Guillot, S., & Replumaz, A. (2013) Importance of continental subductions for the growth of the Tibetan plateau. *Bull. Soc. géol. France*, 184, 199–223.
- Hacker, B. R., Gnos, E., Ratschbacher, L., Grove, M., McWilliams, M., Sobolev, S. V., Wan, J., & Zhenhan, W. (2000). Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet. *Science* 287, 2463–2466.

- Haider, V., Dunkl, I., von Eynatten, H., & Ling, D. (2009). First (U-Th)/ He ages from the peneplain forming granitoids of Tibetan Plateau , near Nam Co, *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU 2009.
- Haider, V. L., Dunkl, I., Eynatten, H. Von, Ding, L., Frei, D., & Zhang, L. (2013). Cretaceous to Cenozoic evolution of the northern Lhasa Terrane and the Early Paleogene development of peneplains at Nam Co, Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70-71, 79–98. doi:10.1016/j.jseaes.2013.03.005
- Harris, N. (2006). The elevation history of the Tibetan Plateau and its implications for the Asian monsoon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241(1), 4–15. doi:10.1016/j.palaeo.2006.07.009
- Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd W.S.F., & Yin, A. (1992) Raising Tibet, *Science*, 255 (5052), 1663-1670.
- Harrison T.M., Copeland P., Kidd W.S.F., & Lovera O. (1995) Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implications for uplift of the southern Tibetan Plateau, *Tectonics* **14**, 658-676.
- 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(2), 377-397.
- Hedin, S. (1909, 1912) Transhimalaya. Entdeckungen und Abenteuer in Tibet, 3 volumes, éditions Leipzig : Brockhaus.
- Hedin, S. (1917) Southern Tibet: Discoveries in former times compared with my own researches in 1906-1908, éditions : Stockholm.
- Heim, A., et Gansser, A. (1939). Central Himalaya Geological Observations of Swiss Expedition, 1936.
- Hetényi, G., Cattin, R., Brunet, F., Bollinger, L., Vergne, J., Nábělek, J. L., & Diament, M. (2007). Density distribution of the India plate beneath the Tibetan plateau: Geophysical and petrological constraints on the kinetics of lower-crustal eclogitization. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(1-2), 226–244. doi:10.1016/j.epsl.2007.09.036
- Hetzl, R., Dunkl, I., Haider, V., Strobl, M., von Eynatten, H., Ding, L., & Frei, D. (2011). Peneplain formation in southern Tibet predates the India-Asia collision and plateau uplift. *Geology*, 39(10), 983–986. doi:10.1130/G32069.1
- Eymard, I. (2014). Faciès mixtes carbonatés-silicoclastiques du bassin cénozoïque de Jianchuan (Est Tibet) : approche paléoenvironnementale et paléoclimatique. Mémoire de Matser 2, Université Claude Bernard.

- Hoke, G. D., Liu-Zeng, J., Hren, M. T., Wissink, G. K., & Garziona, C. N. (2014). Stable isotopes reveal high southeast Tibetan Plateau margin since the Paleogene. *Earth and Planetary Science Letters*, 394, 270–278. doi:10.1016/j.epsl.2014.03.007
- Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thoeni, M., Trommsdorff, V. (1982). Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalaya (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth and Planetary Science Letters*, 60:253–92
- Hong, H., Gu, Y., Li, R., Zhang, K., & Li, Z. (2009). Clay mineralogy and geochemistry and their palaeoclimatic interpretation of the Pleistocene deposits in the Xuancheng section, southern China. *Journal of Quaternary Science*, 25(5), 662–674. doi:10.1002/jqs.1340
- Hong, H., Li, Z., Xue, H., Zhu, Y., Zhang, K., & Xiang, S. (2007). Oligocene clay mineralogy of the Linxia Basin: evidence of Paleoclimatic evolution subsequent to the initial-stage uplift of the Tibetan Plateau. *Clays and Clay Minerals*, 55(5), 491–503. doi:10.1346/CCMN.2007.0550504
- Hoorn, C., Straathof, J., Abels, H. A., Xu, Y., Utescher, T., & Dupont-Nivet, G. (2012). A late Eocene palynological record of climate change and Tibetan Plateau uplift (Xining Basin, China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 344-345, 16–38. doi:10.1016/j.palaeo.2012.05.011
- Horton, B. K., Spurlin, M. S., & Zhou, J. (2002). Paleocene – Eocene syncontractional sedimentation in narrow , lacustrine-dominated basins of east-central Tibet, *Geological Society of America Bulletin*, 7, 771–786.
- House, M. A., Wernicke, B. P., & Farley, K. A. (2001). Paleo-geomorphology of the Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He ages in apatites, *American Journal of Science*, 301, 77–102.
- House, M. A., Wernicke, B. P., & Farley, K. A. (1998). Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature*, 396, 66 – 69.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P., and Molnar, P. (1981). Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts, *Journal of Geophysical Research*, 86, 6115-6132.
- Huber, M., & Goldner, A. (2012). Eocene monsoons. *Journal of Asian Earth Sciences*, 44, 3–23. doi:10.1016/j.jseaes.2011.09.014.
- Hurai, V., Paquette, J.L., Huraiová, M., Konečný, P. (2010). Age of deep crustal magmatic chambers in the intra-Carpathian back-arc basin inferred from LA-ICPMS U-Th-Pb dating of zircon and monazite from igneous xenoliths in alkali basalts. *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 198, 275-287.

- Jackson SE, Pearson NJ, Griffin WL, Belousova EA (2004) The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47–69.
- Jacques, F. M. B., Su, T., Spicer, R. a., Xing, Y.-W., Huang, Y.-J., & Zhou, Z.-K. (2014). Late Miocene southwestern Chinese floristic diversity shaped by the southeastern uplift of the Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411, 208–215. doi:10.1016/j.palaeo.2014.05.041
- Jaeger, J.J., Courtillot, V., and Tapponnier, P., 1989, Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous-Tertiary boundary, and the India-Asia collision: *Geology*, v. 17, p. 316–319.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Vergés, J., & Platt, J. P. (2008). Lithosphere structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2), 276–289. doi:10.1016/j.epsl.2007.11.045
- Jolivet, M., Dempster, T., Cox, R. (2003). Répartition de l'uranium et du thorium dans les apatites : implications pour la thermochronologie (U-Th)/He. *Comptes Rendus Géoscience* 335 (12), 899-906.
- Jolivet, A., M., Roger, F., Arnaud, N., Seward, D., Brunel, M., & Tapponnier, P. (1999). Histoire de l'exhumation de l'Altun Shan : indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet), *Comptes-rendus de l'Académie des sciences, Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 329, 745-759.
- Jolivet, M., Brunel, M., Seward, D., Xu, Z., Yang, J., Roger, F., & Tapponnier, P. (2001). Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau : fission-track constraints, *Tectonophysics*, 343, 111-134
- John, C. M., Karner, G. D., Browning, E., Leckie, R. M., Mateo, Z., Carson, B., & Lowery, C. (2011). Timing and magnitude of Miocene eustasy derived from the mixed siliciclastic-carbonate stratigraphic record of the northeastern Australian margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3-4), 455–467. doi:10.1016/j.epsl.2011.02.013.
- Kapp, P., DeCelles, P. G., Gehrels, G. E., Heizler, M., & Ding, L. (2007). Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7-8), 917–933. doi:10.1130/B26033.1
- Kapp, P., Murphy, M. a., Yin, A., Harrison, T. M., Ding, L., & Guo, J. (2003a). Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22(4), n/a–n/a. doi:10.1029/2001TC001332

- Kapp, P., Yin, A., Manning, C. E., Harrison, T. M., Taylor, M. H., & Ding, L. (2003b). Tectonic evolution of the early Mesozoic blueschist-bearing Qiangtang metamorphic belt, central Tibet. *Tectonics*, 22(4), doi:10.1029/2002TC001383.
- Kapp, P., Yin, A., Harrison, T. M., & Ding, L. (2005). Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 117(7), 865. doi:10.1130/B25595.1
- Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(24), 7779–7791. doi:10.1016/j.gca.2011.10.011
- Kirby, E., Reiners, P. W., Krol, M. A., Whipple, K. X., Hodges, K. V, Farley, K. A., Tang, W., & Chen, Z. (2002). Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/ He thermochronology, *Tectonics*, 21(1), doi 0278-7407/02/2000TC001246.
- Kohn, M. J., & Parkinson, C. D. (2002). Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision, *Geology* 7, 591–594.
- Kominz, M. A., Browning, J. V., Miller, K. G., Sugarman, P. J., Mizintseva, S., & Scotese, C. R. (2008). Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research*, 20(2), 211–226. doi:10.1111/j.1365-2117.2008.00354.x.
- Kong, P., Granger, D., Wu, F., Caffee, M., Wang, Y., Zhao, X., & Zheng, Y. (2009). Cosmogenic nuclide burial ages and provenance of the Xigeda paleo-lake: Implications for evolution of the Middle Yangtze River. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1-2), 131–141. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.003.
- Kong, P., Zheng, Y., & Caffee, M. W. (2012). Provenance and time constraints on the formation of the first bend of the Yangtze River. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6). doi:10.1029/2012GC004140.
- Kuhle, M. (1991). Observations supporting the Pleistocene inland glaciation of High Asia. *GeoJournal* 25, 131–231.
- Lal, D., Harris, N. B., Sharma, K. K., Gu, Z., Ding, L., Liu, T., Dong, W., Caffee, W. M., & Jull, A. J. T. (2004). Erosion history of the Tibetan Plateau since the last interglacial: constraints from the first studies of cosmogenic ^{10}Be from Tibetan bedrock. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(1-2), 33–42. doi:10.1016/S0012-821X(03)00600-9.
- Le Fort, P. (1988). Granites in the tectonics evolution of the Himalaya, Karaorum and southern Tibet. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 326, 281-

- Leloup, P. H., et J. R. Kienast, (1993). High Temperature metamorphism in a major Tertiary ductile continental strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River (P.R.C.) *Earth and Planetary Science Letters*, vol 118, 213-234.
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Zhong, D., Liu, X., Zhang, L., Ji, S., Phan Trong Trinh. (1995). The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251, 3-84
- Leloup, P. H., Arnaud, N. O., Mahéo, G., Paquette, J. L., Guillot, S., Valli, F., Li, H., Xu, Z., Lacassin, R., & Tapponnier, P. (2012). Successive deformation episodes along the Lungmu Co zone, west-central Tibet. *Gondwana Research*, 21(1), 37-52.
doi:10.1016/j.gr.2011.07.026
- Leloup, P. H., Tapponnier, P., Shan, X., & Shan, D. (2007). Discussion on the role of the Red River shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia, *Journal of the geological society, London*, 164, 1253-1260.
- Leloup, P. H., Boutonnet, E., Weinberg, R. F., Mukherjee, B. K., Tapponnier, P., Lacassin, Chevalier, M-L., Li, H., Valli, F., Arnaud, N., & Paquette, J.-L. (2013). Comment on “Displacement along the Karakoram fault, NW Himalaya, estimated from LA-ICP-MS U-Pb dating of offset geologic markers” published by Shifeng Wang et al. in *EPSL*, 2012. *Earth and Planetary Science Letters*, 363, 242-245.
doi:10.1016/j.epsl.2012.12.012
- Le Pichon, X., & Fournier, M. (1992). Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11(6), 1085-1098.
- Lézine, A. M., (2009). Le pollen, Outil d'étude de l'environnement et du climat au Quaternaire, édité par la Société géologique de France-Vuibert.
- Li, Y., Li, D., Liu, G., Harbor, J., Caffee, M., & Stroeven, A. P. (2014). Patterns of landscape evolution on the central and northern Tibetan Plateau investigated using in-situ produced ¹⁰Be concentrations from river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 398, 77-89. doi:10.1016/j.epsl.2014.04.045
- Liang, H., Campbell, I. H., Allen, C. M., Sun, W., Yu, H., Xie, Y., & Zhang, Y. (2007). The Age of the Potassic Alkaline Igneous Rocks along the Ailao Shan – Red River Shear Zone: Implications for the Onset Age of Left-Lateral Shearing, *Journal of Geology*, 115, 231-242.
- Licht, A, van Cappelle, M., Abels, H. A, Ladant, J.-B., Trabucho-Alexandre, J., France-Lanord, C., Donnadieu, Y., Vanderberghe, J., Rigaudier, T., Lécuyer, C., Terry D.Jr, Adriaens R., Boura, A., Guo, Z., Aung Naing Soe, Quade, J., Dupont-Nivet, G., & Jaeger, J.-J. (2014). Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature*, 513, 501-506, doi:10.1038/nature13704.

- Lippert, P. C., & Dupont-nivet, G. (2014). Early Cretaceous to present latitude of the central proto-Tibetan Plateau : A paleomagnetic synthesis with implications for Cenozoic tectonics , paleogeography , and climate of Asia. *Geological Society of America Special Papers*, 507, doi:10.1130/2014.2507(01).
- Liu, Z., & Wang, C. (2001). Facies analysis and depositional systems of Cenozoic sediments in the Hoh Xil basin , northern Tibet, *Sedimentary Geology*, 140, 251-270.
- Liu-Zeng, J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., & Ding, L. (2008). Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution. *Journal of Geophysical Research*, 113(F4), F04018. doi:10.1029/2007JF000897
- Löser, H., & Liao, W. (2001). Cretaceous corals from Tibet (China) stratigraphic and palaeobiogeographic aspects, *19*, 661–667.
- Lu, Y., Kerrich, R., Cawood, P. A., McCuaig, T. C., Hart, C. J. R., Li, Z., & Bagas, L. (2012). Zircon SHRIMP U–Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinsha suture. *Gondwana Research*, 22(2), 737–747. doi:10.1016/j.gr.2011.11.016
- Lucas, S. G. & Emry, R. J. (1996). Biochronological significance of Amynodontidae (Mammalia, Perissodactyla) from the Paleogene of Kazakhstan. *Journal of Paleontology*, 70, 691–6.
- Lucas, S. G., Emry, R. J. & Bayashashov B. U. (1996). *Zaisanamynodon*, a late Eocene amynodontid (Mammalia, Perissodactyla) from Kazakhstan and China. *Tertiary Research*, 17, 51–8.
- Ludwig KR (2001) User’s manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, Berkeley, USA, 55 pp.
- Mahéo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Villa, I. M., Keller, F., & Capiez, P. (2004). The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): an intra-oceanic tholeiitic arc origin with implication for the closure of the Neo-Tethys. *Chemical Geology*, 203, 273–303, doi:10.1016/j.chemgeo.2003.10.007
- Mahéo, G., Leloup, P., Valli, F., Lacassin, R., Arnaud, N., Paquette, J., Fernandez Li, H., Farley, K., & Tapponnier, P. (2007). Post 4 Ma initiation of normal faulting in southern Tibet. Constraints from the Kung Co half graben. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(1-2), 233–243. doi:10.1016/j.epsl.2007.01.029
- Matte Ph., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L. Avouac J. P., Vidal Ph., Qing Liu, Yusheng Pan and Yi Wang (1996). Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus, *Earth and Planetary Science Letters*, 142(3-4), 311-330.

- Masce, G. (1985) - L'Himalaya résulte-t-il du télescopage de trois chaînes ? *Bulletin de la Société géologique de France.*, 8, I, 3, 289-304.
- Masce, G., Pêcher, A., et Guillot, S. (2010). Himalaya-Tibet. La collision continentale Inde-Eurasie, Société géologique de France-Nepal Geological Society-Vuibert éd.
- Maussion, F., Scherer, D., Mölg, T., Collier, E., Curio, J., & Finkelburg, R. (2014). Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis. *Journal of Climate*, 27(5), 1910–1927. doi:10.1175/JCLI-D-13-00282.1
- Mechie, J., Sobolev, S. V., Ratschbacher, L., Babeyko, A. Y., Bock, G., Jones, A. G., Nelson, K. D., Solon, K. D., Brown, L. D., & Zhao, W. (2004). Precise temperature estimation in the Tibetan crust from seismic detection of the α - β quartz transition. *Geology*, 32(7), 601-604. doi:10.1130/G20367.1
- Medlicott, H. (1864). On the geological structure and relations of the southern portion of the Himalayan ranges between the rivers Ganges and Ravee. *Geological Survey of India Mem.* 3., 1-212.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., & Meyer, B. (1998). Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas- The Qaidam and Hexi Corridor basins, China, *Tectonics* 17(6), 823–842.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., et Klein, M. (1999). Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International*, 137 (2), 280-318.
- Miller, K. G., Wright, J. D., & Fairbanks, G. (1991). Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion, *Journal of Geophysical research*, 96, 6829–6848.
- Molnar, P., England, P., & Martinod, J. (1993). Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31(4), 357-396.
- Moore, M. A., & England, P. C. (2001). On the inference of denudation rates from cooling ages of minerals, *Earth and Planetary Science Letters* 185, 265–284.
- Müller, W., Shelley, M., Miller, P., & Broude, S. (2009) Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *J. Anal. At. Spectrom.*, 24, 209-214.
- Murphy, M. A., Yin, An, Harrison, T. M., Dürr, S. B., Z, Chen, Ryerson, F. J., Kidd, W. S. F., Wang, X, Zhou (1997) Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau ? *Geology* 25 (8) pp. 719-722.

- Murphy, M. A., Yin, A., Kapp P., Harrison, T. M., Ding ,L., & Guo, J. (2000). Southward propagation of the Karakoram fault system , southwest Tibet : Timing and magnitude of slip. *Geology*, 28(5), 451–454.
- Nábelek, J., Hetényi, G., Vergne, J., Sapkota, S., Kafle, B., Jiang, M., & Huang, B.-S., (2009). Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325, 1371–1374. doi:10.1126/science.1167719
- Najman, Y., Garzanti, E., Scienza, P., Bickle, M., & Stix, J. (2003). Early-Middle Miocene paleodrainage and tectonics in the Pakistan Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 10, 1265–1277.
- Ouimet, W., Whipple, K., Royden, L., Reiners, P., Hodges, K., & Pringle, M. (2010). Regional incision of the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Lithosphere*, 2(1), 50–63. doi:10.1130/L57.1
- Owen, L. A., Caffee, M. W., Finkel, R. C., & Seong, Y. B. A. E. (2008). Quaternary glaciation of the Himalayan – Tibetan orogeny. *Journal of Quaternary Science* 23, 513–531. doi:10.1002/jqs
- Palin, R. M., Searle, M. P., Waters, D. J., Parrish, R. R., Roberts, N. M. W., Horstwood, M. S. A., Yeh, M.-W., Chung, S.-L., & Anh, T. T. (2013). A geochronological and petrological study of anatectic paragneiss and associated granite dykes from the Day Nui Con Voi metamorphic core complex, North Vietnam: constraints on the timing of metamorphism within the Red River shear zone. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(4), 359–387. doi:10.1111/jmg.12025
- Pan, G., Wang, L., Li, R., Yuan, S., Ji, W., Yin, F., ... Wang, B. (2012). Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53, 3–14. doi:10.1016/j.jseaes.2011.12.018
- Pan, G. and Kidd, W. S. F. (1992). Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau. *Geology*, 20 no. 9, 775-778
- Paquette, J-L, & Tiepolo, M., (2007) High resolution (5 µm) U-Th-Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology*, 240, 222-237.
- Paquette, J-L., Piro JL, Devidal JL, Bosse, V., Didier, A. (2014) Sensitivity enhancement in LA-ICP-MS by N2 addition to carrier gas: application to radiometric dating of U-Th-bearing minerals. *Agilent ICP-MS Journal*, 58, 4-5.
- Paquette, J-L., Piro JL, Devidal JL, Bosse, V., Didier, A. (2014) Sensitivity enhancement in LA-ICP-MS by N2 addition to carrier gas: application to radiometric dating of U-Th-bearing minerals. *Agilent ICP-MS Journal*, 58, 4-5.

- Pêcher, A., (1989). The metamorphism in the central Himalaya, *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 31 – 41.
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *Journal of Geophysical research*, 93, 15085–117.
- Poage, M. A., & Chamberlain, C. P. (2001). Stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of palaeoelevation change, *American Journal of Science* 301, 1–15.
- Pognante, U. et Spencer, D., A. (1991). – First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). – *European Journal of Mineralogy*, 3, 613-618.
- Powell, CM et Conaghan, PG. (1973) Plate tectonics and the Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 20, 1–12
- Prell, W.L., Murray, D.W., Clemens, S.C., et Anderson, D.M. (1992). Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: Evidence from the western Arabian Sea drilling program, in Duncan, R.A., et al., eds., *Synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 70, p. 447–469.
- Quade, J., Breecker, D. O., Daeron, M., & Eiler, J. (2011). The paleoaltimetry of Tibet: An isotopic perspective. *American Journal of Science*, 311(2), 77–115.
doi:10.2475/02.2011.01
- Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J. and Joussaume, S. (1997). Effect of orogeny, plate motion and land–sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386, 788 - 795
- Raterman, N. S., Cowgill, E., & Lin, D. (2007). Variable structural style along the Karakoram fault explained using triple-junction analysis of intersecting faults. *Geosphere*, 3(2), 71.
doi:10.1130/GES00067.1
- Replumaz, A. (2003). Reconstruction of the deformed collision zone Between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *Journal of Geophysical Research*, 108(B6), 2285. doi:10.1029/2001JB000661
- Replumaz, A., Capitanio, F. A., Guillot, S., Negredo, A. M., & Villaseñor, A. (2014). The coupling of Indian subduction and Asian continental tectonics. *Gondwana Research*, 26(2), 608–626. doi:10.1016/j.gr.2014.04.003

- Replumaz, A., Lacassin, R., Tapponnier, P., & Leloup, P. H. (2001). Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China). *Journal of Geophysical Research* 106, 819–836.
- Reiners P.W., Shuster D. L., (2009). Thermochronology and Landscape Evolution, *Physics Today*, 62(9), 31-36.
- Raymo, M. E., et Ruddiman, W. F. (1992) Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117–122
- Robinson, A. C. (2009). Geologic offsets across the northern Karakorum fault: Implications for its role and terrane correlations in the western Himalayan-Tibetan orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(1-2), 123–130. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.039
- Roddaz, M., Said, A., Guillot, S., Antoine, P.-O., Montel, J.-M., Martin, F., & Darrozes, J. (2011). Provenance of Cenozoic sedimentary rocks from the Sulaiman fold and thrust belt, Pakistan: implications for the palaeogeography of the Indus drainage system. *Journal of the Geological Society*, 168(2), 499–516. doi:10.1144/0016-76492010-100
- Roger, F., Arnaud, N., Gilder, S., Tapponnier, P., Jolivet, M., Brunel, M., Malavieille, J., Xu, Z., & Yang, J. (2003). Geochronological and geochemical constraints on Mesozoic suturing in east central Tibet. *Tectonics*, 22(1037), doi:10.1029/2002TC001466.
- Rohrman, A., Kapp, P., Carrapa, B., Reiners, P. W., Guynn, J., Ding, L., & Heizler, M. (2011). Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45 Ma. *Geology*, 40(2), 187–190. doi:10.1130/G32530.1
- Rowley, D. B., & Currie, B. S. (2006). Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439(7077), 677–81. doi:10.1038/nature04506
- Schärer, U., Zhang, L., & Tapponnier, P. (1994). Duration of strike-slip movements in large shear zones : the Red River belt, 126, 379–397. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 379-397.
- Sanchez, V. I., Murphy, M. A., Dupré, W. R., Ding, L., & Zhang, R. (2010). Structural evolution of the Neogene Gar Basin, western Tibet: Implications for releasing bend development and drainage patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5-6), 926–945. doi:10.1130/B26566.1.
- Schoenbohm, L. M., Whipple, K. ., Burchfiel, B. C., & Chen, L. (2004). Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7), 895. doi:10.1130/B25364.1

- 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(1), 173–185. doi:10.1016/j.jseas.2004.03.004.
- Searle, M. P. (2006). Role of the Red River Shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 163, 1025–1036.
- Searle, M. P., Cottle, J. M., Streule, M. J., et Waters D. J. (2009). Crustal melt granites and migmatites along the Himalaya: melt source, segregation, transport and granite emplacement mechanisms. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100, 219–233. doi:10.1017/S175569100901617X.
- Searle, M. P., Elliott, J. R., Phillips, R. J., & Chung, S.-L. (2011). Crustal-lithospheric structure and continental extrusion of Tibet. *Journal of the Geological Society*, 168(3), 633–672. doi:10.1144/0016-76492010-139
- Shifeng, W., Guiguo, J., Tiande, X., Yuntao, T., Dewen, Z., & Xiaomin, F. (2012). The Jinhe–Qinghe fault—An inactive branch of the Xianshuihe–Xiaojiang fault zone, Eastern Tibet. *Tectonophysics*, 544–545, 93–102. doi:10.1016/j.tecto.2012.04.004
- Shuster, D. L., et Farley, K. A. (2005). $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry: Theory, practice, and potential complications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 181–203. doi:10.2138/rmg.2005.58.7
- Shuster, D. L., Ehlers, T. A., Rusmore, M. E., & Farley, K. A. (2005). Rapid glacial erosion at 1.8 Ma revealed by $^4\text{He} / ^3\text{He}$ thermochronometry. *Science*, 310(5754), 1569–1724.
- Shuster, D. L., Farley, K. A., Sisterson, J. M., & Burnett, D. S. (2004). Quantifying the diffusion kinetics and spatial distributions of radiogenic ^4He in minerals containing proton-induced ^3He . *Earth and Planetary Science Letters* 217(1-2), 19–32.
- Shuster, D. L., Flowers, R. M., & Farley, K. a. (2006). The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 148–161. doi:10.1016/j.epsl.2006.07.028
- de Sigoyer, J., V. Chavagnac, J. Blichert-Toft, I. M. Villa, B. Luis, S. Guillot, M. Cosca, and G. Mascle (2007). Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya : Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28(6), 487–490.
- Song, X.-Y., Spicer, R. A., Yang, J., Yao, Y.-F., & Li, C.-S. (2010). Pollen evidence for an Eocene to Miocene elevation of central southern Tibet predating the rise of the High Himalaya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(1), 159–168. doi:10.1016/j.palaeo.2010.07.025

- Spicer, R., Harris, N., Widdowson, M., Herman, A., Guo, S., Valdes, P., Wolfek J. and Kelley S. , (2003). Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years, *Nature* 421, pp. 622-624.
- Staisch, L. M., Niemi, N. A. , Hong, C. , Clark, M. K., Rowley, D. B., Currie, B., (2014). A Cretaceous-Eocene depositional age for the Fenghuoshan Group, Hoh Xil Basin: Implications for the tectonic evolution of the northern Tibet Plateau. *Tectonics*, 33, 281–301.
- Strobl, M., Hetzel, R., Niedermann, S., Ding, L., & Zhang, L. (2012). Landscape evolution of a bedrock peneplain on the southern Tibetan Plateau revealed by in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{21}Ne . *Geomorphology*, 153-154, 192–204. doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.024
- Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Heyman, J., Harbor, J., Li, Y. K., Zhou, L. P., Caffee, M.W, Alexanderson, H., Kleman, J., Ma, H. Z., & Liu, G. N. (2009). Landscape analysis of the Huang He headwaters, NE Tibetan Plateau — Patterns of glacial and fluvial erosion. *Geomorphology*, 103(2), 212–226. doi:10.1016/j.geomorph.2008.04.024
- Stüwe, K., White, L., & Brown, R. (1994). The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 124, 63-74.
- Sun, B.-N., Wu, J.-Y., Liu, Y.-S. (Christopher), Ding, S.-T., Li, X.-C., Xie, S.-P. & Lin, Z.-C. (2011). Reconstructing Neogene vegetation and climates to infer tectonic uplift in western Yunnan, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304(3-4), 328–336. doi:10.1016/j.palaeo.2010.09.023
- Tao, W., & Shen, Z. (2008). Heat flow distribution in Chinese continent and its adjacent areas. *Progress in Natural Science*, 18(7), 843–849. doi:10.1016/j.pnsc.2008.01.018
- Tapponnier, P. & Molnar P. (1977). Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2905-2930.
- Tapponnier, P. , Zhiqin X., Roger F., Meyer B., Arnaud, N., Wittlinger G. and Jingsui Y. (2001). Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, 294, 1671-1677.
- Tapponnier, P, Peltzer, G, Le Dain, AY, Armijo, R, Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611–16
- Taylor, M., Yin, A., Ryerson, F. J., Kapp, P., & Ding, L. (2003). Conjugate strike-slip faulting along the Bangong-Nujiang suture zone accommodates coeval east-west extension and north-south shortening in the interior of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 22(4), doi:10.1029/2002TC001361

- Thatcher, W. (2007). Microplate model for the present-day deformation of Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 112(B1), B01401. doi:10.1029/2005JB004244.
- Trinkler E. & Trinkler, I., 1932. Geographische Forschungen in westlichen Zentralasien und Karakorum-Himalaya, in: Trinkler, E. et de Terra, 1932. Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr. Trinklerschen Zentralasien-Expedition, I, 133 p., Reimer ed.
- Tsubamoto, T., Matsubara, T., Tanaka, S., & Saegusa, H. (2007). Geological age of the Yokawa Formation of the Kobe Group (Japan) on the basis of terrestrial mammalian fossils. *Island Arc*, 16(3), 479–492. doi:10.1111/j.1440-1738.2007.00577.x
- Utescher, T., & Mosbrugger, V. (2007). Eocene vegetation patterns reconstructed from plant diversity — A global perspective. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247(3-4), 243–271. doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.022
- Valla, P.G., Herman, F., van der Beek, P.A., Braun, J., 2010. Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history—I: theory and conceptual model. *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 511–522.
- Valla, P. G., van der Beek, P. A., & Braun, J. (2011). Rethinking low-temperature thermochronology data sampling strategies for quantification of denudation and relief histories: A case study in the French western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3-4), 309–322. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.003
- Valli, F. (2005). Décrochements lithosphériques dans l'Ouest du plateau du Tibet: Géométrie, âge, décalages cumulés et vitesse de glissement long-terme sur la Faille du Karakorum, Ph.D. thesis, Institut De Physique du Globe de Paris.
- Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P. H., Sobel, E. R., Mahéo, G., Lacassin, R., Guillot, S., Haibing, L., Tapponnier, P. & Xu, Z. (2007). Twenty million years of continuous deformation along the Karakorum fault, western Tibet: A thermochronological analysis. *Tectonics*, 26(4). doi:10.1029/2005TC001913.
- Valli, F., Leloup, P. H., Paquette, J.-L., Arnaud, N., Li, H., Tapponnier, P., Lacassin R., Guillot, S., Liu, D., Deloule, E., & Mahéo, G. (2008). New U-Th/Pb constraints on timing of shearing and long-term slip-rate on the Karakorum fault. *Tectonics*, 27(5), n/a–n/a. doi:10.1029/2007TC002184
- van Achterbergh, E., Ryan C.G., Jackson, S.E., & Griffin, W. (2001) Data reduction software for LA-ICP-MS. In : Laser ablation-ICPMS in the Earth Sciences : principles and application. P. Sylvester ed., *Mineralogical Association of Canada short course*, 29, 239-243.

- van der Beek, P., Van Melle, J., Guillot, S., Pêcher, A., Reiners, P. W., Nicolescu, S., & Latif, M. (2009). Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya. *Nature Geoscience*, 2(5), 364–368. doi:10.1038/ngeo503
- van Melle, J., (2008). Histoire thermochronologique et variations morphologiques en Himalaya du nord-ouest. Thèse, 238 p., Université Joseph Fourier.
- van Hinsbergen, D.J.J., Lippert, P.C., Dupont-Nivet, G., McQuarrie, N., Doubrovine, P.V., Spakman, W. & Torsvik, T.H. (2012). Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109 (20), 7659-7664.
- Vuille, M., Werner, M., Bradley, R. S. & Keimig, F. (2005). Stable isotopes in precipitation in the Asian monsoon region. *Journal of Geophysical Research*, 110, D23108, doi:10.1029/2005JD006022.
- Wang, J.H., Yin, A., Harrison, T.M., Grove, M., Zhou, J.Y., Zhang, Y.Q., Xie, G.H. (2003). Thermochronological constraints on two pulses of Cenozoic high-K magmatism in eastern Tibet. *Science in China (Series D)* 46, 719–729.
- Wang, C., Zhao, X., Liu, Z., Lippert, P. C., Graham, S. A., Coe, R. S., Yi, H., Zhu, L., Liu, S., & Li, Y. (2008). Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.*, 105(13), 4987- 639
- Wang, G., Cao, K., Zhang, K., Wang, A., Liu, C., Meng, Y., & Xu, Y. (2010). Spatio-temporal framework of tectonic uplift stages of the Tibetan Plateau in Cenozoic. *Science China Earth Sciences*, 54(1), 29–44. doi:10.1007/s11430-010-4110-0
- Wang, S., Wang, E., Fang, X., & Lai, Q. (2011). U–Pb SHRIMP and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages constrain the deformation history of the Karakoram fault zone (KFZ), SW Tibet. *Tectonophysics*, 509(3-4), 208–217. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.011
- Wang, P., Zheng, H., & Liu, S. (2013). Geomorphic constraints on Middle Yangtze River reversal in eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 69, 70–85. doi:10.1016/j.jseaes.2012.09.018
- Wang, X.-D., Shen, S., Sugiyama, T., & West, R. (2003). Late Palaeozoic corals of Tibet (Xizang) and West Yunnan, Southwest China: successions and palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191(3-4), 385–397. doi:10.1016/S0031-0182(02)00673-9
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. & Spiegel W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 19(1), 1-23.

- Williams, H. M. (2004). Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modelling. *Journal of Petrology*, 45(3), 555–607. doi:10.1093/petrology/egg094.
- Whipple, K.X., & Tucker, G.E., (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104, 17661-17674.
- Whittaker, A. C., M. Attal, P. A. Cowie, G. E. Tucker, and G. Roberts (2008). Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100, 506–526, doi:10.1016/j.geomorph.2008.01.018.
- Whittaker, A. C., & Boulton, S. J. (2012). Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *Journal of Geophysical Research*, 117(F2), F02024. doi:10.1029/2011JF002157.
- Wolfe, J.A., (1993). Method of obtaining climatic parameters from leaf assemblages. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2040, 1–71.
- Xiang, H., Zhang, B., Zhang, W., Guo, S., Wan, J. (2009). Geological analysis and FT dating of crustal deformation in the Jianchuan basin since the Tertiary. *Acta Geologica Sinica*, 83(2), en chinois, résumé anglais
- Xu, X. (2005). Average slip rate, earthquake rupturing segmentation and recurrence behavior on the Litang fault zone, western Sichuan Province, China. *Science in China Series D*, 48(8), 1183. doi:10.1360/04yd0072
- Yan, Y., Carter, A., Huang, C.-Y., Chan, L.-S., Hu, X.-Q., & Lan, Q. (2012). Constraints on Cenozoic regional drainage evolution of SW China from the provenance of the Jianchuan Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3). doi:10.1029/2011GC003803
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., & Kitoh, A. (2012). APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(9), 1401–1415. doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1
- Yang, T.-N., Liang, M.-J., Fan, J.-W., Shi, P.-L., Zhang, H. R., & Hou, Z.-H. (2014). Paleogene sedimentation, volcanism, and deformation in eastern Tibet: Evidence from structures, geochemistry, and zircon U–Pb dating in the Jianchuan Basin, SW China. *Gondwana Research*, 26(2), 521–535. doi:10.1016/j.gr.2013.07.014
- Yin, A., Butler, R., Harrison, T. M., Foster, D. A., Ingersoll, R. V, Zhang, Q., Zhou, X.-Q., Wang, X.-F., Hanson, A., & Raza, A., (2002). Tectonic history of the Altyn Tagh fault

- system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation, *Geological Society of America Bulletin* 114(10), 1257–1295.
- Yin, A., & Harrison, T. M. (2000). Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2000, 28, 211–80
- Zhang, L.S., Schärer, U., (1999). Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 67–85.
- Zhang, K., Wang, G., Ji, J., Luo, M., Kou, X., Wang, Y., Xu, Y., Chen, F., Chen, R., Song, B., Zhang, J. & Liang, Y. (2010). Paleogene-Neogene stratigraphic realm and sedimentary sequence of the Qinghai-Tibet Plateau and their response to uplift of the plateau. *Science China Earth Sciences*, 53(9), 1271–1294. doi:10.1007/s11430-010-4048-2
- Zhang, K. X., Wang, G. C., Cao, K., Liu, C., Xiang, S. Y., Hong, H. L., Kou, X. H., Xu, Y. D., Chen, F. N., Meng, Y. N., & Chen, R. M. (2008). Cenozoic sedimentary records and geochronological constraints of differential uplift of the Qinghai-Tibet Plateau. *Science in China, Series D: Earth Sciences*, 51(11), 1658–1672. doi:10.1007/s11430-008-0132-2
- Zhang, K.-J., Xia, B., & Liang, X. (2002). Mesozoic-Paleogene sedimentary facies and paleogeography of Tibet, western China: tectonic implications. *Geological Journal*, 37(3), 217–246. doi:10.1002/gj.911
- Zhang, P.-Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P. & Xinzhao, Y. (2004). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32(9), 809. doi:10.1130/G20554.1
- Zhang, S., ed., (2009). *Geological Formation Names of China (1866-2000)*, volume 1. Springer.
- Zhao, T.-P., Zhou, M.-F., Zhao, J.-H., Zhang, K.-J., & Chen, W. (2008). Geochronology and geochemistry of the c. 80 Ma Rutog granitic pluton, northwestern Tibet: implications for the tectonic evolution of the Lhasa Terrane. *Geological Magazine*, 145(06), 845–857. doi:10.1017/S0016756808005025
- Zheng, H. (2000). Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau, (8), 715–718.
- Zhicheng, Z., Willems, H., & Binggao, Z. (1997). Marine Cretaceous-Paleogene biofacies and ichnofacies in southern Tibet, China, and their sedimentary significance, 32, 3–29.
- Zhongshi, Z., Huijun, W., Zhengtang, G., & Dabang, J. (2007). Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(3-4), 622–634. doi:10.1016/j.epsl.2007.03.024

Zhongshi, Z., Wang, H., Guo, Z., & Jiang, D. (2007). What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245(3-4), 317–331. doi:10.1016/j.palaeo.2006.08.003

Zhu, X.P., Mo, X.X., White, N.C., Zhang, B., Sun, M.X., Wang, S.X., Zhao, S.L., Yang, Y., (2009). Geology and metallogenetic setting of the Habo porphyry Cu (Mo–Au) deposit, Yunnan. *Acta Geologica Sinica* 83, 1915–1928.

RESUME

Le Tibet est le plateau le plus élevé et le plus étendu au monde. La formation de ce plateau, en arrière de l'Himalaya, résulte d'interactions complexes entre facteurs tectoniques et climatiques, ainsi que de la morphologie antérieure au soulèvement. Afin d'évaluer l'influence relative de ces différents facteurs, cette thèse s'appuie sur l'étude de l'évolution du relief des bordures du plateau en couplant analyse géomorphologique, étude de la sédimentation syn-formation du plateau et reconstitution de l'exhumation à partir de la thermochronologie de basse température.

Cette approche a permis de mettre en évidence que le plateau du Tibet était déjà haut, aussi bien sur ses bordures est que ouest dès 35 Ma, soit seulement 20 Ma après la collision Inde-Asie. Il apparaît donc que le plateau se serait soulevé soit en un bloc, soit de façon précoce par ses marges Ouest et Est, plutôt qu'en se propageant du sud vers le nord et vers l'est comme proposé par de nombreux modèles.

Dans l'Ouest Tibet, l'existence d'un réseau de drainage anciennement connecté avec celui de l'Indus, a permis le développement précoce d'un relief significatif (supérieur à 1000 m) avant 35 Ma lors de la surrection du plateau. Ce relief est ensuite préservé dans un contexte d'érosion très faible (quelques dizaine de mètres par million d'années) associé à une évacuation des produits d'érosion vers le bassin de l'Indus. Cette connexion avec l'Indus est ensuite coupée probablement suite aux mouvements de la faille du Karakorum.

A l'Est, la formation du relief est probablement plus ancienne que dans l'Ouest Tibet, car vers 35 Ma cette région, bien que déjà surélevée, est caractérisée par l'existence d'un vaste réseau fluvial en tresse, impliquant une faible pente, ainsi qu'un relief local soumis à des précipitations plus au nord. La création du relief actuel, marqué par des rivières fortement encaissées, est probablement liée à l'évolution de la mousson sud-est asiatique ainsi qu'au fonctionnement de la faille du Fleuve rouge.