

SOMMAIRE

INTRODUCTION	11
CHAPITRE I. Contraindre la vitesse de glissement long terme des failles normales par l'analyse morphologique de leur relief : état des connaissances et problématique	17
I.1. La déformation et les taux de déformation dans les rifts	19
I.1.1. Déformation crustale à court et long terme	19
I.1.2. Les rifts principaux et leur vitesse d'extension	21
I.1.3. La vitesse long terme des failles normales	26
I.2. Notions générales sur l'évolution du relief	30
I.2.1. La croissance du relief, les notions d'état stationnaire et d'équilibre dynamique ..	30
I.2.2. Les processus de surface en jeu et leur formulation	34
<i>I.2.2.1. L'érosion</i>	34
<i>I.2.2.2. Le transport</i>	38
<i>I.2.2.3. La sédimentation</i>	39
<i>I.2.2.4. Le rôle du niveau de base</i>	40
I.2.3. L'influence des paramètres climat et lithologie sur l'évolution du relief	43
I.3. Relief caractéristique associé aux failles normales actives	47
I.3.1. Les facettes triangulaires	47
I.3.2. Le réseau de drainage et les bassins versants	60
I.3.3. Les cônes alluviaux	62
I.4. Les outils permettant l'étude de la dynamique du relief	64
I.4.1. Les indicateurs morphométriques	64
I.4.2. La dynamique des figures géomorphologiques et des marqueurs morphotectoniques	71
I.4.3. La quantification des vitesses d'érosion et des vitesses tectoniques par l'analyse géomorphologique	73
<i>I.4.3.1. La mesure des taux d'érosion</i>	74
<i>I.4.3.2. Exemples de détermination des taux d'érosion moyens</i>	76
<i>I.4.3.3. La relation entre la morphométrie des facettes triangulaires et les signaux érosion et tectonique</i>	79
I.5. Conclusion et objectifs de l'étude	83

CHAPITRE II. Approche expérimentale : modélisation de l'évolution du relief associé au jeu d'une faille normale et effet de la vitesse de glissement .	85
II.1. Méthodologie	87
II.1.1. Appareillage expérimental	88
<i>II.1.1.1. Table à déformation</i>	88
<i>II.1.1.2. Système de brumisation pour simuler l'érosion</i>	89
<i>II.1.1.3. Système d'acquisition des données (images, films et MNT)</i>	91
II.1.2. Matériau analogue	91
<i>II.1.2.1. Rhéologie de la croûte supérieure à modéliser</i>	92
<i>II.1.2.2. Modéliser l'érosion</i>	93
<i>II.1.2.3. Propriétés physiques du matériau analogue utilisé dans ce travail</i>	94
<i>II.1.2.4. Le problème spécifique du dimensionnement de l'érosion</i>	100
II.1.3. Conditions initiales et aux limites	103
II.2. Expériences avec subsidence uniforme du hanging-wall	107
II.2.1. Similitudes et non-similitudes entre morphologies des modèles et morphologies naturelles	107
II.2.2. Ajustement des conditions aux limites et initiales	111
<i>II.2.2.1. Taux de précipitations et vitesse de glissement de la faille</i>	111
<i>II.2.2.2. Topographie initiale : effet d'une topographie préexistante</i>	114
II.3. Expériences avec déformation flexurale du hanging-wall : effet de la vitesse de glissement de la faille normale sur l'évolution du relief	116
<i>Article publié chez Tectonophysics : « Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution : Insights from experimental modelling »</i>	
II.4. Discussion et Conclusions	136
CHAPITRE III. Approche numérique	137
III.1. Modélisation numérique de l'évolution du relief : état de l'art	139
III.1.1. Le principe des modèles numériques d'évolution de la topographie	139
III.1.2. Exemples d'applications à différentes échelles d'espace et de temps	147
III.1.3. Discussion et conclusions	151
III.2. Description du modèle numérique utilisé dans ce travail	154
III.2.1. Modélisation de la tectonique	154
III.2.2. Modélisation des processus de surface	155
III.2.3. Les paramètres érosifs et tectoniques en jeu	155

III.2.4. Conditions initiales et aux limites	156
III.3. Effet de la vitesse de glissement de la faille normale sur l'évolution du relief .	158
III.3.1. Evolution topographique et sédimentaire.	158
III.3.2. Description de la topographie au stade final.	164
III.3.3. Evolution des taux d'incision fluviatile et d'érosion des lignes de crête.	168
III.3.4. Relation entre dénudation et uplift relatif.	174
III.3.5. Relations entre taux d'incision fluviatile, pente locale des rivières, aire drainée en amont et vitesse de glissement de la faille	175
III.4. Synthèse et discussion	182
SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	187
1. Bilan à partir des observations des cas naturels et de la synthèse bibliographique	188
2. Bilan sur l'approche expérimentale	188
3. Bilan sur l'approche numérique	190
4. Confrontation des approches expérimentale et numérique	191
REFERENCES	196
Annexe	217
A.1. Vidéos montrant l'évolution du relief au cours de modèles expérimentaux	219

INTRODUCTION

Dans les régions à tectonique active, l'évolution du relief est contrôlée par les interactions entre les processus tectonique (déformation crustale) et de surface (érosion, transport et sédimentation). Ces interactions complexes sont responsables de la formation d'objets morphologiques qui persistent sur le long terme car la topographie atteint un état d'équilibre. Ce sont les bassins versants, les lits des rivières, les versants et les cônes alluviaux. Depuis plusieurs décennies, la géomorphologie quantitative étudie ces objets, leur évolution et les processus de surface qui les forment dans le but de mieux comprendre l'évolution du relief et de mieux contraindre les interactions entre les processus tectonique et de surface. Pour cela, elle tire avantage de l'existence de marqueurs géomorphologiques qui ont enregistré l'histoire ou une partie de l'histoire de l'évolution du relief. La géomorphologie quantitative profite également du développement des modélisations numériques et analogiques qui permettent d'étudier l'intégralité de l'histoire du relief. Le sujet de cette thèse se situe dans ce cadre général.

L'évolution du relief est classiquement divisée en trois phases (e.g., *Hack, 1957 ; Montgomery, 2001*) : une phase de croissance où la vitesse de surrection est supérieure à la vitesse d'érosion, une phase dite d'équilibre ou d'état stationnaire où les vitesses de surrection et d'érosion se contrebloquent, et enfin une phase de relaxation où la vitesse d'érosion est supérieure à celle de la tectonique. *Ellis et al. (1999)* et *Whipple (2001)* démontrent que le temps nécessaire pour que le relief atteigne l'état stationnaire est de l'ordre de 1 Ma à l'aide de modélisations numériques et analytiques, respectivement. De la même manière, ces auteurs montrent que le temps caractéristique de réponse du relief à un forçage externe (e.g., climatique) est de l'ordre de 10^{5-6} ans. Ces éléments conduisent à penser que l'étude de l'évolution du relief sur le long terme peut aider à estimer les vitesses de surrection long terme en contexte d'équilibre.

La géomorphologie quantitative est un outil qui permet d'estimer les vitesses d'érosion verticale (dénudation, incision) et, en supposant un état stationnaire, les vitesses de surrection. Elle est complémentaire de l'analyse structurale qui peut permettre d'estimer les vitesses de surrection via l'analyse de marqueurs structuraux déformés ou décalés. Son

utilisation peut aider à mieux contraindre la vitesse de glissement des failles. En effet, cette dernière est estimée à l'aide de méthodes variées qui conduisent parfois à des estimations différentes. Ces différences peuvent être réelles en relation avec des variations temporelles de la vitesse de glissement qui sont dépendantes de l'échelle de temps. Par exemple, une vitesse de glissement court terme déterminée par la paléosismologie peut correspondre à un essaim de séismes (clusters), ce qui donnerait une vitesse plus élevée que la vitesse géologique long terme (e.g., *Wallace, 1970* ; *Weldon et Sieh, 1985* ; *Wallace, 1987* ; *Friedrich et al., 2003*). Mais les différences d'estimation des taux de glissement pourraient aussi être attribuées à des problèmes méthodologiques (e.g., *Meyer et Le Dertz, 2007*). En effet, l'utilisation des marqueurs géologiques décalés peut conduire à de grandes incertitudes sur l'estimation de la vitesse de glissement des failles compte tenu des incertitudes associées à la datation de ces marqueurs. Utiliser la géomorphologie quantitative peut donc s'avérer utile en tant que méthode complémentaire afin de mieux estimer les taux de glissement long terme sur les failles.

Mieux contraindre les vitesses tectoniques, tout particulièrement la vitesse de glissement long terme des failles, est en effet crucial pour une meilleure détermination de l'aléa sismique d'une région. De plus, c'est un prérequis nécessaire pour avoir une meilleure connaissance de la cinématique régionale ainsi que pour mieux contraindre le rôle des failles dans l'accommodation de la déformation.

En contexte compressif, un certain nombre d'études se sont intéressées aux problématiques de l'évolution du relief et de la détermination des vitesses de surrection à l'aide de la géomorphologie quantitative. Elles utilisent, entre autres, des marqueurs morphotectoniques datés tels que les terrasses ou surfaces alluviales abandonnées et soulevées (e.g., *Lavé et Avouac, 2000, 2001* ; *Avouac, 2003*). Ces marqueurs passifs sont des indicateurs de l'incision des rivières dont on suppose qu'elle contrebalance l'effet de la surrection, le relief étudié étant supposé à l'état stationnaire. Ils donnent une estimation des taux d'incision et de surrection sur des périodes de temps de plusieurs milliers à plusieurs dizaines de milliers d'années. Cependant, de tels marqueurs ne sont pas toujours présents et ils sont parfois insuffisamment préservés pour permettre d'effectuer des mesures fiables. Ces marqueurs passifs, lorsqu'ils sont préservés, ne sont représentatifs que des derniers stades de l'évolution

du relief et n'échantillonnent jamais l'intégralité du domaine temporel associé à la construction du relief.

En contexte extensif et en particulier le long des escarpements de faille normale active, un autre type de marqueur morphotectonique est fréquemment observé. Il s'agit des facettes triangulaires (e.g., *Birot, 1958* ; *Burbank et Anderson, 2001* ; *Cotton, 1950* ; *Davis, 1903* ; *Wallace, 1978*). Elles sont issues de l'exhumation progressive du plan de faille soumis à l'érosion. Cette érosion se manifeste par de l'incision dans des rivières perpendiculaires à la trace de la faille en surface et par des processus de surface sur la pente des facettes triangulaires. Elles sont observées le long de failles normales matures ($> 1\text{-}2 \text{ Ma}$). Elles semblent donc être des marqueurs pérennes qui caractérisent l'évolution long terme du relief associé au jeu d'une faille normale. Par ailleurs, elles semblent se développer indépendamment de la lithologie et s'observent dans diverses régions du monde. Bien que les paramètres climatiques et lithologiques aient une influence difficile à estimer, il semble que la tectonique et l'érosion soient les paramètres principaux contrôlant la croissance des facettes triangulaires. Par conséquent, étudier comment les facettes triangulaires se forment et évoluent doit permettre de mieux contraindre les interactions entre la tectonique et l'érosion. Est-il possible d'utiliser la morphométrie (hauteur, pente) de ces facettes pour estimer la valeur des signaux tectonique (surrection) et érosion ? Quelques auteurs se sont déjà intéressés à cette problématique à partir d'observations de terrain (e.g., *DePolo et Anderson, 2000*) et à l'aide de modélisations numériques (*Petit et al., 2009a, 2009b*). Ils ont mis en évidence une corrélation possible entre la hauteur des facettes triangulaires et la vitesse de glissement de la faille.

L'objectif de ce travail de thèse est donc d'étudier l'évolution du relief associé au jeu d'une faille normale dans le but de mieux contraindre les interactions entre les processus physiques (tectonique et processus de surface) qui contrôlent son évolution. Plus précisément, nous tentons de mettre en évidence s'il est possible d'utiliser les caractéristiques des facettes triangulaires comme un proxy permettant d'accéder au signal tectonique et/ou érosion. Cette problématique nous oblige, en premier lieu, à comprendre comment ces marqueurs morphotectoniques se forment et évoluent. Nous tentons également de comprendre l'évolution des autres objets géomorphologiques tels que les bassins versants, les rivières et les cônes alluviaux en fonction des phases de croissance ou de maturité du relief (état

stationnaire atteint). En particulier, nous nous focalisons sur la dynamique des bassins versants et sur celle des rivières en relation avec la vitesse de glissement de la faille. En effet, si la morphométrie des facettes est corrélée à la vitesse de glissement de la faille, une telle dépendance existe-t-elle pour la dynamique des rivières ou des bassins versants ? Si oui, comment se traduit-elle ? Est-elle perceptible, par exemple, à travers les paramètres de la loi d'incision communément utilisée dans les modélisations numériques (pente locale de la rivière, aire drainée en amont...) ?

Une approche expérimentale a été utilisée pour tenter de répondre à ces questions. Elle est basée sur le développement de modèles analogiques visant à étudier l'impact de la vitesse de glissement d'une faille normale sur la dynamique du relief associé. L'étude de l'évolution des reliefs expérimentaux a été effectuée grâce à l'analyse des Modèles Numériques de Terrain (MNT) acquis à l'aide d'une méthode interférométrique. Cette analyse est focalisée sur la morphologie du relief en utilisant des outils préexistants tels que la loi de Hack (e.g., *Hack, 1957*), l'hypsométrie (e.g., *Strahler, 1952*), la relation pente-aire drainée (e.g., *Hack, 1957*) et en utilisant la morphométrie des facettes triangulaires et les profils longitudinaux des rivières. Une approche numérique a ensuite permis de confronter les résultats issus de modélisations numériques à ceux issus des modèles analogiques, avec pour objectif, entre autres, de mieux contraindre les lois d'incision classiquement utilisées dans les modélisations numériques.

La majeure partie de mon travail de thèse est consacrée à la partie expérimentale. J'ai effectué un séjour de quatre mois au laboratoire Géosciences Montpellier au début de ma thèse afin de développer les modèles analogiques en collaboration avec Stéphane Dominguez. Durant cette période, nous avons pu développer l'appareillage (boîte à déformation) utilisé dans les modèles analogiques, modifier la composition du matériau analogue préexistant (précédemment développé par Fabien Gravéreau durant sa thèse ; *Gravéreau, 2008*) et réaliser un premier ensemble d'expériences. Par la suite, quatre autres missions nous ont permis de réaliser deux autres ensembles d'expériences : deux missions de 3 semaines en mai-juin 2009 et décembre 2009, puis deux missions de 3 jours en janvier 2010 et avril 2010. Ceci nous a permis de totaliser 18 expériences et de tester deux conditions aux limites associées à la cinématique du hanging-wall. Une grande partie de mon temps a ensuite été consacrée à

l'analyse quantitative des résultats expérimentaux pour chaque ensemble d'expériences réalisées. Enfin, le code utilisé pour réaliser les modèles numériques a été sensiblement modifié à l'aide de tests non présentés dans ce manuscrit, dans le but de mieux simuler la sédimentation et de s'assurer de la conservation de la masse sur l'ensemble du modèle.

Ce manuscrit comporte trois chapitres. Le premier contient une synthèse bibliographique qui présente la problématique et l'intérêt scientifique de l'étude de l'évolution du relief associé au jeu des failles normales. Le deuxième, consacré à l'approche expérimentale, présente la méthodologie développée et les résultats majeurs obtenus. Un article, publié dans la revue *Tectonophysics*, présente les résultats obtenus à partir d'un ensemble de trois expériences réalisées avec des vitesses de glissement de faille différentes. Le troisième chapitre est consacré aux modélisations numériques réalisées avec les mêmes conditions initiales que les expériences analogiques. Enfin, je confronte les résultats des modèles numériques à ceux des modèles analogiques que je discute dans un chapitre conclusions et perspectives.

**CHAPITRE I. Contraindre la vitesse de glissement long terme
des failles normales par l'analyse morphologique de leur relief :
état des connaissances et problématique**

I.1. La déformation et les taux de déformation dans les rifts

Les rifts s'expriment en surface par des paysages constitués de dépressions assez linéaires bordées par des reliefs. Ils sont contrôlés par les failles normales et sont marqués par de forts contrastes topographiques favorisant les processus de surface tels que l'érosion ou la sédimentation. Ces derniers peuvent ensuite avoir un effet sur la réponse isostatique de la lithosphère (subsidence au niveau du hanging-wall et surrection du foot-wall). Le contexte géodynamique, la vitesse d'extension et la sismicité récente diffèrent d'un rift à un autre. La vitesse d'extension des rifts est majoritairement déduite de mesures sur le court terme (GPS) alors que la vitesse de glissement des failles normales est estimée sur plusieurs échelles de temps.

I.1.1. Déformation crustale à court et long terme

A l'échelle de la croûte supérieure, on distingue plusieurs types de structures extensives formant les rifts en fonction, principalement, de leur géométrie, de leur degré d'évolution et de leur contexte tectonique (e.g., rifts, grabens, demi-grabens, dominos). Le caractère commun à l'ensemble de ces structures est la présence de failles normales qui déforment la croûte supérieure. Dans ce travail, je me focalise sur la déformation long terme à l'échelle d'une faille normale ou d'un segment de faille normale. A court terme, cette déformation est reliée au mécanisme du cycle sismique. A long terme, la déformation plastique finie observée est celle induite par la succession de plusieurs cycles sismiques. C'est elle qui nous intéresse et qui se traduit par une faille normale séparant deux blocs qui sont déformés par une flexure : le foot-wall qui est soulevé et le hanging-wall qui subside (e.g., *King et al., 1988 ; Stein et al., 1988* ; **figure I.1**). La déformation maximale se situe au niveau de la faille. De façon schématique, la croûte se déforme de façon élastique pendant la longue période intersismique (faille bloquée) puis elle se déforme brutalement de façon cassante (relaxation des contraintes sur le plan de faille) pendant la période co-sismique (e.g., *Reid, 1910* ; **figure I.1**). Pendant la période post-sismique, il peut y avoir un rééquilibrage visqueux qui réduit l'amplitude de la subsidence du hanging-wall et augmente la surrection du foot-wall (*King et al., 1988*). Sur le long terme, l'érosion et la sédimentation provoquent un

transfert des masses de surface entre le foot-wall et le hanging-wall. Ceci conduit à une déformation supplémentaire due à la réponse flexurale (élastique) de la lithosphère : la perte de matériau dans le foot-wall est compensée par un soulèvement et le gain de matériau dans le hanging-wall provoque un chargement induisant la subsidence du bassin.

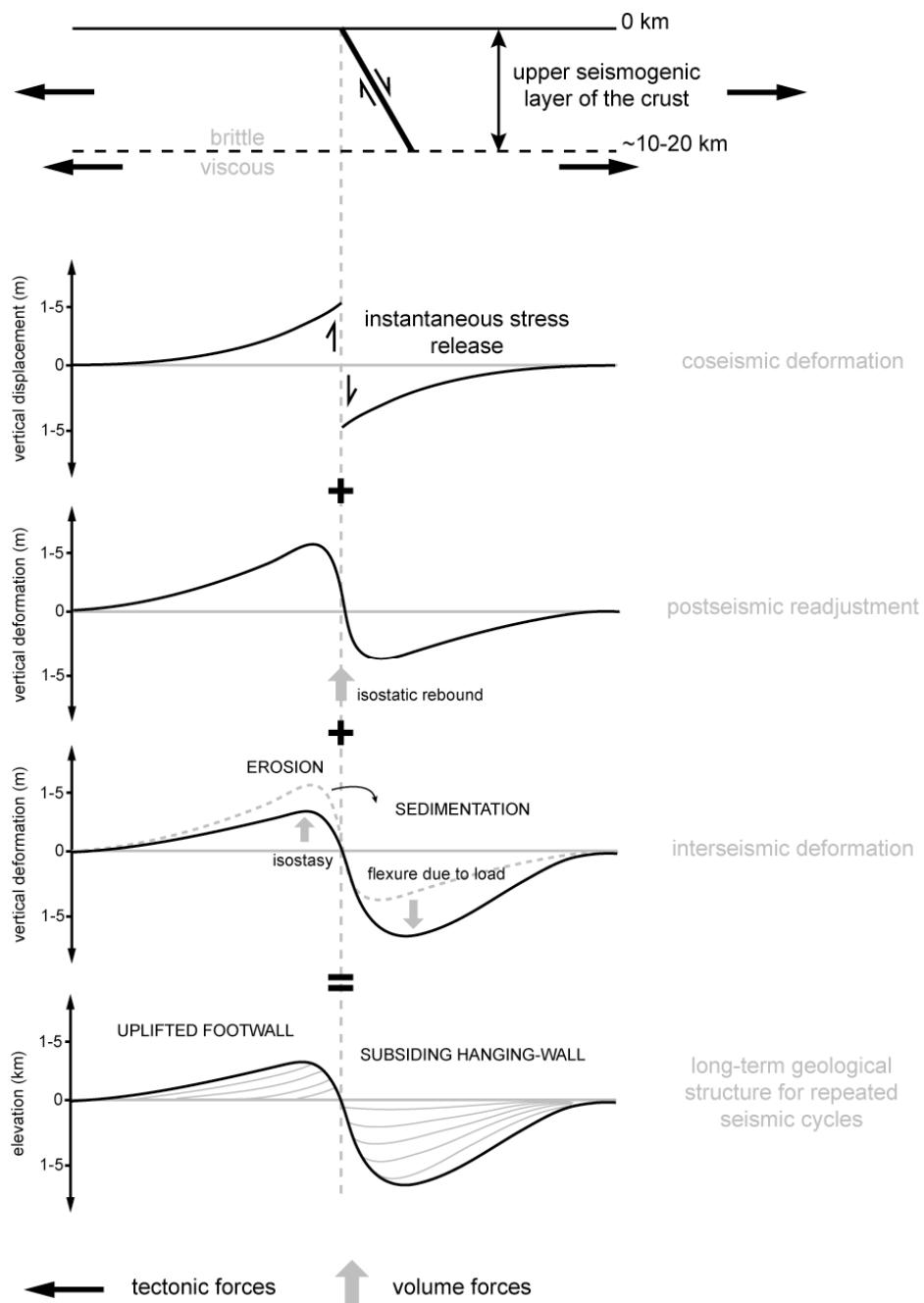
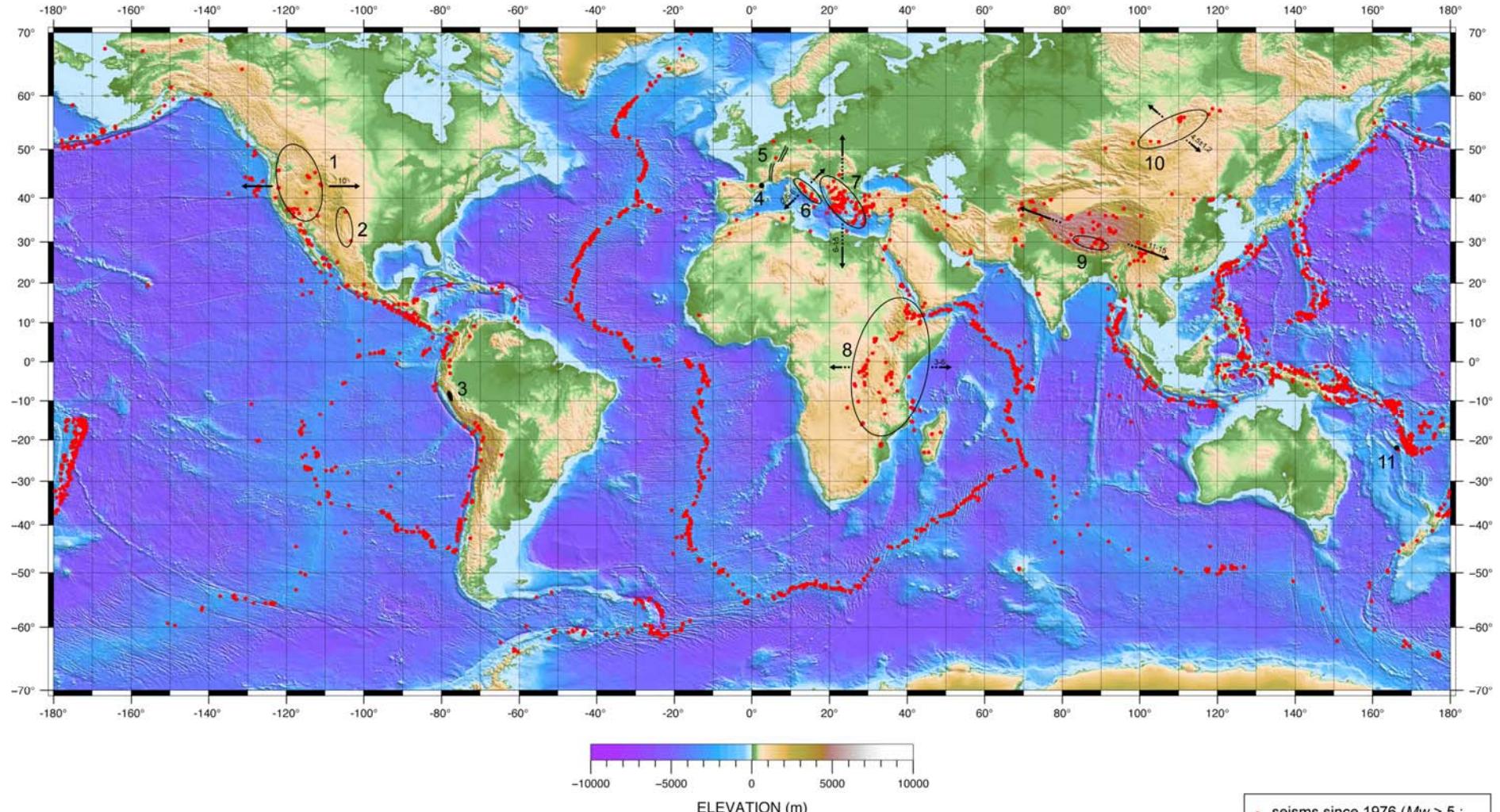


Figure I.1. Déformation verticale de la surface de la croûte supérieure due au fonctionnement d'une faille normale pendant les périodes co-sismique, post-sismique et inter-sismique. Le cumul de ces déformations sur plusieurs cycles sismiques produit la topographie et la structure long terme (modifié d'après Stein et al., 1988).

I.1.2. Les rifts principaux et leur vitesse d'extension

- Contextes géodynamiques

Les failles normales étudiées dans ce travail appartiennent à des grands systèmes extensifs continentaux qui peuvent être regroupés en deux catégories en fonction du style de déformation : les rifts localisés et les rifts diffus. Les principaux rifts localisés actifs ou récents sont (**figure I.2**) : le rift du Rio Grande (e.g., Olsen *et al.*, 1979 ; Cordell, 1982 ; Allemand et Brun, 1991 ; Carter et Winter, 1995), le rift Ouest-Européen (e.g., Elmohandes, 1981 ; Allemand et Brun, 1991 ; Echtler *et al.*, 1994 ; Brun *et al.*, 1999), le rift Est-Africain (e.g., Bonjer *et al.*, 1970 ; Baker *et al.*, 1972 ; Allemand et Brun, 1991 ; Brun *et al.*, 1999), le rift Baïkal (e.g., Allemand et Brun, 1991 ; Brun *et al.*, 1999 ; Petit et Déverchère, 2006), le rift de Corinthe (e.g., Armijo *et al.*, 1996). Les principaux rifts diffus sont (**figure I.2**) : le Basin and Range (e.g., Lister *et al.*, 1986 ; Lister et Davis, 1989), les Apennins (e.g., Storti, 1995 ; Jolivet *et al.*, 1998), la région Egéenne (e.g., Jolivet *et al.*, 1998 ; Jolivet, 2001) et la zone sud-Tibet (e.g., Armijo *et al.*, 1986 ; Brun *et al.*, 1999). D'autres systèmes de failles normales étudiés dans ce travail de thèse sont de moins grande extension géographique car rencontrés dans des contextes particuliers (**figure I.2**) : par exemple, les failles normales à fort pendage de Mont Dore et Saint Louis (Nouvelle-Calédonie) marquent la dernière étape d'extension post-obduction et recoupent des détachements plats associés à des metamorphic core complexes (e.g., Lagabrielle et Chauvet, 2008). La faille normale de la Têt dans les Pyrénées, active principalement pendant l'oligo-miocène (e.g., Carozza et Baize, 2004), est à relier avec la succession du rifting oligocène Ouest-Européen et de l'ouverture du Golfe du Lion au sud de la France au Miocène. Enfin, la faille normale de la Cordillère Blanche au Pérou est contemporaine de l'orogénèse andine et est donc un système extensif syn-convergence (e.g., Bonnot *et al.*, 1988). L'origine de l'extension demeure encore discutée : l'effondrement gravitaire (Dalmayrac et Molnar, 1981 ; Sébrier *et al.*, 1988a), le partitionnement des contraintes pendant la convergence (McNulty *et al.*, 1998), la subduction d'un slab plat (McNulty et Farber, 2002) et la mise en place du pluton granitique (Petford et Atherton, 1992) sont les principales hypothèses avancées. Giovanni *et al.* (2010) suggèrent que cette faille est un détachement similaire à ceux observés dans les metamorphic core complexes.



Wide extensive areas with diffuse deformation :

- 1 - Basin and Range
- 6 - Apennines
- 7 - Aegean
- 9 - Tibetan plateau (south)
- 11 - Mont Dore and Saint Louis faults (New-Caledonia)

Narrow rifts with well-localized deformation :

- 2 - Rio Grande rift
- 4 - Têt fault (Pyrenees)
- 5 - West-European rift
- 8 - Est-African rift
- 10 - Baïkal rift

Isolated normal faults :

- 3 - Cordillera Blanca normal fault (Peru)

• seisms since 1976 ($M_w > 5$; depth < 15 km) corresponding to a focal mechanism caused by a normal fault rupture

direction and min/max value of extension rate (mm/yr)

Figure I.2. Carte de répartition des principaux systèmes extensifs continentaux dans le monde. La déformation y est contrôlée par le biais de failles normales. Ces systèmes peuvent être classés en deux grandes catégories en fonction du style de la déformation : les rifts diffus et les rifts localisés. La topographie globale (résolution de 2') provient du fichier ETOPO2v2 téléchargeable sur <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>. La sismicité récente (depuis 1976) provient du catalogue de sismicité fourni par le Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project en ligne sur <http://www.globalcmt.org/>. Les taux d'extension proviennent de la littérature (**tableau I.2**).

- Sismicité et vitesse d'extension

Les séismes crustaux ($Mw > 5$) dont le mécanisme au foyer correspond à une rupture sur un plan de faille normale (**figure I.2**) montrent que certaines zones sont plus actives que d'autres en termes de sismicité récente associée à l'extension. On distingue en premier lieu une absence de mécanismes en faille normale dans le rift ouest-européen. Ceci est en accord avec les mouvements tectoniques très lents dans cette région et éventuellement à une déformation actuelle essentiellement en décrochement (e.g., *Tesauro et al.*, 2006). De même, nous ne constatons aucune activité récente des failles de Mont Dore et de Saint Louis (Nouvelle-Calédonie), comme démontré par *Lagabrielle et al.* (2005) par une analyse structurale. Il est plus difficile de trancher sur l'activité actuelle de la faille de la Cordillère Blanche (Pérou) et de la faille de la Têt (France) car les séismes sur ces failles peuvent s'être produits hors de l'intervalle de temps court du catalogue de sismicité. *Siame et al.* (2006) démontrent l'activité tectonique récente (holocène) de la faille de la Cordillère Blanche à partir d'une analyse détaillée de l'escarpement. Alors que certains auteurs (*Briaïs et al.*, 1990) utilisent la géomorphologie pour en déduire une activité actuelle de la faille de la Têt, *Carozza et Baize* (2004) suggèrent, sur la base d'une étude combinant géologie et géomorphologie que cette faille n'est plus active depuis le Pléistocène. A l'opposé, on constate que des domaines extensifs relativement grands tels que le Basin and Range, les Apennins, la région Egéenne, le rift Est-Africain, le plateau du Tibet, et le rift Baïkal présentent des preuves relativement indiscutables d'une activité sismique récente. Mais certains de ces domaines semblent plus sismogènes que d'autres car ils montrent une densité de séismes ($Mw > 5$) plus importante. C'est le cas du rift Est-Africain, de la région Egéenne, des Apennins et de la région sud-Tibet. La sismicité récente semble ne pas être corrélée avec le style de déformation extensive (localisée ou diffuse) ni avec la vitesse d'extension (**Figure I.2** et **Tableau I.1**). En conclusion, la sismicité récente n'est pas forcément un marqueur indiscutable de l'activité (et surtout de la non-activité) d'une faille.

La vitesse d'extension des rifts est estimée principalement sur le court terme (GPS ; **Tableau I.1**). Elle est comprise entre 2,5 mm/a et 23 mm/a tous rifts confondus, ce qui est dans la partie inférieure de la borne des vitesses de déplacement absolues des plaques tectoniques, qui est de environ 5 mm/a à 110 mm/a (e.g., *Gripp et Gordon*, 1990). Les rifts étant des zones de déformation intracontinentale, ils s'ouvrent plus lentement que les dorsales

océaniques qui subissent l'effet de forces motrices supplémentaires (poussée gravitaire à la ride, traction du panneau plongeant...). A l'exception du rift de Corinthe, les rifts diffus (Basin and Range, région égéenne, région sud-Tibet) semblent s'ouvrir plus rapidement que les rifts localisés (rift est-africain, rift Baikal). Ce constat est difficile à expliquer en se basant uniquement sur les mouvements relatifs des plaques tectoniques et une étude géodynamique détaillée n'est pas le propos de ce travail de thèse.

L'étude des vitesses de déformation à l'intérieur des rifts, plus particulièrement focalisée sur la vitesse de glissement des failles normales, pourrait permettre de mieux contraindre la cinématique des rifts. De plus, contraindre la vitesse de glissement des failles normales est un enjeu majeur compte tenu du risque que leurs séismes représente. En effet, les séismes se produisant sur les failles normales peuvent être de forte magnitude et potentiellement destructeurs. En Europe, les populations sont particulièrement exposées, avec de nombreuses failles normales actives en région égéenne et dans les Apennins. Pour ne citer que quatre exemples, la faille de Sparte (Péloponnèse) est responsable d'un séisme de magnitude Ms estimée de 7,2 qui détruisit quasiment entièrement la ville de Sparte en 464 av. J.-C. (e.g., *Armijo et al., 1991*). La faille de Krupnik (Bulgarie) a produit deux séismes en 1904 dont un de magnitude Ms estimée entre 6,9 et 7,8 (e.g., *Meyer et al., 2002*). La faille de Messine (Sicile) est à l'origine d'un séisme de magnitude Ms estimée de 7,5 (e.g., *Valensise et Pantosti, 1992*) qui se produisit en 1908 et qui fit environ 95 000 morts. Enfin, pour l'un des plus récent, la faille de L'Aquila (Apennins) a produit un séisme de magnitude Mw de 6,3 le 6 avril 2009 (e.g., *Pondrelli et al., 2010*). Ce séisme fit au moins 280 victimes.

Nom du Rift ou du domaine extensif	Vitesse d'extension (mm/a)			Direction d'extension	Références
	court terme	Long terme	(GPS)		
1 - Basin and Range	~10	-		E-W	<i>Hammond et Thatcher, 2004</i>
5 - Apennins	6±2	-		NE-SW	<i>D'Agostino et al., 2001</i>
	2,5-5	-			<i>Hunstad et al., 2003</i>
6 - Région égéenne	14±5	-			<i>Reilinger et al., 1997</i>
	~15	-			<i>Davies et al., 1997</i>
	10±1	-			<i>McClusky et al., 2000</i>
	-	6-12			<i>Jolivet, 2001</i>
7 - Rift est-africain	3-6	-		~E-W	<i>Stamps et al., 2008</i>
8 - Région sud-Tibet	13±2	-		N110°E	<i>Chen et al., 2004</i>
9 - Rift Baikal	4,5±1,2	-		N130°E	<i>Calais et al., 1998</i>

Tableau I.1. Vitesse et direction d'extension associées aux principaux rifts de la **figure I.2**.

I.1.3. La vitesse long terme des failles normales

Les méthodes pour estimer la vitesse des failles sont multiples et elles concernent différentes échelles temporelles (**Tableau I.2**) : géodésie, sismologie, paléosismologie, géomorphologie, géologie, thermochronologie... Elles montrent que la vitesse des failles peut être supposée constante sur de longues périodes de temps, tout en variant sur le court terme du fait, entre autres, de séismes concentrés dans le temps sous la forme de clusters (modèle de *Wallace, 1987* ; **figure I.3a**). Ces méthodes, appliquées à une faille normale comme la faille de Wasatch dans le Basin and Range, montrent une variation de la vitesse de glissement en fonction du temps (e.g., *Friedrich et al., 2003* ; **figure I.3b et tableau I.3**). Selon l'échelle de temps de la mesure, les estimations et la fréquence des variations diffèrent. Sur le long terme, les auteurs estiment que la vitesse est passée de 1,5 à 0,3 mm/a en 10 à 15 Ma, par paliers de vitesse constante d'environ 7 à 8 Ma. A l'échelle de quelques dizaines de milliers d'années, des variations de vitesse sont également observées et sont probablement liées à la concentration d'événements sismiques (clusters, e.g., *Wallace, 1987*). Enfin, à l'échelle de quelques siècles, les effets du cycle sismique sont visibles dans la vitesse apparente de la faille. Lorsque l'on s'intéresse à la vitesse long terme sur une faille normale de ce type, il est donc raisonnable de la supposer constante pendant quelques Ma. C'est le postulat que je ferai dans la suite de ce travail. L'ensemble des études visant à estimer la vitesse long terme de glissement des failles normales fonctionnant depuis 1 Ma ou plus conclut à des valeurs vitesses comprises entre quelques dixièmes de mm/a et quelques mm/a (**tableau I.3**) sauf pour la faille de Xylocastro (rift Corinthe) qui est plus rapide (11 ± 3 mm/a ; *Armijo et al., 1996*) car vraisemblablement liée à la propagation récente du décrochement anatolien en Egée (e.g., *Armijo et al., 1999* ; *Melinte-Dobrinescu et al., 2009*). Les vitesses de glissement estimées d'une faille donnée peuvent aussi être différentes pour une même échelle de temps. C'est le cas pour la faille de Krupnik (Bulgarie) où la vitesse de glissement est estimée sur le long terme par la géologie structurale (**tableau I.3**). En effet, *Meyer et al. (2002)* proposent une vitesse de glissement d'environ 0,15 mm/a tandis que *Ganas et al. (2005b)* estime que cette vitesse est d'environ 0,35 mm/a. Cet écart dans l'estimation de la vitesse de glissement de la même faille met l'accent sur les problèmes liés aux incertitudes associées à la mesure du décalage et à l'âge qui lui est attribué.

Quelle est l'influence de la vitesse de glissement sur la morphologie associée aux failles normales ? Dans le Basin and Range, *DePolo et Anderson (2000)* estiment des vitesses de glissement situées entre 0,001 et 2 mm/a. Ils classent les failles normales en trois types en fonction de leur vitesse de glissement, avec des reliefs associés d'amplitude croissante. Au premier ordre, la morphologie des reliefs associés aux failles normales est donc dépendante de la vitesse de glissement sur ces failles. Nous allons voir dans les parties suivantes (partie I.2 et I.3) que cela se vérifie de manière plus quantitative : l'évolution du relief est contrôlée par les interactions entre la tectonique et les processus de surface, ce qui crée des marqueurs géomorphologiques dont la morphométrie semble corrélée à la vitesse de glissement.

Méthode de la mesure	Intervalle de temps	Ce qui est mesuré (unité typique)	Signification de la mesure
Géodésie	1 h – plusieurs années	Champ de vitesse/taux de déformation horizontale (mm/a ou nstrain/an)	Accès à la déformation transitoire (réajustement post-sismique etc...)
Paléosismologie	$10^1 - 10^4$ ans	Intervalle de récurrence des séismes (ka) et déplacement court terme (quelques m)	Vitesse de glissement séismes, cluster ; m/ka
Géomorphologie	$10^3 - 10^6$ ans	Déplacement (m) entre des marqueurs géomorphologiques décalés (ka)	Vitesse de glissement moyennée sur le moyen-terme (m/ka)
Géologie structurale	$10^6 - 10^7$ ans	Déplacement (m-km) entre des marqueurs géologiques datés décalés (ka-Ma)	Vitesse de glissement moyennée sur le long terme (km/Ma)
Thermochronologie	$10^6 - 10^7$ ans	Vitesse de refroidissement des minéraux lors de leur remontée dans la croûte ($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$)	Taux d'exhumation des roches du foot-wall (km/Ma)

Tableau I.2. Les différentes méthodes d'estimation de la vitesse de glissement des failles normales actives couramment utilisées dans la littérature (modifié d'après *Friedrich et al., 2003*). L'intervalle de temps associé varie selon la méthode utilisée, ce qui conduit à des significations différentes. La thermochronologie est indiquée car elle permet d'estimer des taux d'exhumation qui donnent une idée de la vitesse de glissement verticale pour les failles normales.

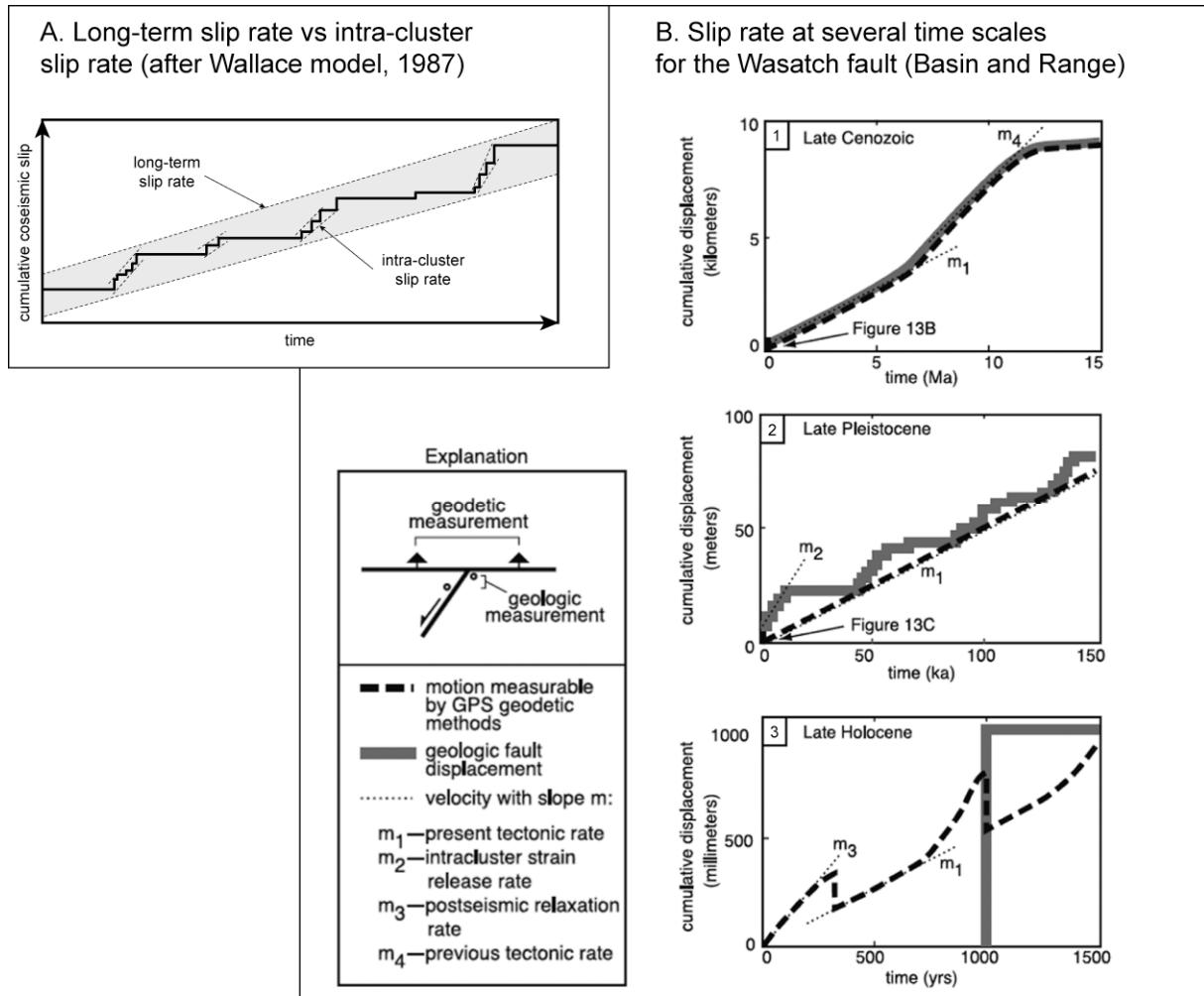


Figure I.3. (A) Vitesses de glissement long terme et court terme d'après le modèle de Wallace (1987). (B) Vitesse de glissement estimée sur la faille de Wasatch (Basin and Range) en fonction de l'échelle de temps significative de la mesure utilisée (d'après Friedrich *et al.*, 2003). (B1) La vitesse de glissement long terme est constante sur de longues périodes de temps (~6-7 Ma ; $m_1 = 0,3 \text{ mm/a}$; $m_4 = 1,5 \text{ mm/a}$) même si des variations de faible fréquence se produisent. (B2) La vitesse estimée depuis le pléistocène montre des variations haute fréquence contrôlées par des séismes regroupés sous la forme de clusters. On peut toutefois extraire le signal long terme (m_1). (B3) La vitesse de glissement estimée depuis l'holocène donne accès à la déformation transitoire et à la période de récurrence des séismes.

Nom de la faille normale (ou région)	V (mm/a)	Echelle temporelle	Méthode employée pour l'estimation	Références
Wasatch (Basin and Range)	0,8	1-15 Ma	Géomorphologie	<i>DePolo et Anderson, 2000</i>
	0,5-1,4	~15 Ma	Thermochronologie	<i>Friedrich et al., 2003</i>
	0,2-0,7	~5 Ma	Thermochronologie	<i>Friedrich et al., 2003</i>
	0,2-0,3	3,9-6,4 Ma	Thermochronologie	<i>Armstrong et al., 2004</i>
	0,1-0,7	50-600 ka	Géologie structurale	<i>Friedrich et al., 2003</i>
	0,1-0,4	~250 ka	Géologie structurale	<i>Machette et al., 1992</i>
	0,7-1,7	10-100 ka	Modélisation numérique de dégradation de l'escarpement	<i>Mattson et Bruhn, 2001</i>
	0,2-1,7	6-26 ka	Paléosismologie	<i>Friedrich et al., 2003</i>
	0,3-1,3	1-2 ka	Paléosismologie	<i>Nelson et Personius, 1993</i>
	3-4,5	1-10 a	GPS	<i>Malservisi et al., 2003</i>
	1-3,5	1-10 a	GPS	<i>Friedrich et al., 2003</i>
Wassuk (Basin and Range)	0,9-1,1 ^U	4 Ma	Géologie structurale	<i>Densmore et al., 2009</i>
	~0,55	13 ka	Géologie structurale	<i>DePolo et Anderson, 2000</i>
Crescent (Basin and Range)	0,3	2,8 ka	Paléosismologie	<i>Friedrich et al., 2004</i>
Colfiorito et Autres failles (Apennins)	~0,4 ^T 0,5-1,2 ^T	1-1,2 Ma 1-1,2 Ma	Géologie et Géomorphologie Géologie et Géomorphologie	<i>Pizzi et al., 2002</i> <i>Pizzi et al., 2002</i>
Failles en Calabre et Sicile	0,5-1,2 ^T	700 ka	Géologie et Géomorphologie	<i>Monaco et Tortorici, 2000</i>
18 failles de la région Lazio-Abruzzo (Apennins)	0,2-2	10 ka - 3,3 Ma	Géologie, géomorphologie et paléosismologie	<i>Roberts et Michetti, 2004</i>
Messina	0,9-1,4 ^U	125 ka	Géologie structurale	<i>Valensise et Pantosti, 1992</i>
Magnola (Apennins)	1-1,8 1-1,3	4,4-8 ka 7 ka	Paléosismologie Paléosismologie	<i>Palumbo et al., 2004</i> <i>Schlagenhauf et al., 2011</i>
Krupnik (Bulgarie)	~0,15 ^T ~0,35 ^T	~13 Ma ~8-10 Ma	Géologie et Géomorphologie Géologie structurale	<i>Meyer et al., 2002</i> <i>Ganas et al., 2005b</i>
Xylokastro (rift Corinthe)	6-7 ^T 11±3 ^T 13±1 ^E	~1 Ma ~300 ka 1-10 a	Géologie structurale (valeur min.) Géologie structurale et modélisation mécanique GPS	<i>Armijo et al., 1996</i> <i>Armijo et al., 1996</i> <i>Clarke et al., 1997</i>
South Alkyonides et Skinos (rift Corinthe)	3 1 2,6-4,7 ^T 1,2-2,3 0,7-2,5	~100 ka ~10 ka ~1a-100 ka ~1 Ma ~1-7 ka	Géologie structurale Paléosismologie Synthèse bibliographique Géologie Paléosismologie	<i>Leeder et al., 1991</i> <i>Pantosti et al., 1996</i> <i>Morewood et Roberts, 2002</i> <i>Collier et al., 1998</i> <i>Collier et al., 1998</i>
Egion et Eliki (rift Corinthe)	0,7 1,3 1,5-8 ^T 1,4	100 a ~5 ka 0,1-300 ka 2 ka	Paléosismologie Géologie Synthèse bibliographique Paléosismologie	<i>Koukouvelas et al., 2001</i> <i>Mouyaris et al., 1992</i> <i>Morewood et Roberts, 2002</i> <i>Koukouvelas et al., 2001</i>
Sparte (Grèce)	~1 ~1	13 ka ≥10 ka	Paléosismologie Paléosismologie	<i>Benedetti et al., 2002</i> <i>Armijo et al., 1991</i>
21 failles en Crète	0,3-1,3 ^T	~13 ka	Géologie et Géomorphologie	<i>Caputo et al., 2010</i>
Cordillère Blanche (Pérou)	3±1	3 ka	Paléosismologie	<i>Siame et al., 2006</i>
Kung-Co (Tibet)	~3,3	60 ka	Géologie et Géomorphologie	<i>Armijo et al., 1986</i>

Tableau I.3. Synthèse bibliographique des vitesses de glissement estimées de failles normales. V est la composante verticale de la vitesse de glissement. ^T indique la vitesse de glissement totale. ^U indique la vitesse de surrection du footwall par rapport au niveau de base. ^E indique la vitesse d'extension.

I.2. Notions générales sur l'évolution du relief

I.2.1. La croissance du relief, les notions d'état stationnaire et d'équilibre dynamique

L'évolution du relief est associée à la notion d'état d'équilibre. En effet, dans la croissance d'un orogène, on peut distinguer principalement trois phases (e.g., Hack, 1957 ; Montgomery, 2001 ; **figure I.4**). La première est une phase de croissance du relief où le taux de surrection est supérieur au taux de dénudation. La deuxième est une phase d'état stationnaire de la topographie où le taux de surrection est contrebalancé par le taux de dénudation. L'altitude moyenne du relief est alors stationnaire (e.g., Hack, 1960). La troisième est une phase de relaxation où la tectonique n'agit plus et où l'érosion tend à aplani le relief. L'existence de ces trois phases est gouvernée par le temps de réponse différent des processus érosifs aux causes externes (relief et forces aux limites) : au début de la création du relief par la tectonique, le temps de réponse du réseau de drainage est trop long pour pouvoir équilibrer immédiatement la surrection des reliefs, d'où une période de croissance de la topographie. A l'inverse, à l'arrêt de la tectonique, les bassins versants bien installés continuent à éroder les reliefs pendant un certain temps.

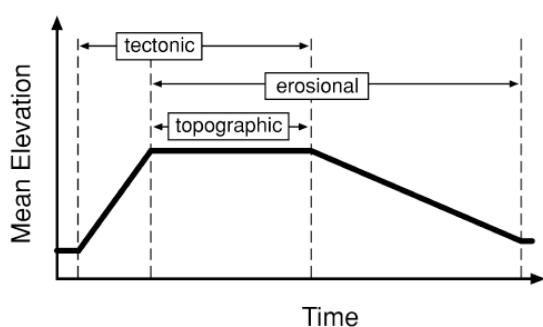


Figure I.4. Modèle conceptuel de l'évolution de l'altitude moyenne du relief en fonction du temps (d'après Montgomery, 2001). Les rectangles indiquent le temps pendant lequel l'intitulé qui s'y trouve est stationnaire. Par exemple, la tectonique agit avec une vitesse constante dans la moitié gauche du graphique. L'état stationnaire d'un relief résulte donc simplement de la compétition entre la tectonique et l'érosion. Il s'agit d'un équilibre dynamique où le taux moyen d'érosion du relief équivaut au taux moyen de surrection.

Dans la littérature, il existe différents modèles décrivant la réponse géomorphologique en fonction du forçage tectonique (**figure I.5** ; Davis, 1903 ; Penck, 1924 ; Hack, 1957). La première théorie (Davis, 1903) propose que les reliefs arrivent rapidement à un état de paroxysme, c'est-à-dire où l'altitude moyenne maximale est atteinte dans l'histoire d'un relief, ce qui correspond à un relief jeune. Puis l'auteur propose que l'altitude moyenne décroît lentement (i.e., relief mature) jusqu'à un stade de sénilité (**figure I.5a**). La deuxième

théorie (*Penck, 1924*) propose que les reliefs croissent plus lentement jusqu'à un stade où l'altitude moyenne est contrôlée par les variations de vitesse tectonique (**figure I.5b**). La troisième théorie (*Hack, 1957*) ajoute le concept d'équilibre dynamique (**figure I.5c**) : les taux moyens de surrection et les taux moyens d'érosion sont équivalents sur des intervalles de temps longs (e.g., *Delcaillau, 2004*). Ceci conduit les reliefs à un état stationnaire. L'altitude moyenne des lignes de crêtes, par exemple, est constante sur un intervalle de temps donné. Bien que sur des intervalles de temps courts (1 ka à 100 ka), les vitesses de surrection peuvent varier, elles oscillent autour d'une valeur moyenne. C'est cette valeur moyenne long terme qui est contrebalancée par le taux d'érosion et qui produit l'état stationnaire du relief sur le long terme. Ce dernier a été observé par *Ellis et al. (1999)* dans des simulations numériques de l'évolution du relief le long de failles normales actives. Pour un taux de précipitations et un taux de glissement sur la faille constants, l'amplitude du relief (différence d'élévation entre le lit d'une rivière et la crête adjacente) croît jusqu'à osciller autour d'un état stationnaire (**figure I.6**). Les auteurs définissent alors un temps de réponse nécessaire pour que le relief atteigne l'état stationnaire. Ce temps est lié au temps de réponse du réseau hydrographique. Il est de l'ordre du million d'années et identique à celui obtenu par *Whipple (2001)* à l'aide de simulations analytiques. Ce dernier ajoute que le signal climatique haute fréquence (10 ka à 100 ka) (à partir de l'exemple de Taiwan) ne perturbe pas l'équilibre dynamique global de la chaîne. Ce comportement a également été observé par *Lague et al. (2003)* dans des modélisations analogiques d'évolution d'un relief soumis à un soulèvement constant et une pluviométrie constante avec des oscillations aléatoires de haute fréquence, dont l'influence sur l'évolution des reliefs semble peu visible. Il semble donc que les signaux tectonique et érosion long terme soient les éléments majeurs qui contrôlent l'évolution d'un relief et, en particulier, son équilibre dynamique.

Notons qu'il est important de distinguer la notion d'état stationnaire qui caractérise l'état stable de la topographie, de la notion d'équilibre dynamique, qui signifie que le taux de dénudation D d'un relief contrebalance le taux de surrection relatif au niveau de base U_r (e.g., *Babault et al., 2005*). En effet, des modèles expérimentaux (e.g., *Babault et al., 2005*) et numériques (e.g., *Carretier et Lucaleau, 2005* ; *Pepin et al., 2010*) de l'évolution d'une topographie en surrection uniforme avec sédimentation permise dans le piémont montrent que l'équilibre dynamique peut être atteint ($D = U_r$) sans pour autant que l'état stationnaire le soit.

C'est le cas lorsque U_r évolue au cours du temps en particulier dans une phase avancée de remplissage du bassin sédimentaire où la pente du cône sédimentaire se rapproche d'un état stationnaire (e.g., Babault *et al.*, 2005) : quand la pente du cône sédimentaire croît encore, le modèle finit par atteindre l'équilibre dynamique. Quand celle-ci se stabilise, l'équilibre dynamique conduit au stade stationnaire.

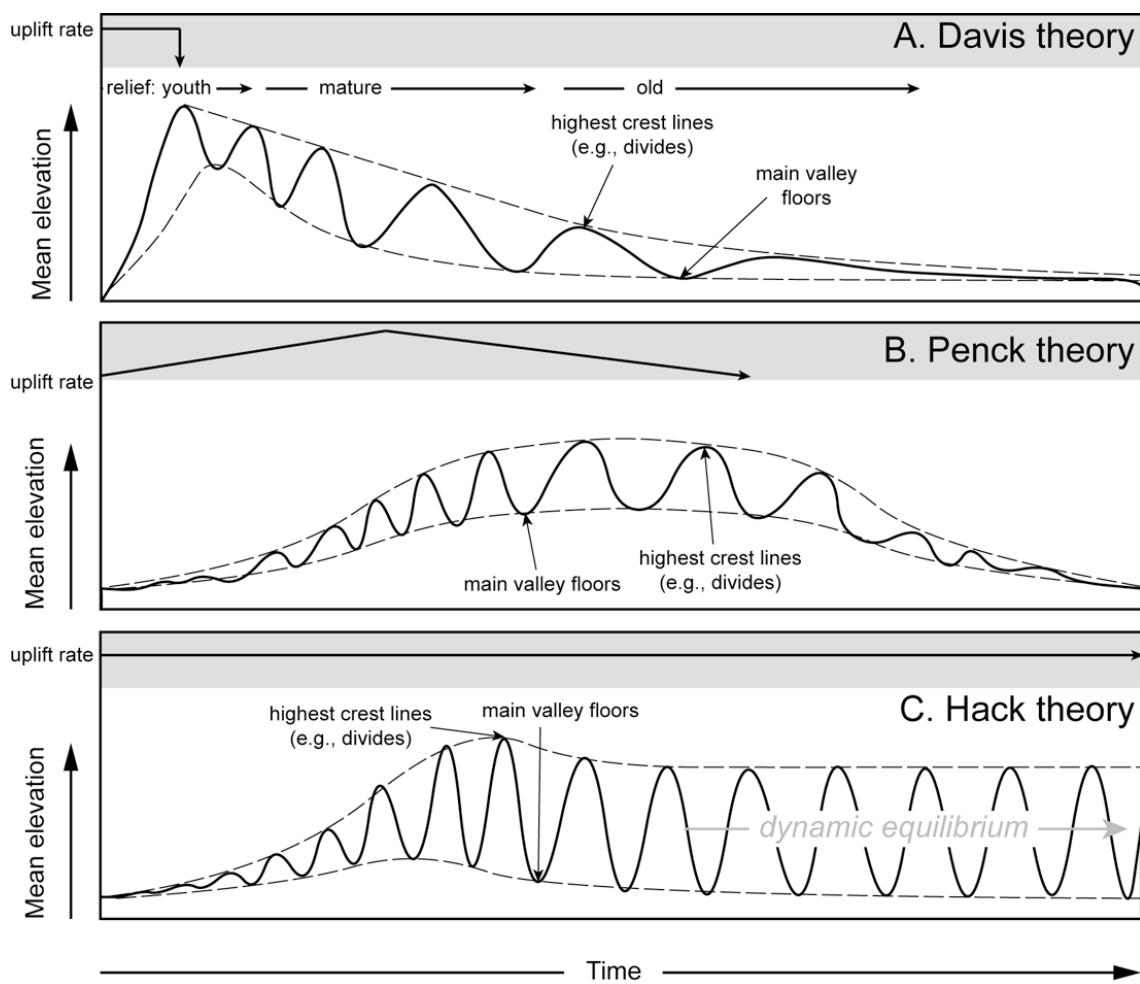


Figure I.5. Modèles classiques de la réponse géomorphologique en fonction du forçage tectonique (modifié d'après Summerfield, 1991 et Burbank et Anderson, 2001). (A) Modèle d'après la théorie de Davis (1903). (B) Modèle d'après la théorie de Penck (1924). (C) Modèle d'après la théorie de Hack (1957).

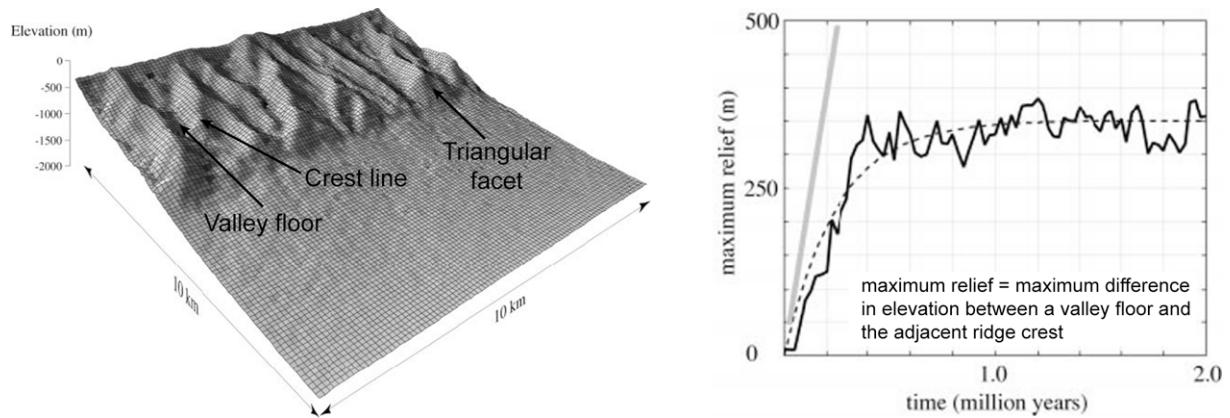


Figure I.6. Etat stationnaire de la topographie atteint dans une simulation numérique d'évolution du relief avec une vitesse de faille normale et une pluviométrie constantes (modifié d'après *Ellis et al., 1999*).

Dans le cas de sollicitations externes constantes (tectonique, climat), l'équilibre dynamique peut se traduire par : (i) un flux sédimentaire sortant constant dans les modélisations numériques (e.g., *Kooi et Beaumont, 1996* ; *Lague, 2001*) ou oscillant autour d'une valeur moyenne dans des modèles analogiques (e.g., *Hasbargen et Paola, 2000*), (ii) une différence d'élévation constante entre le lit des rivières et les crêtes adjacentes (e.g., *Ellis et al., 1999* ; **figures I.5c et I.6**), (iii) une hauteur de facettes triangulaires constante dans des modèles numériques (*Petit et al., 2009a*), (iv) une réponse rapide du système à des variations tectoniques, eustatiques (e.g., *Loget et al., 2006*) ou climatiques. Dans la nature, il demeure difficile de juger de l'état d'équilibre dynamique d'un relief car l'accès à l'évolution des variables citées ci-dessus est limité. L'hypothèse est donc souvent faite que le relief est à l'équilibre dynamique quand il est associé à un réseau de drainage jugé mature. La maturité du réseau de drainage peut être évaluée en fonction de l'état de dissection du relief et de sa morphologie (forme de la tête des bassins versants). Si le réseau de drainage couvre l'intégralité du relief érodé (relief entièrement disséqué ; **figure I.6**) et que la tête des bassins versants est émuossée, il est mature. Les indices révélant un état perturbé transitoire (e.g., knickpoints) sont ensuite un élément qui peut nous indiquer si l'équilibre dynamique est atteint : si l'on constate la présence de knickpoints, le relief n'est pas à l'équilibre. À l'inverse, s'il n'y a pas de knickpoints, il est possible qu'il le soit.

I.2.2. Les processus de surface en jeu et leur formulation

Les processus de surface sont les processus géologiques agissant entre les enveloppes fluides (atmosphère et hydrosphère) et solides superficielles (lithosphère). Nous nous intéressons ici qu'aux interactions entre l'hydrosphère et la lithosphère. Les processus de surface qui en découlent sont classiquement représentés dans le cycle des roches. Il s'agit des étapes successives d'érosion, de transport et de sédimentation. Grâce aux processus gravitaires sur les versants et au développement d'un réseau de drainage, l'érosion arrache des particules au substratum qui sont ensuite transportées par un agent de transport comme l'eau. Ces particules sont ensuite déposées dans des bassins sédimentaires au terme de leur transport. Sinon, elles sont temporairement stockées dans le lit et dans les terrasses des rivières et constituent les alluvions.

I.2.2.1. L'érosion

On différencie l'incision fluviatile, qui est le processus d'érosion-transport majeur qui crée les rivières, des processus de versant, qui permettent d'apporter la charge sédimentaire dans les rivières.

- L'incision

L'incision est le creusement subi par le substratum rocheux sous l'action mécanique et chimique de l'eau en mouvement qui est enrichie en particules transportées. Le taux d'incision est la vitesse verticale de ce creusement. Il dépend de plusieurs paramètres dont la tectonique, la variation du niveau de base, la nature du substratum (lithologie) et le climat (pluviométrie, transitions entre périodes glaciaires et interglaciaires). De manière simplifiée, on peut considérer que la capacité de la rivière à inciser est fortement contrôlée par la charge solide. Lorsque la charge solide est fortement inférieure à la capacité de transport (i.e., charge sédimentaire faible), l'incision des rivières est limitée par la capacité du cours d'eau à arracher les particules au fond du lit. On parle alors de « *detachment-limited rivers* » qui favorisent l'existence des rivières à substratum rocheux. Lorsque la charge solide est proche de la capacité de transport (i.e., charge sédimentaire élevée), le transport est limité par la

capacité du cours d'eau à transporter les particules. On parle alors de « *transport-limited rivers* » qui favorisent l'existence d'une couverture de sédiments au-dessus du substratum. Ces deux régimes sont des extrêmes et bien souvent, les rivières ont un comportement mixte (« *mixed bedrock-alluvial channels* » ; *Seidl et Dietrich, 1992* ; *Wohl, 1992, 1993* ; *Howard et al., 1994* ; *Howard, 1998* ; *Snyder et al., 2000*). Par ailleurs, il existe une transition le long de la rivière entre ces deux comportements : une partie est souvent à substratum rocheux et se trouve souvent au niveau de la tête des bassins versants tandis qu'une autre partie, alluviale, est observée plus en aval en raison de l'apport sédimentaire important. En outre, on peut prendre en compte le fait que la charge solide (particules et blocs) d'une rivière peut favoriser l'abrasion mécanique du substrat (e.g., modèle mécanique de saltation-abrasion ; *Dietrich et al., 2003* ; *Sklar et Dietrich, 2004*).

Plusieurs modèles d'incision ont été développés suivant les paramètres considérés. Le premier propose que le taux d'incision E [$L.T^{-1}$] d'un substratum soit proportionnel à l'intensité du flux d'eau s'écoulant à sa surface (*Howard et Kerby, 1983*). Il prend la forme :

$$E = -K_b(\Psi - \Psi_c)^\zeta \quad (1)$$

où K_b est l'érodabilité du substrat [$L^2.T^{-1}$], Ψ la puissance hydraulique, Ψ_c la puissance hydraulique critique et ζ une constante. L'intensité du flux d'eau critique correspond à la contrainte cisaillante à la base du lit à partir de laquelle l'incision commence. A partir de cette relation, en négligeant le seuil critique d'incision et en considérant des équations de conservation de la masse d'eau (e.g., *Leopold et Maddock, 1953* ; *Lague, 2001*) et une formulation décrivant l'hydrologie des bassins versants (e.g., *Hack, 1957* ; *Lague, 2001*). *Howard et al. (1994)* et *Whipple et Tucker (1999)* déterminent la loi communément utilisée du modèle de puissance du courant (stream power law) :

$$E = K.A^m.S^n \quad (2)$$

où E est le taux d'incision [$L.T^{-1}$], K est un coefficient d'érosion dimensionnel [$L^{1-2m}.T^{-1}$], A est l'aire drainée en amont du point du lit étudié [L^2], S la pente locale [$L.L^{-1}$] et les exposants m et n sont des constantes positives qui rendent compte de l'hydrologie du bassin versant, de la géométrie de la rivière et des paramètres climatiques globaux.

La forme des profils longitudinaux des rivières est étroitement liée à l'incision. Il est admis que, dans le cas où le relief est à l'équilibre, cette forme est concave (e.g., *Hack, 1957* ; *Sklar et Dietrich, 1998* ; *Stock et Montgomery, 1999* ; *Snyder et al., 2000*). En dérivant les lois d'incision classiquement utilisées dans les modélisations numériques (en particulier l'équation 2), on retrouve bien cette concavité (e.g., *Howard et al., 1994*; *Whipple et Tucker, 1999*). Ceci montre que la loi de puissance du courant semble bien reproduire l'évolution long terme du profil en long des rivières.

- Les processus de versant

Les processus de versant alimentent les rivières en sédiments et sont donc responsables de l'essentiel de la production sédimentaire sur les continents (e.g., *Lague, 2001*). Leur rôle dans l'évolution du relief et dans les vitesses d'érosion est donc majeur. Ils sont fortement dépendants de la lithologie, du climat, de la tectonique et de la topographie. Ils font intervenir deux mécanismes principaux : la production de régolithe et son transport. Le régolithe est la matière meuble non consolidée ou re-cimentée provenant de la désagrégation du substratum rocheux sain (e.g., *Scott et Pain, 2008*). Sa production se fait par l'intermédiaire de processus d'altération du bedrock. On distingue :

- les processus d'altération physique tels que la cryoclastie, l'hydroclastie (alternance humectation-dessiccation) et le ruissellement (abrasion mécanique),
- les processus d'altération chimique tels que la dissolution, l'oxydo-réduction et l'hydrolyse,
- les processus d'altération biologique tels que la fracturation par les racines des plantes et l'activité bactérienne.

Une fois produit, le régolithe est transporté à l'aide d'un agent de transport comme l'eau, la glace ou le vent. On peut dès lors distinguer trois grands types de processus à l'origine de ce transport sur les versants :

- les processus dominés par l'effet gravitaire,
- ceux dominés par les écoulements d'eau,
- les processus glaciaires.

Les processus dont la cause majeure est la gravité sont, par exemple, les glissements de terrain, les avalanches de débris, les coulées de débris et la reptation dont la solifluxion et

la gélifluxion font partie. Ces derniers correspondent à un déplacement très lent du régolithe chargé en eau. L'eau joue un rôle prépondérant dans l'initiation des processus gravitaires (e.g., *Graveleau, 2008*) en diminuant la friction des interfaces de glissement ou en déstabilisant les versants à leur base. Les processus dominés par les écoulements d'eau sont le ruissellement de surface et le ruissellement dans des rigoles qui sont les équivalents des rivières à petite échelle. L'efficacité des processus glaciaires, quant à elle, est difficile à évaluer. En termes de production de régolithe (par cryoclastie), les processus glaciaires sont probablement efficaces (e.g., *Hallet et al., 1996*). Cependant, il est difficile de connaître l'efficacité de la gélifluxion dans le transport du régolithe.

La diffusion est une loi empirique qui est souvent utilisée pour modéliser l'ensemble des processus de versant. En effet, de par leur grand nombre et leur complexité, ces processus ont été regroupés sous la forme d'une seule équation de diffusion linéaire qui relie le flux de sédiments volumique Q_s [$L^3 \cdot T^{-1}$] à la pente locale S [$L \cdot L^{-1}$] (*Culling, 1960*). Cette équation est de la forme :

$$Q_s = K \cdot S \quad (3)$$

où K est le coefficient de diffusivité du versant. Cette formulation est adaptée pour les versants à faible pente mais pas pour ceux à forte pente où les processus gravitaires tels que les glissements de terrain font augmenter localement le flux sédimentaire. Un modèle de diffusion non-linéaire empirique a donc été proposé par différents auteurs pour introduire un seuil de pente critique S_c à partir duquel les flux sédimentaires augmentent en fonction d'une puissance de la pente supérieure à 1 (e.g., *Anderson, 1994* ; *Howard, 1994* ; *Dietrich & Montgomery, 1998* ; *Roering et al., 1999*). Ce modèle suit la formulation suivante :

$$Q_s = \frac{K \cdot S}{1 - \left(\frac{S}{S_c} \right)^2} \quad (4)$$

Nous pouvons remarquer que pour de faibles pentes, cette équation équivaut à la loi de diffusion linéaire.

I.2.2.2. Le transport

Le transport de la charge solide des rivières se réalise selon 3 grands modes (e.g., *Yalin, 1980*) : le transport de fond, le transport en suspension et le transport en charge dissoute. Le mode de transport est déterminé par le type d'écoulement (turbulent ou laminaire) et par sa vitesse (e.g., *Hjulstrom, 1935*). Lorsque les forces de cisaillement à la base de l'écoulement (τ_b) dépassent le seuil critique de cisaillement (τ_c), les particules commencent à se déplacer par glissement, roulement ou saltation, ce qui constitue le transport de fond. La contrainte cisaillante basale τ_b [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] exercée par le fluide sur le lit de la rivière est exprimée de la façon suivante :

$$\tau_b = \rho_{eau} g h_{eau} S \quad (5)$$

où ρ_{eau} est la densité de l'eau [$M \cdot L^{-3}$], g l'accélération de la pesanteur [$L \cdot T^{-2}$], h_{eau} la hauteur d'eau [L] et S la pente du lit de la rivière [$L \cdot L^{-1}$].

La vitesse de l'écoulement est ensuite déterminante dans le maintien des particules en suspension (e.g., *Hjulstrom, 1935*). Ces modes de transport sont aussi contrôlés par la granulométrie et la densité des particules : les sédiments fins se trouvent fréquemment dans la charge en suspension, sauf pour ceux qui ont des propriétés cohésives fortes et qui s'agrègent en particules plus grossières. C'est le cas des particules très fines (< 0,1 mm). Les sédiments grossiers sont transportés dans la charge de fond et sont en partie responsable du mécanisme d'incision par abrasion mécanique. Les propriétés intrinsèques des particules sont aussi à l'origine, avec la puissance du courant, des distances de transport. En effet, pour une vitesse de courant et une densité de particule données, une particule fine est transportée plus loin qu'une particule grossière. Ceci est à l'origine de la ségrégation granulaire observée dans les dépôts sédimentaires.

La formulation mathématique du transport a été proposée de différentes manières à partir d'approches semi-empiriques, mécaniques ou énergétiques (e.g., *Yalin, 1980 ; Julien, 1995*). Le seuil critique de cisaillement τ_c que la contrainte cisaillante basale τ_b doit dépasser pour mettre les particules immobiles en mouvement dépend de 2 paramètres adimensionnels : le cisaillement de Shield τ^* et le nombre de Reynolds particulaire Re^* . Ces deux paramètres rendent compte des propriétés intrinsèques des particules transportées et des propriétés du fluide (vitesse et viscosité cinématique), respectivement. Ils s'expriment comme suit :

$$\tau^* = \frac{\tau_b}{(\rho_{sed} - \rho_{eau}) \cdot g D_{sed}} \quad (6)$$

où ρ_{sed} et D_{sed} sont la densité [M.L⁻³] et le diamètre [L] de la particule, respectivement.

$$Re^* = \frac{u D_{sed}}{\nu} \quad (7)$$

où u est la vitesse de cisaillement du fluide [L.T⁻¹] et ν sa viscosité cinématique [L².T⁻¹]. Howard (1994) exprime la capacité de transport par unité de largeur q_c [L².T⁻¹] des rivières à partir du cisaillement de Shield :

$$q_c = K_h \cdot (\tau^* - \tau_c^*)^\theta \quad (8)$$

où K_h est un coefficient de transport, θ un exposant positif et τ_c^* le seuil de transport des particules. Celui-ci diffère du seuil d'incision critique Ψ_c (équation 1) qui doit être plus élevé pour que l'incision du lit commence (e.g., Lague, 2001). L'équation 8 peut se simplifier comme suit (voir les thèses de Lague, 2001 et Graveleau, 2008 pour une explication détaillée) :

$$q_c = K_c A^{m'} S^{n'} \quad (9)$$

où K_c est un coefficient de transport, m' et n' sont des exposants positifs. Cette dernière équation se rapproche fortement de la loi de puissance du courant (équation 2) qui permet de modéliser l'incision fluviatile, bien que le coefficient de transport K_c ait une signification différente du coefficient d'érosion K .

I.2.2.3. La sédimentation

La sédimentation est le dépôt des particules détritiques d'une rivière lorsque celle-ci n'a plus l'énergie suffisante pour continuer à les transporter. Cette chute de la capacité de transport d'une rivière peut être due à la diminution de son débit ou de la pente de son lit. Les sédiments détritiques peuvent se déposer au sein du réseau hydrographique (e.g., dépôts transitoires, terrasses alluviales) principalement en raison des variations de débit ou de la dynamique propre à la rivière. Cette dynamique est à relier à la dynamique régionale du réseau hydrographique qui dépend de la tectonique, des variations eustatiques et du climat, et

d'ajustements internes du système (e.g., *Bull, 2007*). La majeure partie de la charge des rivières sédimente dans le piémont qui borde le relief sous la forme de figures caractéristiques que sont les cônes alluviaux (*cf* partie I.3.3).

I.2.2.4. Le rôle du niveau de base

Le niveau de base est le niveau le plus bas d'une topographie donnée, vers lequel toutes les eaux de ruissellement tendent à s'écouler du fait de la gravité. Dans l'absolu, le niveau de base est donc le niveau moyen des mers. Toutefois, on peut assez souvent distinguer des niveaux de base locaux au sein même des reliefs (e.g., lacs, rivières). Par exemple, une rivière peut constituer un niveau de base pour ses affluents, de même pour un lac intramontagneux. Ce dernier peut être connecté ou déconnecté du niveau de base marin (lac endoréique).

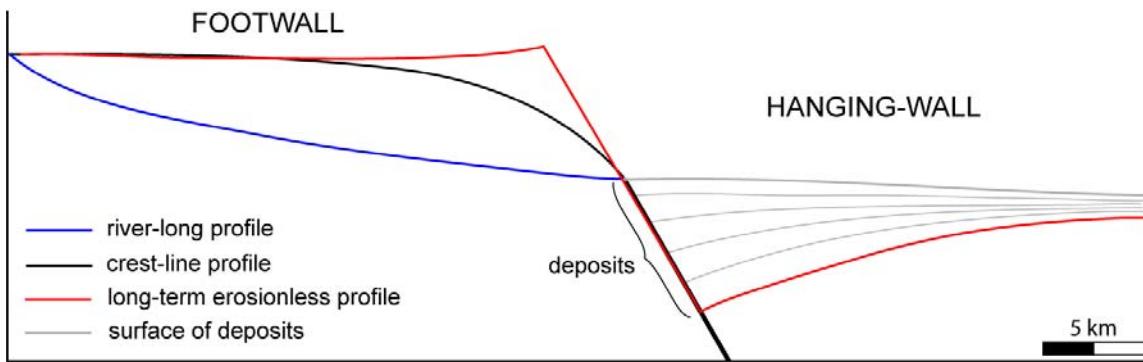
Le niveau de base peut varier sous l'effet de l'eustatisme et de la tectonique. Tout d'abord, l'eustatisme décrit les variations du niveau moyen des mers liées aux variations climatiques et aux variations de la dynamique des dorsales océaniques. La tectonique, quant à elle, peut faire varier l'altitude d'un relief par rapport à son niveau de base, par soulèvement ou subsidence.

Le fait de faire varier l'altitude du niveau de base a une influence sur l'érosion et donc sur la morphologie d'un relief. Par exemple, une chute rapide du niveau marin entraîne une augmentation de l'érosion au niveau des continents. Cela a été le cas, entre autres, pour la vallée du Rhône lors de la crise messinienne qui correspond à une chute du niveau de base marin rapide (quelques 10 ka) et de grande amplitude (~1500 m ; e.g., *Clauzon et al., 1996*). La perturbation géomorphologique est visible dans les profils longitudinaux des rivières dont la forme est modifiée de façon transitoire (comme le montrent les knickpoints). Le retour à l'équilibre de l'ensemble du profil en long de la rivière dépend ensuite d'un temps de réponse qui est de l'ordre du Ma pour une chute du niveau de base aussi importante que celle de la crise messinienne (*Loget et al., 2006*).

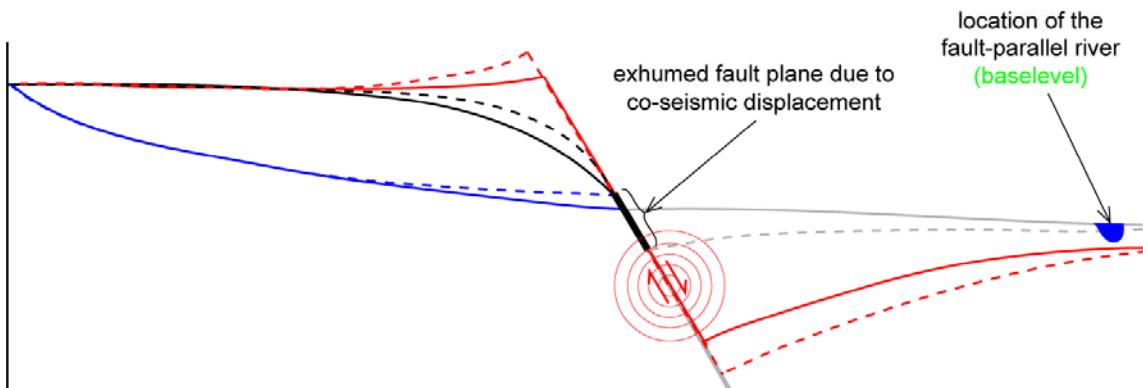
Dans le cas des failles normales actives, le niveau de base peut être une mer (e.g., golfe de Corinthe) ou un lac (e.g., lac Baïkal, lac Natron), mais sa localisation peut aussi être déterminée par le remplissage sédimentaire dans le hanging-wall (**figure I.7a**). Bien souvent dans ce cas, le niveau de base se situe au niveau d'une rivière qui s'écoule parallèlement à la

trace de la faille en surface et qui est localisée dans le bassin sédimentaire (e.g., Cordillère Blanche, demi-graben de Tunka, faille de la Têt). Cette rivière établit souvent une connexion entre le réseau de drainage local et le niveau de base marin, ce qui lui confère la fonction de transmettre au relief en amont les perturbations engendrées par les variations eustatiques globales. Dans l'hypothèse d'un niveau moyen des mers constant, l'altitude et la localisation du niveau de base constitué par cette rivière sont principalement contrôlés par la compétition entre la subsidence et le remplissage sédimentaire du bassin. Lors d'un séisme, si la trace de la faille ne correspond pas au niveau de base local (pas de lac ou de mer), la quantité de relief exhumée et disponible pour l'érosion est égale à la valeur du déplacement co-sismique vertical (**figure I.7b**). La quantité d'érosion réellement produite sur le long terme dépendra donc de la dynamique sédimentaire dans le piémont qui comblera le vide créé. Lorsque la trace de la faille correspond à un niveau de base, seule la partie en soulèvement (foot-wall) relatif par rapport à ce niveau de base détermine la quantité du relief potentiellement érodable après le séisme.

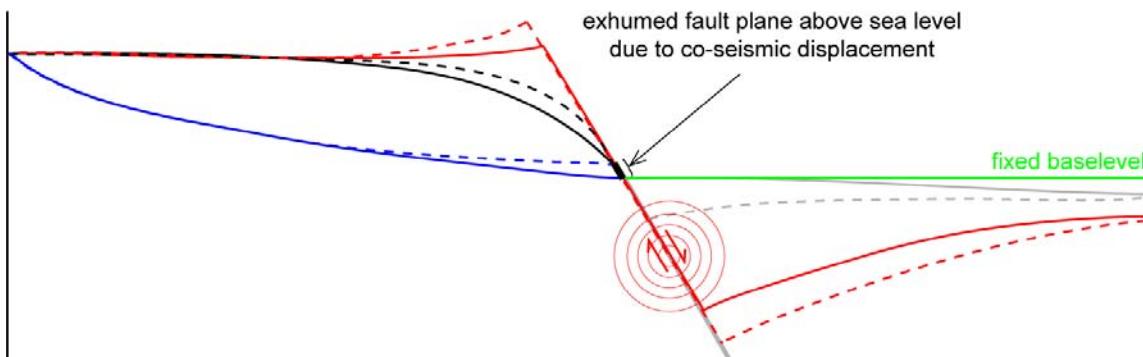
La faille de la Têt, dans les Pyrénées orientales, est un exemple qui pourrait montrer que la variation du niveau de base peut avoir une origine qui n'est ni eustatique ni tectonique (*Carozza et Baize, 2004*). En effet, la rivière parallèle à la faille (la Têt) a incisé rapidement le bassin sédimentaire sur lequel elle était installée sur environ 400 m de hauteur, au Plio-Pléistocène, sans aucune correspondance avérée avec un événement tectonique ou eustatique. La cause de cette incision drastique post-miocène pourrait être la connexion tardive du réseau de drainage se développant le long de la faille de la Têt au niveau de base marin de la Méditerranée par l'intermédiaire de la Têt (*Nicolas Loget, communication personnelle*). Tous les affluents de la Têt ont eu leur profil en long perturbé par cette chute du niveau de base local.



A. acquired geometry after a certain time of normal fault activity



B. resulting geometry (dashed lines) just after a seismic event in case of local baselevel controlled by the interaction between the hanging-wall deformation and the sedimentary filling. The deformation due to the seism is vertically exaggerated.



C. resulting geometry (dashed lines) just after a seismic event in case of fixed proximal baselevel. The deformation due to the seism is vertically exaggerated.

Figure I.7. Schéma d'évolution de la topographie (en coupe) liée à un séisme sur une faille normale et en relation avec la nature du niveau de base. (A) Topographie acquise après une longue période d'activité tectonique. (B) Topographie résultant d'un événement sismique. L'espace vide créé par la chute rapide du niveau de base va déséquilibrer le système jusqu'à ce que l'érosion du foot-wall et le dépôt dans le bassin du hanging-wall recréent une nouvelle topographie à l'équilibre (non représentée sur le schéma). La dynamique du niveau de base dépendra alors de la réponse du remplissage sédimentaire face à la déformation du bassin du hanging-wall, ce qui aura ensuite un impact sur l'érosion du foot-wall. (C) Topographie résultant d'un événement sismique dans le cas où le niveau de base est fixé au pied de l'escarpement. La quantité potentiellement érodable dans ce cas est plus faible que dans le cas (B). Ces schémas sont bien entendu simplifiés et l'évolution de la topographie dans la nature peut être plus complexe (elle peut osciller entre (B) et (C), par exemple).

I.2.3. L'influence des paramètres climat et lithologie sur l'évolution du relief

Les paramètres responsables de l'évolution du relief le long des failles normales actives sont la tectonique (vitesse long terme de la faille, âge de la faille, rejet total, cycle sismique) et l'érosion. Les processus d'érosion peuvent dépendre du climat (pluviométrie, glaciations) et de la lithologie. Je propose ici un inventaire des principaux contrôles climatiques et lithologiques sur l'érosion et l'évolution du relief.

- L'influence du climat

Le climat peut avoir une influence sur le taux et le style d'érosion des pentes du relief qui déterminent la quantité des apports sédimentaires se retrouvant dans les rivières et les glaciers (e.g., *Leeder et al., 1998 ; Bull, 2001 ; Hancock et Anderson, 2002*). *Tucker et al. (2011)* démontrent que l'escarpement de la faille de Magnola (Apennins) est d'âge holocène car bien préservé suite à une diminution du taux d'érosion de sa surface lors du passage à la période post-glaciaire (15-18 ka). Ceci est en accord avec l'hypothèse formulée par *Armijo et al. (1992)* selon laquelle les escarpements en région égéenne sont souvent d'âge holocène. Cela semble indiquer un contrôle climatique sur le taux d'érosion du relief. C'est également ce que laisse penser l'hypothèse proposée par *Molnar et England (1990)* selon laquelle le refroidissement global tardi-cénozoïque de la planète serait responsable d'une augmentation globale des taux d'érosion, répercutee (et déduite) dans une augmentation du volume sédimentaire global. Durant les périodes glaciaires, les mécanismes d'érosion des reliefs sont majoritairement la cryoclastie (alternance gel-dégel) sur les versants et l'abrasion par le déplacement des glaciers dans les vallées situées aux latitudes et altitudes où la température favorise le gel. Par contre, la pluviométrie doit être plus faible qu'en période interglaciaire compte tenu du climat aride. L'efficacité des processus glaciaires est discutée. Les taux d'érosion estimés sur les glaciers actuels semblent être élevés (~10-100 mm/a ; e.g., *Hallet et al., 1996*). En termes de production de sédiments (par cryoclastie et par abrasion par les glaciers), les processus glaciaires semblent donc être efficaces. Cependant, les distances de transport des moraines glaciaires sont plus courtes que celles des rivières, ce qui empêche les reliefs de transférer la totalité de leur masse sédimentaire vers les bassins d'avant chaîne en période glaciaire. En termes de transport, les processus glaciaires sont donc sans doute peu

efficaces. La masse sédimentaire stockée dans les reliefs en période glaciaire serait donc transportée et évacuée en période interglaciaire, rendant ainsi les alternances entre périodes glaciaires et interglaciaires très efficaces en termes d'érosion (e.g., *Molnar, 2001, 2004 ; Peizhen et al., 2001*). Durant les périodes interglaciaires, l'essentiel de l'érosion se produit par le ruissellement de l'eau chargée en sédiments. La pluviométrie est donc la variable majeure du climat susceptible d'avoir un impact sur les taux d'érosion des versants et les taux d'incision des rivières. Bien que l'effet de la pluviométrie sur les processus de versant et sur l'incision soit aussi discuté, des études récentes montrent qu'une forte pluviométrie augmente les taux d'érosion. C'est le cas lors des périodes très humides où les glissements de terrain deviennent très fréquents à Taiwan (e.g., *Hovius et al., 2000 ; Dadson et al., 2003*) et où le taux de dénudation des bassins versants et le taux d'incision des rivières augmente (e.g., *Dadson et al., 2003, figure I.8a ; Hartshorn et al., 2002*, respectivement). La pluviométrie est également bien corrélée avec le style d'érosion le long de la cordillère des Andes (e.g., *Montgomery et al., 2001 ; figure I.8b*). En effet, les auteurs divisent la chaîne en trois secteurs en fonction de la latitude et de la topographie (hypsométrie). Au nord, la forte pluviométrie (climat tropical) contrôle le style de l'érosion en donnant une topographie disséquée par une érosion fluviatile. Au centre, la pluviométrie est plus faible et ne contrebalance pas suffisamment la tectonique. Au sud, l'érosion par les glaciers domine et érode fortement la tête des bassins versants. Cet exemple montre l'importance de la pluviométrie et du climat sur le style et les taux d'érosion d'un relief. Enfin, il est important de préciser que la pluviométrie dépend très fortement de l'altitude (e.g., *Wallace, 1978 ; Montgomery et Brandon, 2002 ; Reiners et al., 2003*). Par exemple, dans le cas de Pleasant Valley (Basin and Range, Nevada), la quantité de pluie moyenne mesurée est de 450 mm/a sur les sommets et 120 mm/a dans les plaines. L'effet de la topographie sur la pluviométrie et sur les taux d'érosion a été étudié par *Montgomery et Brandon (2002)*. Les auteurs montrent que les taux d'érosion long terme augmentent de façon non linéaire en fonction du gradient topographique mais que le signal tectonique garde un contrôle majeur dans les reliefs actifs. Enfin, *Avouac et Burov (1996)* proposent que le climat ait une influence sur la répartition des déformations dans la collision Inde-Asie. En effet, l'Himalaya subit la mousson et absorbe un taux de raccourcissement N-S plus élevé (~ 2 cm/a) que le Tian Shan (~ 1 cm/a) qui se situe sous un climat plus sec. La forte érosion au niveau de l'Himalaya pourrait donc influer sur les

vitesses de déformation de la chaîne qui contrôlent à leur tour les taux d'érosion, engendrant ainsi une dynamique d'évolution du relief rapide.

- L'influence de la lithologie

La lithologie contrôle également le style et les taux d'érosion. En effet, des roches peu résistantes (cohésion faible) sont érodées en donnant des pentes plus faibles que des roches résistantes (cohésion élevée), et doivent répondre plus rapidement aux sollicitations externes telles que les précipitations ou les alternances entre période glaciaire et interglaciaire. *Sklar et Dietrich (2001)* ont d'ailleurs mis en évidence une corrélation empirique entre la résistance des roches à la traction et le taux d'érosion (**figure I.9**). De la même manière, les roches fracturées, perméables résistent plus difficilement aux processus gravitaires qui suivent la loi de Mohr-Coulomb et qui dépendent fortement de la pluviométrie par l'effet de la diminution de la friction sur les plans de glissement et de la pression de fluide. Enfin, dans un contexte climatique particulier (alternance de périodes glaciaires et interglaciaires) et dans une région périglaciale, un escarpement de lithologie où la porosité est élevée ($> 10\%$) est contrôlé par des processus de versant tels que la solifluxion, qui engendre des pentes de versant concaves (e.g., *Font et al., 2002*) alors qu'elles sont convexes dans la plupart des autres cas naturels. Certains processus de versant peuvent donc être préférentiellement activés en fonction de la lithologie.

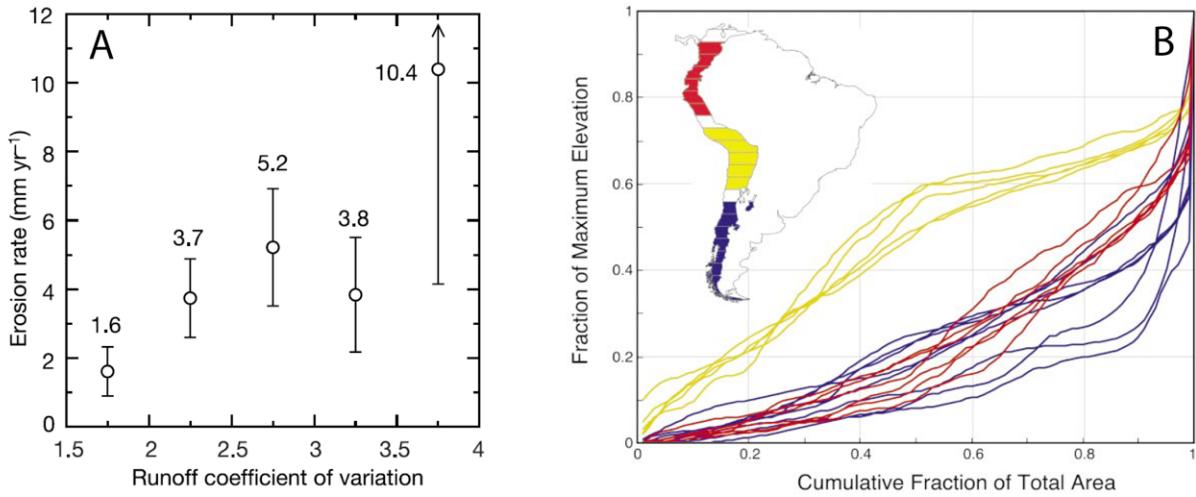


Figure I.8. (A) Corrélation entre le taux de dénudation des bassins versants mesuré sur 30 ans à Taiwan et le coefficient de variation de l’écoulement (d’après Dadson *et al.*, 2003). Ce coefficient adimensionné est défini comme l’écart type de l’écoulement (mm/a) divisé par l’écoulement moyen (mm/a). Il est directement relié à la pluviométrie. (B) Corrélation entre la topographie (courbes hypsométriques) et le climat/la pluviométrie dans la cordillère des Andes (d’après Montgomery *et al.*, 2001). Le climat et la pluviométrie varient en fonction de la latitude et ont une influence directe sur la topographie et le style d’érosion.

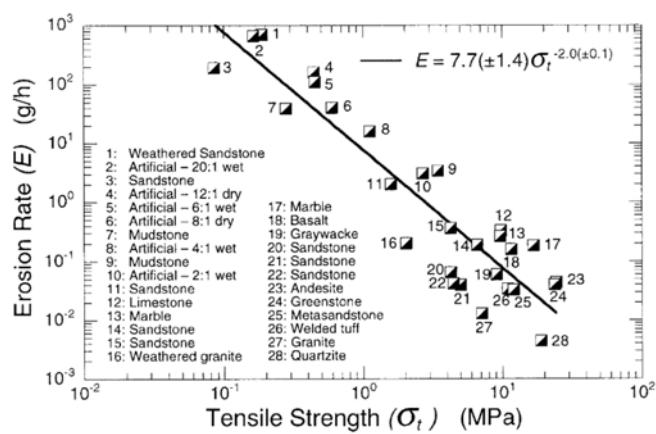


Figure I.9. Corrélation empirique entre le taux d’érosion et la résistance des roches (d’après Sklar et Dietrich, 2001).

I.3. Relief caractéristique associé aux failles normales actives

Depuis le début du 20^{ème} siècle, il est reconnu que le relief qui se développe le long des failles normales actives est caractéristique (e.g., *Davis, 1903* ; *Cotton, 1950* ; *Birot, 1958* ; *Wallace, 1978* ; *Burbank et Anderson, 2001*). En effet, il est constitué d'une figure morphologique particulière, appelée facette triangulaire, qui se développe de façon répétitive le long de l'escarpement de faille en alternance avec des rivières perpendiculaires à la trace de la faille en surface (**figure I.10**). Les facettes triangulaires se forment sous l'effet de l'exhumation progressive du plan de faille soumis à l'érosion (i.e., incision et processus de versants). Le différentiel topographique créé par le jeu de la faille normale induit de l'érosion dans le foot-wall via les processus d'érosion-transport. L'incision se concentre dans des drains principaux qui délimitent des zones (interfluves) où la topographie est mieux préservée et où les processus de versant dominent. C'est là que les facettes triangulaires se développent. La faille sépare donc deux domaines bien distincts de par leur géomorphologie :

- Le foot-wall, où les processus d'érosion-transport agissent en formant un réseau de drainage constitué par des bassins versants et des rivières généralement perpendiculaires à la trace de la faille. Les facettes triangulaires se développent alors entre les talwegs (dans les interfluves).

- Le hanging-wall, où les produits de l'érosion du substratum (i.e., les sédiments) se déposent en formant les cônes alluviaux. Le bassin sédimentaire ainsi formé a une structure particulière du fait de la flexure du hanging-wall : la géométrie des strates de dépôt est en éventail, l'épaisseur des dépôts étant de moins en moins importante quand on s'éloigne de la faille et les strates les plus récentes étant moins flexurées que les plus anciennes.

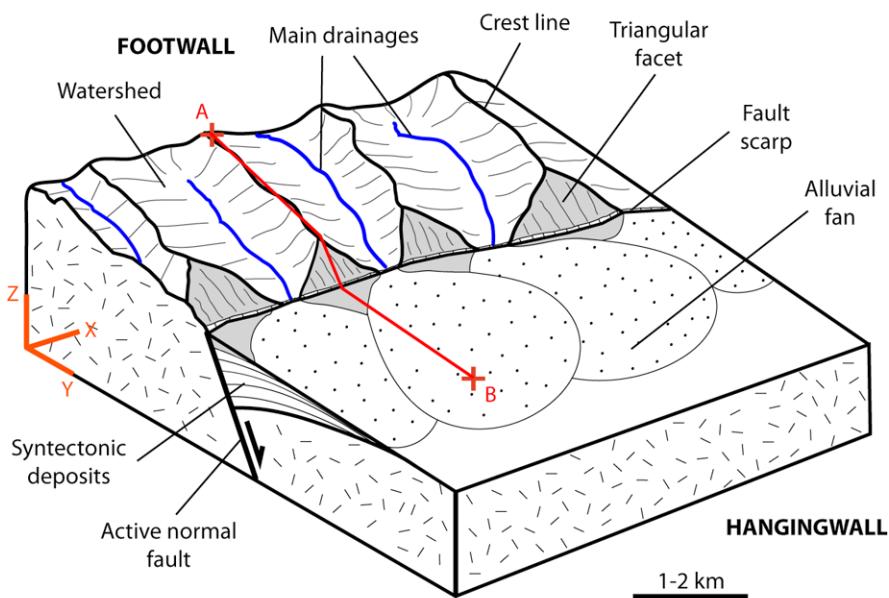
I.3.1. Les facettes triangulaires

Les facettes triangulaires ou trapézoïdales sont des figures géomorphologiques en forme de triangle dont le sommet correspond à la terminaison d'une crête d'interfluve (**figure I.10**). La base du triangle est confondue avec la trace de la faille en surface. La géométrie triangulaire est donnée par la forme en V des vallées perpendiculaires à la faille. Leur géométrie peut parfois être trapézoïdale dans le cas où le sommet est constitué par un plateau non-disséqué au lieu d'une crête. Deux processus d'érosion se combinent pour permettre la

formation des facettes triangulaires : l'incision dans les rivières et les processus de versant. Dans le cas des failles normales actives, les facettes triangulaires sont le résultat de la compétition entre la tectonique, qui crée un soulèvement (uplift) relatif entre le foot-wall et le hanging-wall, et l'érosion. Une fois qu'un escarpement topographique est créé, il est progressivement incisé par le réseau de drainage (e.g., *Hamblin, 1976* ; *Wallace, 1978*). A l'échelle du cycle sismique, l'exhumation du plan de faille donne un escarpement dont la pente avoisine celle du plan de faille. Des processus de versant lents réduisent alors progressivement la pente de l'escarpement (concept de retrait de pente, **figure I.11**) pendant que l'incision se produit dans les chenaux adjacents. Notons la différence avec les failles inverses dont le pendage met en porte-à-faux la partie soulevée de l'escarpement qui s'effondre rapidement, ce qui donne un escarpement long terme plus émoussé. Le profil des facettes triangulaires est souvent convexe (convexité vers le haut) et traduit le temps pendant lequel l'escarpement cumulé a été érodé : en effet, la partie de l'escarpement qui a été exhumée en premier, et donc la plus érodée, se trouve vers le haut. A l'opposé, les parties inférieures récemment exhumées n'ont pas été exposées longtemps aux processus d'érosion. Des processus de versant plus rapides tels que les glissements de terrain peuvent accélérer l'érosion de la partie inférieure des facettes, leur donnant une forme concave. Ces derniers sont quelquefois observés sur les facettes triangulaires mais ne sont pas le processus de versant majoritairement observé.

Les facettes triangulaires sont observées dans diverses régions du monde (**figure I.12** et **tableau I.4**), où la lithologie et le climat diffèrent. Malgré les effets de ces paramètres sur l'érosion et l'évolution du relief (*cf* partie I.2.3), ni l'existence ni la hauteur moyenne des facettes triangulaires ne semblent corrélées au climat, à la pluviométrie, à la lithologie et à l'âge estimé de la faille normale (**tableau I.4** et **figure I.13**). Cela laisse penser que les processus qui contrôlent la formation et la croissance des facettes sont au premier ordre les processus d'érosion et tectonique. Par conséquent, l'étude des facettes triangulaires pourrait permettre de mieux contraindre le signal tectonique si l'on connaît le signal érosion et vice-versa. Par exemple, la hauteur moyenne des facettes triangulaires varie d'un escarpement de faille normale à un autre dans des régions où les paramètres lithologie et climat sont semblables (**tableau I.4**). A partir de ce constat, il est raisonnable de penser que l'étude de cette morphologie peut être une clé dans la détermination du rapport érosion/tectonique.

(A)



(B)

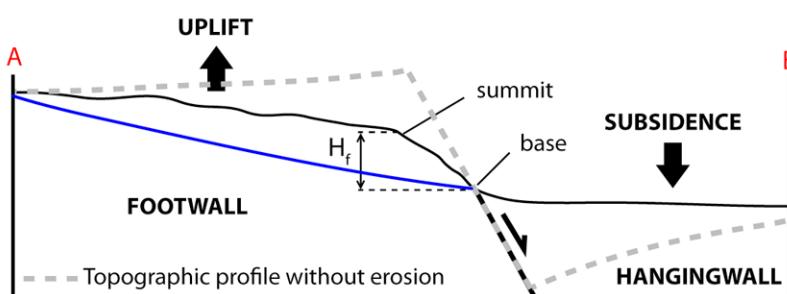


Figure I.10. (A) Bloc-diagramme montrant le paysage caractéristique qui se développe le long des escarpements de faille normale active. (B) Coupe passant par AB qui montre le profil longitudinal d'une ligne de crête et qui recoupe une facette triangulaire. Le profil longitudinal d'une rivière est ajouté en bleu. Le profil longitudinal théorique de la topographie s'il n'y avait pas eu d'érosion (i.e., cumul des déformations co-sismiques et inter-sismiques) est ajouté en hachuré gris.

Dans certains cas (e.g., Faille de Natron au nord de la Tanzanie, sud de la branche nord du rift Est-Africain, **figure I.12.P**) l'escarpement long terme s'est développé sans facette triangulaire et il est relativement bien préservé. L'explication de l'absence de facette triangulaire le long de cet escarpement de faille n'est pas triviale mais elle peut être discutée pour discriminer si la cause est climatique, lithologique ou autre. Nous observons que le ruissellement de surface sur l'escarpement est chenalisé sous la forme de très nombreux drains de petite taille (**figure I.12.P**) qui ne favorisent pas la création de rivières majeures entre lesquelles les facettes pourraient se former. La pluviométrie mesurée dans un rayon de 200 km est d'environ 800 mm/a. Par conséquent, elle n'est pas à l'origine de la faible

efficacité du réseau hydrographique qui draine l'escarpement. La lithologie du foot-wall constitué de cendres volcaniques pourrait éventuellement favoriser la forte densité de drains mais cela reste à démontrer. La jeunesse de l'escarpement de faille ($\sim 1,2$ Ma) pourrait être la cause de l'absence de rivières majeures : elles n'ont probablement pas eu le temps de se développer. Enfin, la géométrie du réseau de drainage dans le foot-wall montre l'existence d'une rivière subparallèle à la faille située dans le foot-wall. Cette rivière draine la majeure partie des eaux de pluie parallèlement à la faille, et la partie restante est probablement insuffisante pour constituer des drains majeurs perpendiculaires à la faille entre lesquels les facettes pourraient se développer. Pour conclure sur ce cas particulier, l'âge (jeune) de la faille et le drainage latéral des eaux de pluie qui ne recoupent pas l'escarpement semblent être les causes majeures de l'absence de facette triangulaire. En étendant nos observations jusqu'à la région des Afars, nous observons que la majorité des escarpements de faille normale sont jeunes (< 2 Ma) et sont associés à un réseau de drainage immature comme dans le cas de la faille de Natron. Il semble donc difficile d'obtenir un foot-wall bien disséqué permettant le développement de facettes triangulaires pour des failles normales dont l'âge est inférieur à 1-2 Ma.

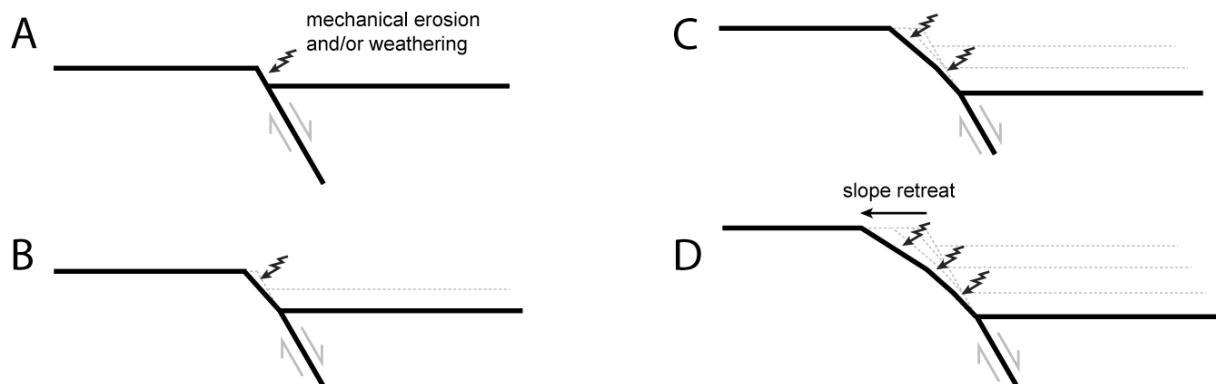


Figure I.11. Schéma conceptuel d'évolution de la surface des facettes triangulaires par érosion mécanique et/ou altération chimique lente (concept du retrait de pente). Ce type d'érosion, avec l'exhumation progressive du plan de faille, conduit à la forme convexe du profil en long des facettes triangulaires.

Figure I.12 : Planche de 4 pages

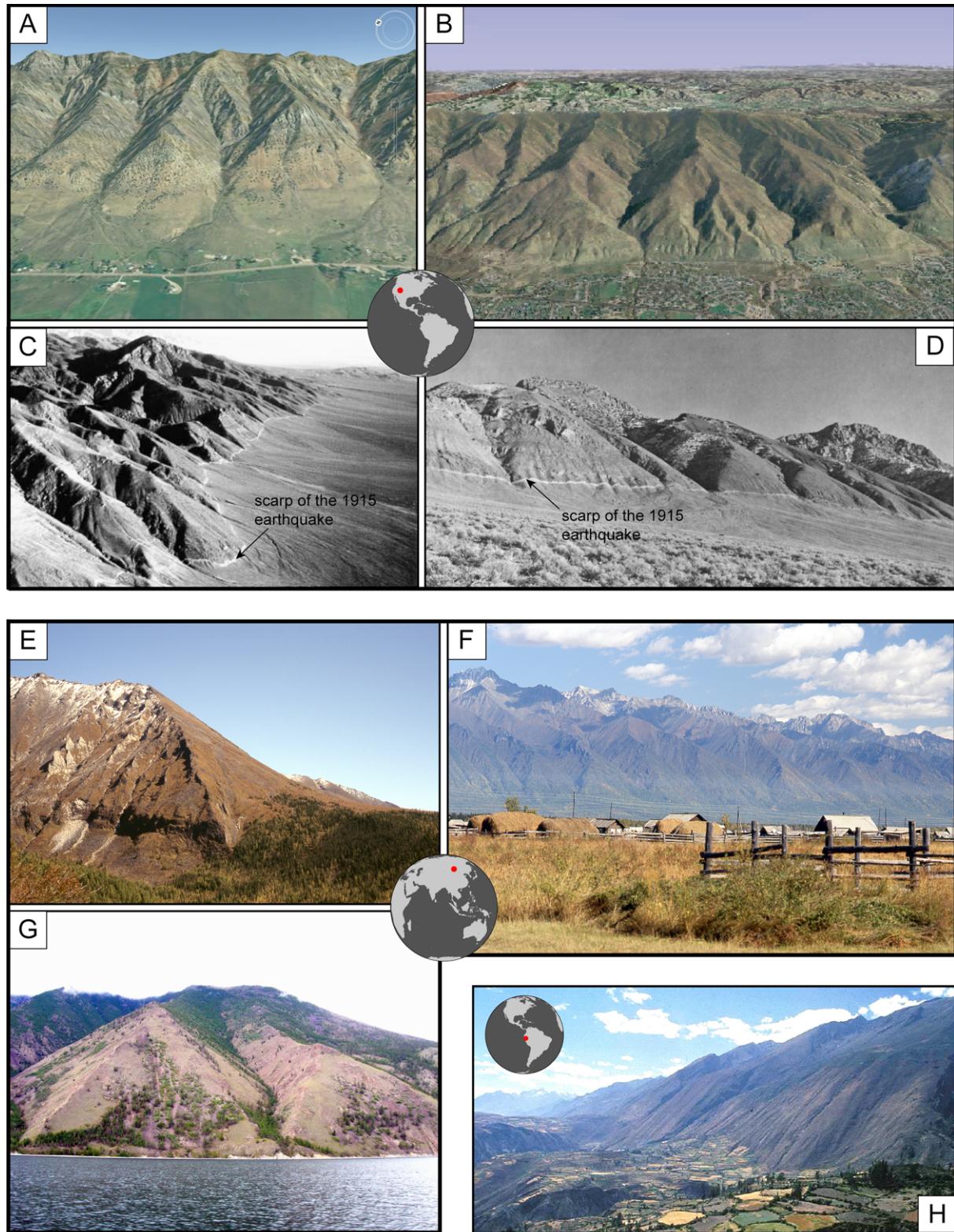


Figure I.12. (page 1/4) Reliefs à facettes triangulaires se développant le long d'escarpements de failles normales. (A) et (B) Imagerie Google Earth © Google Inc. de la faille de Wasatch (Basin and Range, Utah). (C) et (D) Relief le long de la bordure Est de Pleasant Valley (Basin and Range, Nevada), photographies issues respectivement de *DePolo et Anderson (2000)* et de *Wallace (1978)*. (E) et (F) Demi-graben de Tunka (Sibérie), cliché de Marc Jolivet. (G) Faille normale bordant le Nord du lac Baïkal (Sibérie), cliché de Carole Petit. (H) Faille normale de la cordillère blanche (Pérou), photographie issue de *McNulty et Farber (2002)*. La lithologie du foot-wall et la hauteur moyenne des facettes triangulaires sont indiquées dans le **tableau I.4**.

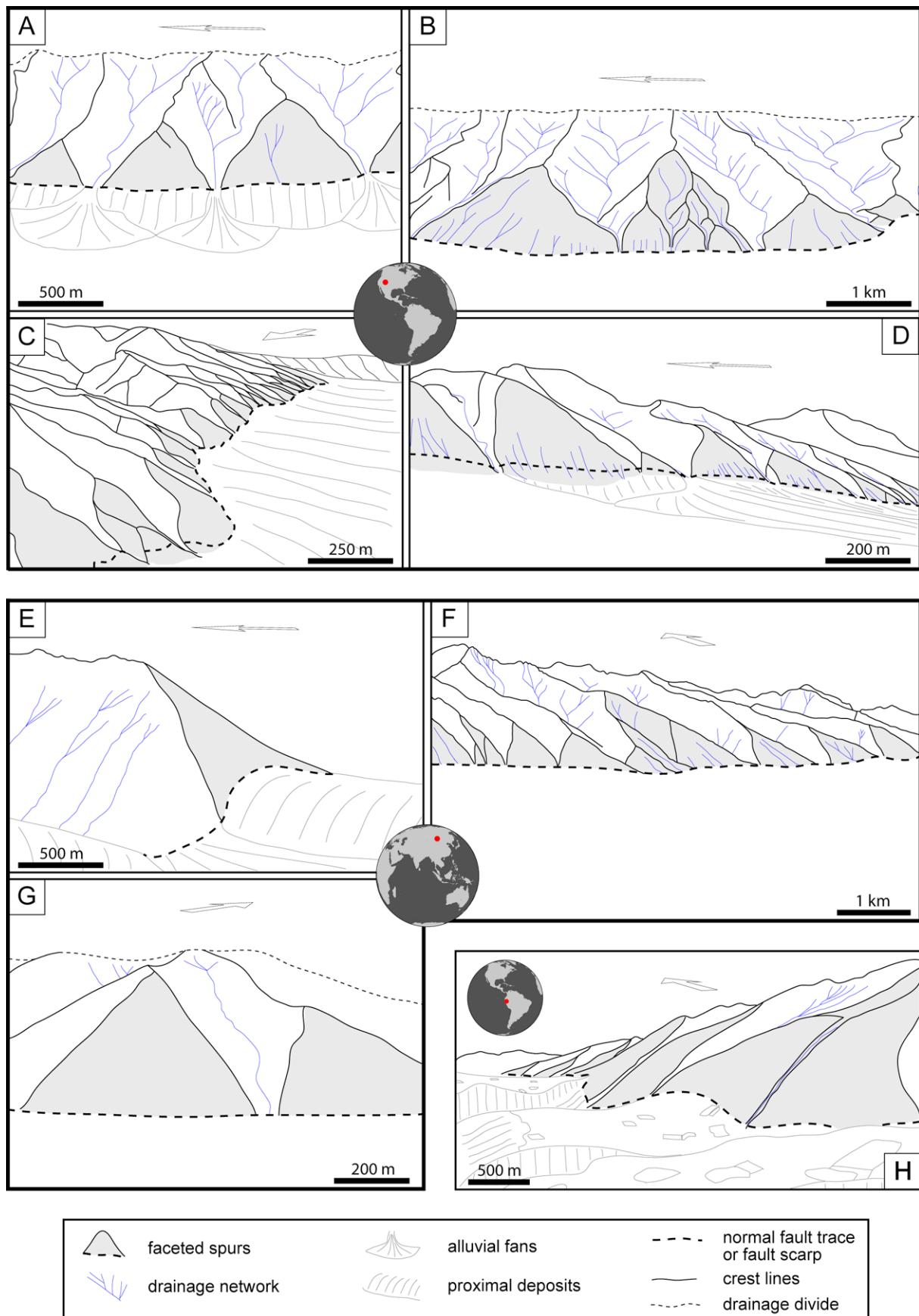


Figure I.12. (page 2/4) Interprétation de la page 1/4 de la figure I.12. L'échelle indique les distances au niveau de la trace de la faille en surface. Les flèches indiquent le Nord.

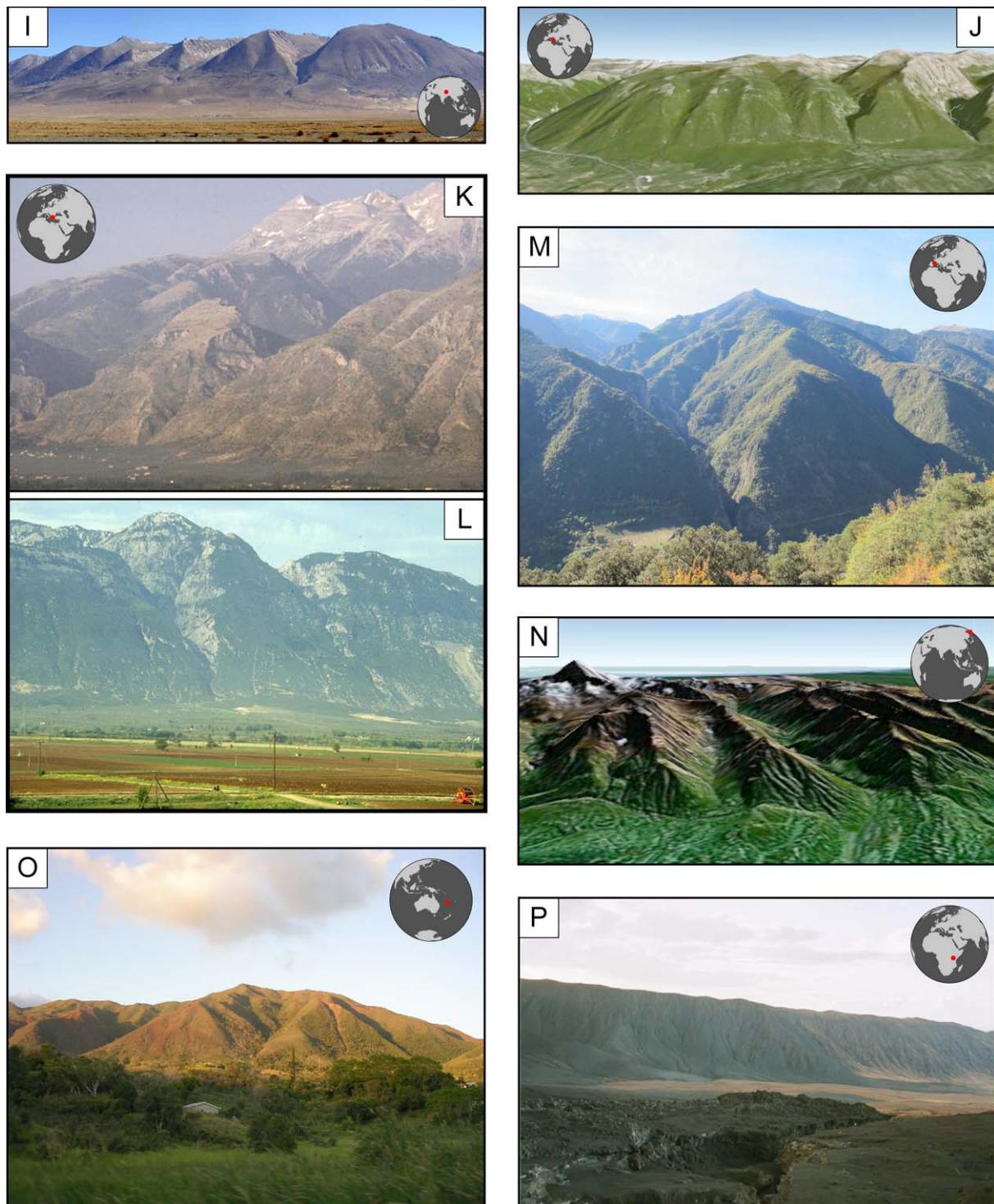


Figure I.12. (page 3/4) Reliefs à facettes triangulaires (sauf pour (P)) se développant le long d'escarpements de failles normales. (I) Demi-graben de Kung-Co (Tibet), photographie issue de Mahéo *et al.* (2007). (J) Imagerie Google Earth © Google Inc. de la faille de Velino (Apennins). (K) Faille de Sparte et (L) faille de Lamia (Grèce), clichés de Rolando Armijo et Bertrand Meyer, respectivement. (M) Faille de la Têt (France), cliché de Vincent Strak. (N) Imagerie Google Earth © Google Inc. de la faille de Kumroch (Kamchatka). (O) Faille de Saint-Louis (Nouvelle-Calédonie), cliché d'Yves Lagabrielle. (P) Escarpement de la faille de Natron (Tanzanie) ne présentant pas de facettes triangulaires, cliché de Carole Petit. La lithologie du foot-wall et la hauteur moyenne des facettes triangulaires sont indiquées dans le **tableau I.4**.

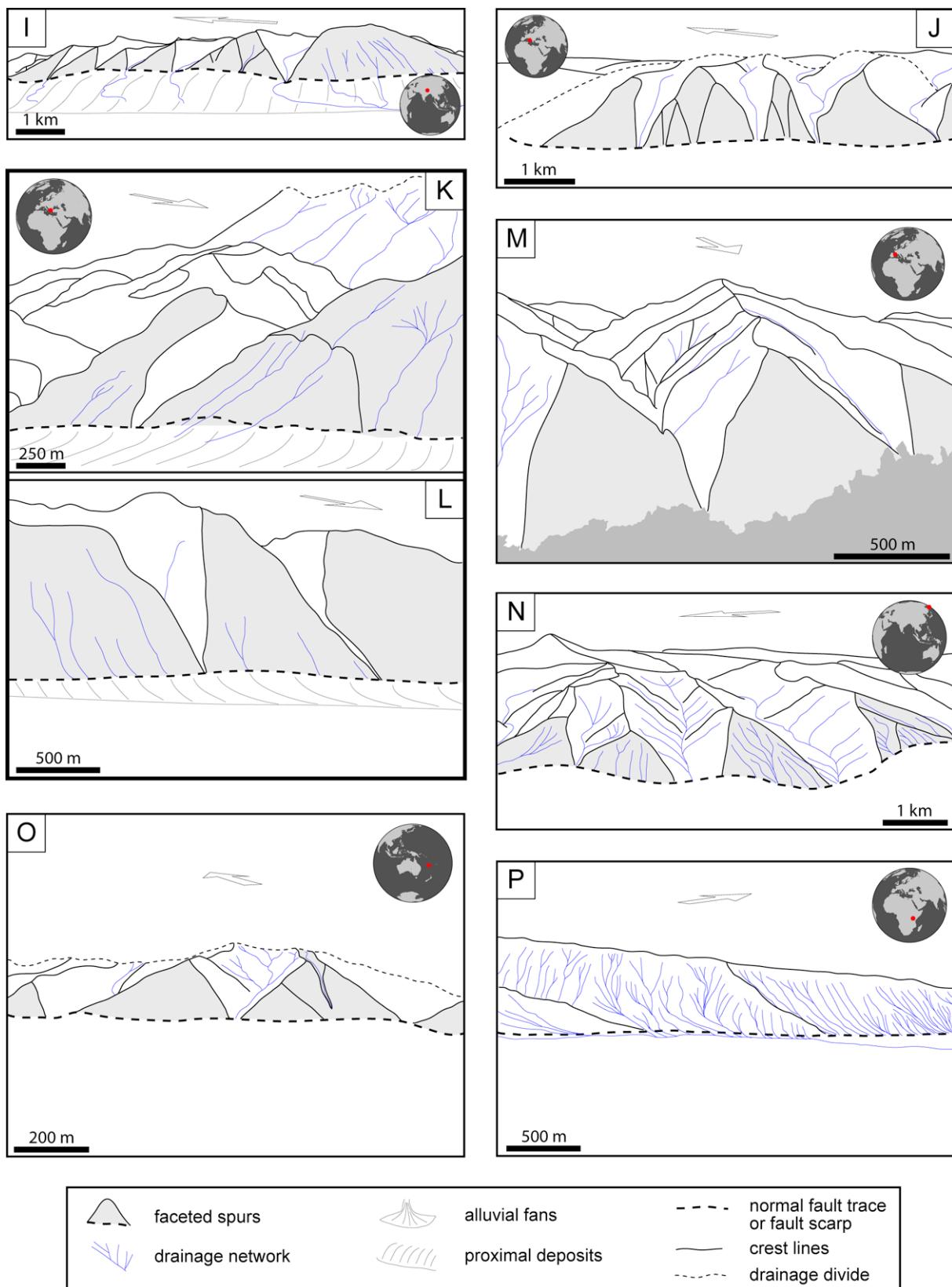


Figure I.12. (page 4/4) Interprétation de la page 3/4 de la figure I.12. L'échelle indique les distances au niveau de la trace de la faille en surface. Les flèches indiquent le Nord.

Région	faille(s) normale(s)	Figure(s)	Localisation géographique	Âge de la déformation (Ma)	Lithologie du foot-wall	Climat récent	Pluviométrie moyenne (mm/an)	Hauteur moyenne des facettes (m)	Références
Basin and Range	Wasatch (segment Brigham city)	A	41°34'N 112°01'W	5±1	série sed. précambrien-permien	aride à semi-aride	580	280	Davis, 1903 ; Hamblin, 1976 ; Zuchiewicz et al., 1999 ; McCalpin, 2000 ; Armstrong et al., 2004 ; Petit et al., 2009a
	Wasatch (segment Weber)	B	41°01'N 111°54'W	5±1	gneiss	aride à semi-aride	580	490	DePolo et al., 1999 ; Anderson, 2000 ; Densmore et al., 2004 ; Friedrich et al., 2004
	Pleasant Valley	C et D	40°18'N 117°38'W	-	variée (quartzites, carbonates, granites)	aride	120-450	200	Wallace, 1978 ; Jackson et Leeder, 1994
Rift Baïkal	Demi-graben de Tunka	E et F	51°49'N 102°03'E	30-35	gneiss	continental humide	400	950	McCalpin et al., 1995 ; Larroque et al., 2001 ; Arjannikova et al., 2004
	Bordant le Nord du lac Baïkal	G	51°58'N 105°15.5'E	< 7	-	continental humide	400	300	Houdry, 1994 ; San'kov et al., 2000 ; Petit et al., 2009b
Pérou	Cordillère Blanche	H	9°21'S 77°30'W	7±1	batholite	tropical	650	900	Bonnot et al., 1988 ; Kaser et al., 2003 ; Siame et al., 2006 ; Giovanni et al., 2010
Sud Tibet	Demi-graben de Kung-Co	I	28°49'N 86°28'E	4-13	granite	semi-aride	300	600	Tapponnier et al., 1981b ; Armijo et al., 1986 ; Leber et al., 1995 ; Maheo et al., 2007 ; Lee et al., 2011
Italie (Apennins)	Magnola, Velino	J	42°11'N 13°18'E	-	carbonates	méditerranéen	900	470	Piccardi et al., 1999 ; Palumbo et al., 2004 ; Schlagenhauf et al., 2011 ; Tucker et al., 2011

Tableau I.4. Tableau synthétique des failles normales actives où des facettes triangulaires ont été observées (sauf pour la faille de Natron en Tanzanie). Ce tableau fait référence à la **figure I.12**. Pour chacun de ces cas naturels, les paramètres âge de la faille, lithologie du foot-wall, climat, pluviométrie annuelle et hauteur moyenne des facettes sont reportés. Les données pluviométriques proviennent des sites internet du Global Precipitation Climatology Centre (<http://gpcc.dwd.de>), du National Oceanic and Atmospheric Administration (<http://www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo>) et de www.climatediagrams.com.

Région	faille(s) normale(s)	Figure(s)	Localisation géographique	Âge de la déformation (Ma)	Lithologie du foot-wall	Climat récent	Pluviométrie moyenne (mm/an)	Hauteur moyenne des facettes (m)	Références
Egéenne	Sparte	K	37°01'N 22°25'E	2-4	carbonates et phyllites	méditerranéen	400	550	^L Armijo <i>et al.</i> , 1991 ; ^{AL} Armijo <i>et al.</i> , 1992 ; ^L Benedetti <i>et al.</i> , 2002
	Kocani	-	41°50'N 22°30'E	-	-	-	-	-	-
	Krupnik	-	41°51'N 23°08'E	~13	roches détritiques	continental	550	330	^{AL} Meyer <i>et al.</i> , 2002 ; ^{AL} Ganas <i>et al.</i> , 2005b
	Bansko	-	41°50'N 23°24'E	-	-	-	-	270	-
	Lamia	L	38°52'N 22°18'E	-	calcaires	méditerranéen	400	1100	^L Walker <i>et al.</i> , 2010
	Fili	-	38°07'N 23°40'E	4-5	-	-	-	220	-
	Pendeli	-	38°05,5'N 23°53'E	8-10	-	-	-	240	-
	Avlon	-	38°14'N 23°46'E	8-10	carbonates et phyllites	méditerranéen	400	-	^{AL} Ganas <i>et al.</i> , 2005a
	Thriassion	-	38°06,5'N 23°36'E	4-5	-	-	-	270	-
	Afidnai	-	38°10,8'N 23°50'E	4-5	-	-	-	190	-
Pyrénées	Têt	M	42°31'N 2°13'E	oligo-miocène et plio-pléistocène	granites et gneiss	méditerranéen	550	520	^{AL} Carozza <i>et Baize</i> , 2004
Kamchatka	Kumroch	N	55°45'N 161°01'E	-	-	continental (Taiga)	400 - 1600 ?	520	Kozhurin <i>et al.</i> , 2006
Nouvelle-Calédonie	Mont Dore, Saint Louis	O	22°13'S 166°34'E	fin oligocène (~ 24-28 Ma)	péridotites	tropical	1000	220	^{AL} Lagabrielle <i>et al.</i> , 2005 ; ^{AL} Lagabrielle <i>et Chauvet</i> , 2008
Rift Est Africain	Natron	P	2°44'S 35°52'E	~1,2 Ma	basalte	tropical	~800	pas de facettes	^A Dawson, 1992 ; ^L Calais <i>et al.</i> , 2008 ; ^P Petit <i>et al.</i> , 2009a

Tableau I.4. (suite) Ces sites répertorient la pluviométrie annuelle moyennée sur plusieurs dizaines d'années en une station donnée, située dans un rayon de 200 km minimum de la faille étudiée. La hauteur moyenne des facettes triangulaires ou trapézoïdales a été mesurée à partir des MNT SRTM à 30 m (Etats-Unis) et 90 m (reste du monde) de résolution et des MNT ASTER à 30 m de résolution. Les symboles ^A, ^L, ^C et ^P indiquent les références pour l'âge de la déformation, la lithologie du foot-wall, le climat récent et la pluviométrie, respectivement.

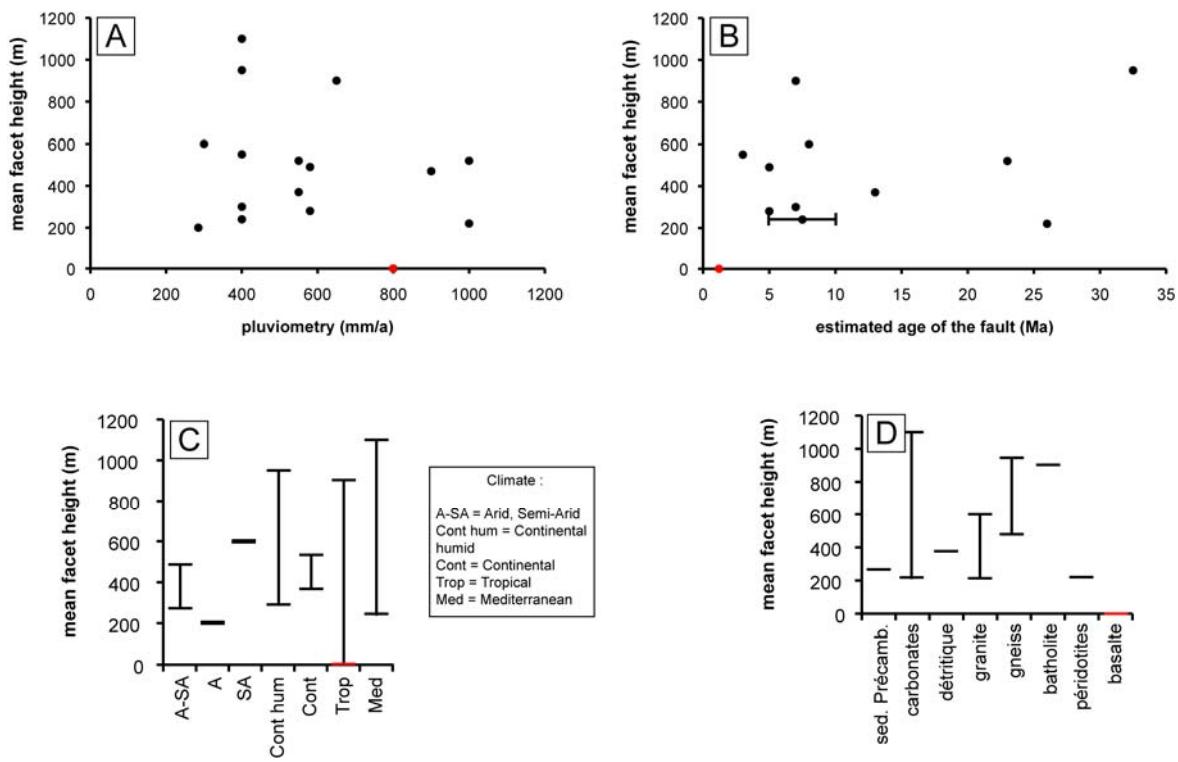


Figure I.13. Relation entre la hauteur des facettes triangulaires et (A) la pluviométrie, (B) l'âge estimé de la faille normale, (C) le climat et (D) la lithologie. Les données proviennent du **tableau I.4**. Aucune corrélation évidente ne peut être déduite. Les données pour les facettes triangulaires de la faille de Natron figurent en rouge. L'absence de facette triangulaire pourrait être associé à l'âge jeune d'une faille.

La forme des facettes triangulaires peut varier. Elles peuvent être trapézoïdales ou triangulaires selon leur degré de maturité ou selon la densité du réseau de drainage qui a une influence sur la largeur des interfluves. Leur surface peut être incisée par des chenaux secondaires qui sont parfois abandonnés et donnent des vallées perchées. Assez souvent, on observe des facettes dites imbriquées ou emboîtées (*Carozza et Baize, 2004*) comme dans le cas de la faille de Wasatch, du demi-graben de Tunka ou de la faille de la Têt (**figures I.12.B, I.12.F et I.12.M**, respectivement). Dans ce cas, on distingue les facettes d'ordre 1, qui sont contenues dans des facettes plus grandes d'ordre 2 etc... Par ailleurs, il est important de distinguer les facettes triangulaires des chevrons (flat irons) qui peuvent se développer sur les flancs des plis anticlinaux ou sur les flancs des plis sur rampe, principalement à l'aide des plans de faiblesse dans la stratigraphie ou dans la foliation. L'escarpement de la faille de la Têt est un exemple où, à certains endroits, les facettes triangulaires sont des chevrons car le pendage de la foliation correspond à la pente des facettes (*Carozza et Baize, 2004*). On peut même observer des facettes triangulaires qui ne sont pas des chevrons dans le cas d'un pli sur

rampe, comme dans le Tian Shan, où la pente des facettes triangulaires est plus faible que le pendage des couches (*Hubert-Ferrari et al., 2007*). Enfin, notons l'existence de figures morphologiques qui ont l'aspect de facettes triangulaires mais qui ne se développent pas en relation avec l'activité d'une faille normale (vallées glaciaires incisées par exemple). Pour finir, il est donc essentiel de ne pas conclure, sur la base uniquement de ce marqueur géomorphologique, à la présence d'une faille normale active. D'autres indicateurs peuvent alors préalablement permettre d'attester de la présence d'une faille normale active. On peut citer, entre autres, les marqueurs stratigraphiques décalés, les mécanismes au foyer ou encore le miroir de faille exhumé lors d'un séisme récent.

Quelques modèles tentent d'expliquer la formation des facettes triangulaires. *Hamblin (1976)* est le premier à avoir proposé un modèle d'évolution des facettes triangulaires avec le concept de retrait de leur pente (**figure I.14a**). Il propose que les facettes emboîtées correspondent à des facettes de générations différentes qui se sont développées pendant des phases tectoniques entrecoupées par des phases de quiescence. On observe le retrait de la pente des facettes triangulaires mais aussi celui de leur base correspondant au stade « faille nivélée » (stades t_2-t_3). Ce stade paraît irréaliste compte tenu du fait que le signal tectonique ainsi que la réponse de l'érosion sur le long terme apparaissent comme étant continus et pas saccadés, malgré que le signal tectonique provienne de la somme d'évènements élémentaires (les séismes). De même, le retrait de la base des facettes triangulaires au stade « faille nivélée » n'est pas réaliste car les observations de terrain indiquent le contraire : en effet, les séismes récents donnent des escarpements raides à la base des facettes triangulaires (e.g., **figures I.12.C et I.12.D**). Toutefois, une partie de ce modèle n'est pas à écarter : c'est le concept de retrait de pente qui semble réaliste dans le sens où il correspond à l'érosion douce du plan de faille exhumé lentement sur de longues périodes. Le modèle proposé par *Wallace (1978)* se focalise sur différents stades d'évolution du relief en fonction de son état de maturité (i.e., précoce, relief mature à l'équilibre, en relaxation ; **figure I.14b**). Il montre qu'une fois qu'un escarpement primitif est créé, il est incisé par de petites rivières. Une fois que le relief est mature et à l'équilibre, les facettes triangulaires sont observées avec une pente plus faible que celle du plan de faille et elles peuvent parfois être ré-incisées tardivement. Enfin, dans le stade de relaxation, il montre la lente dégradation du relief. Le dernier modèle est récent et s'appuie sur des résultats de modélisations numériques (*Petit et al., 2009a* ;

figure I.14c). Il est cohérent avec le modèle conceptuel de *Wallace (1978)* et montre l'initiation du réseau de drainage et la formation de facettes triangulaires de petite taille dans les stades précoce (~100 ka). Lors de la phase de croissance, les bassins versants et les facettes coalescent. Enfin, les facettes triangulaires et les bassins versants atteignent un état stationnaire : le relief est à l'équilibre (~1 Ma) et la forme des facettes ne varie plus.

Les facettes triangulaires sont donc des marqueurs morphologiques caractéristiques de la compétition entre la tectonique et l'érosion lorsque cette compétition conduit à un état d'équilibre dynamique (e.g., *Wallace, 1978*). Leur avantage est leur caractère long terme (i.e., de l'ordre du Ma) qui diffère de celui plus court terme des surfaces alluviales (i.e., quelques 100 000 a). Cette caractéristique est intéressante pour contraindre le signal tectonique long terme.

I.3.2. Le réseau de drainage et les bassins versants

Le réseau de drainage est constitué par l'ensemble des drains par lesquels l'eau circule (i.e., les eaux de ruissellement) pour rejoindre le niveau de base. Une entité morphologique et hydrologique du réseau de drainage est le bassin versant (**figure I.15**). Un bassin versant est une zone récoltant les eaux de pluie dont une partie ruisselle vers un exutoire unique tandis qu'une autre partie s'infiltra en constituant les eaux souterraines et une dernière est remobilisée dans l'atmosphère par le biais de l'évapotranspiration. Il est délimité en surface par des lignes de partage des eaux que sont les lignes de crête (bassin versant topographique). Notons que la présence de couches imperméables pentées peut aussi contrôler la localisation du partage des eaux (bassin versant hydrologique). On peut généralement délimiter des bassins versants de grande taille incluant des bassins versants de taille plus petite, et ce sur plusieurs ordres (géométrie fractale ; **figure I.15c** ; e.g., *Montgomery et Dietrich, 1992*). Au sein d'un bassin versant, on peut distinguer deux grands domaines d'érosion/transport différents : les rivières et les versants. Ces deux domaines sont différents de par les processus d'érosion qui les forment, qui sont respectivement l'incision et les processus de versant (*cf* partie I.2.2.1). Dans le cas des failles normales, les bassins versants majeurs ont un axe d'allongement généralement perpendiculaire à la trace de la faille en surface.

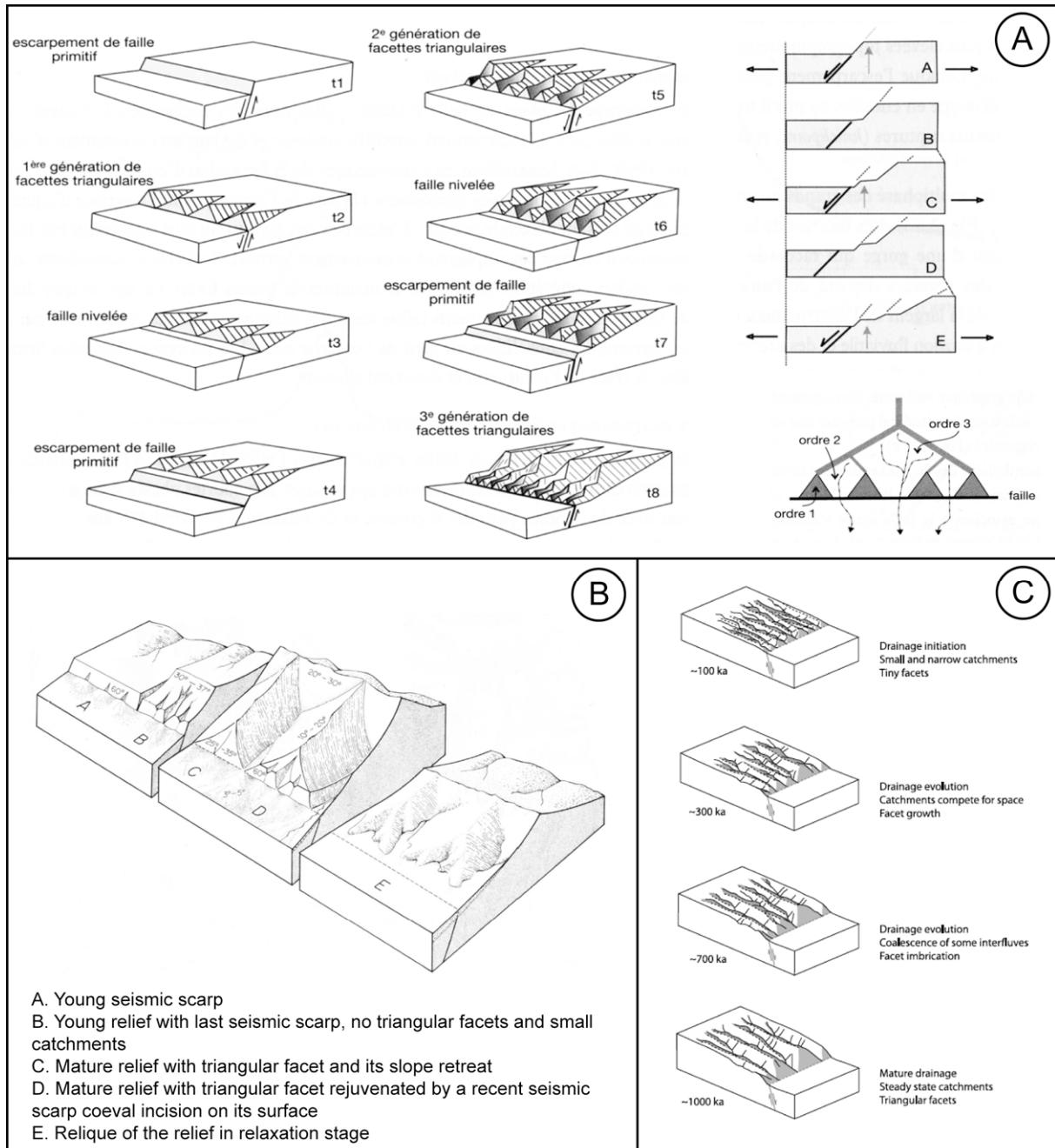


Figure I.14. Modèles d'évolution des facettes triangulaires en fonction du temps. (A) Evolution par séquences de formation d'escarpements de failles successifs en alternance avec des phases de quiescence (d'après Hamblin, 1976 et repris par Delcaillau, 2004). (B) Evolution par passage du stade correspondant à un escarpement primitif au stade « relief mature » pour finir au stade de relaxation du relief (modifié d'après Wallace, 1978). Ces deux premiers modèles découlent d'observations de terrain. (C) Evolution topographique dans des modélisations numériques (d'après Petit et al., 2009a). Les facettes triangulaires croissent à partir d'un stade précoce (~100 ka) jusqu'à atteindre une hauteur constante : le relief a atteint un état stationnaire (~1 Ma).

I.3.3. Les cônes alluviaux

La partie des sédiments qui parvient à l'exutoire d'une rivière se dépose souvent sous la forme d'un cône alluvial (**figure I.16**). Cet objet morphologique a une « forme semi-conique composite se développant depuis un point source (exutoire ou apex) » qui marque « la transition entre le bassin versant et le système sédimentaire » (*Rohais, 2007*). Au niveau de ce point source, la capacité de transport des rivières diminue brusquement car l'écoulement n'est plus confiné et la pente diminue, ce qui entraîne le dépôt de la charge sédimentaire transportée par les rivières. La différence de taille et de densité des particules sédimentaires conduit à une ségrégation des sédiments. Les plus grossiers se déposent en premier et proche de l'exutoire. Les plus fins se déposent en dernier et vont plus loin. Bien que la forme des cônes alluviaux soit toujours semi-conique, leur aire, leur angle d'ouverture et leur pente peuvent varier (e.g., *Rohais, 2007*). Ces caractéristiques géométriques dépendent de la dynamique sédimentaire, elle-même contrôlée par les propriétés du bassin versant (aire, pente moyenne, lithologie, processus hydrauliques dominants). En effet, les propriétés du bassin versant contrôlent les flux d'eau et de sédiments qui déterminent les processus de transport-dépôt à l'origine de la morphologie des cônes alluviaux. Des relations entre la géométrie des bassins versants (aire et pente) et celle des cônes alluviaux (aire) ont été mises en évidence (*cf* partie I.4.1). Elles montrent que la géométrie des cônes alluviaux est contrôlée par l'aire des bassins versants (e.g., *Bull, 1962, 1964, 1977 ; Hooke, 1968 ; Harvey, 1997 ; Whipple et Trayler, 1996 ; Allen et Hovius, 1998 ; Saito et Oguchi, 2005 ; Rohais, 2007*) et par le rapport entre le flux de sédiments et le flux d'eau (e.g., *Whipple et al., 1998 ; Rohais et al., 2011* et références citées par l'auteur), qui sont des paramètres majeurs influant sur la capacité de transport des rivières.

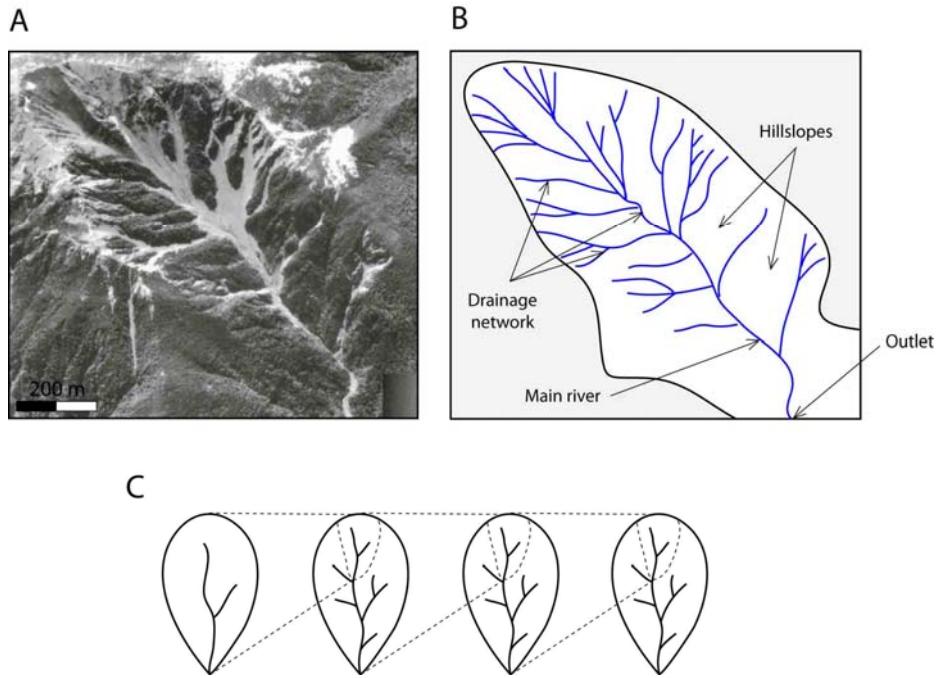


Figure I.15. (A) Photographie aérienne d'un bassin versant et (B) son interprétation (massif de Kaikoura, Nouvelle-Zélande ; cliché provenant de *Tectonically Active Landscapes*, 1st edition. By Bull, W.B., 2009. Blackwell Publishing. ISBN 978-1-4051-9012-1). (C) Schéma conceptuel montrant la géométrie fractale des bassins versants (modifié d'après Montgomery et Dietrich, 1992).

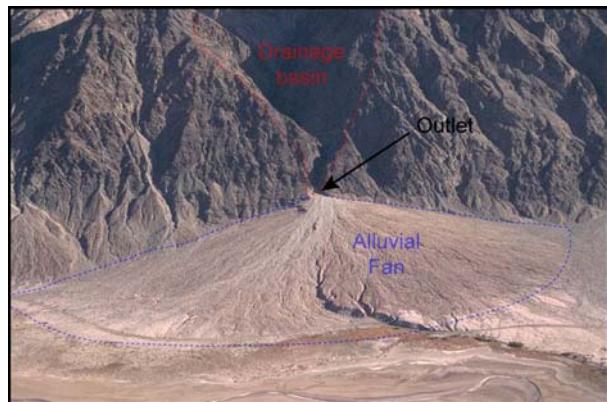


Figure I.16. Photographie d'un cône alluvial au pied de deux facettes triangulaires le long de la faille normale de Black Mountains (Vallée de la Mort, Californie). Source de la photographie : <http://pages.uoregon.edu/millerm/depenv.html>

I.4. Les outils permettant l'étude de la dynamique du relief

L'étude de la dynamique du relief peut être abordée de plusieurs façons. Une première méthode d'étude est l'analyse morphologique à un instant donné, qui est bien entendu fréquemment utilisée sur le terrain au regard de l'état « figé » apparent du relief. Cette méthode utilise des outils statistiques que sont les descripteurs morphométriques (*cf* partie I.4.1) et les relations morphométriques (*cf* partie I.4.2). Une deuxième méthode porte sur l'évolution temporelle du relief à partir de marqueurs morphologiques tels que les profils longitudinaux des rivières, les terrasses alluviales, les cônes alluviaux ou les facettes triangulaires (*cf* partie I.4.3). Cette méthode est également utilisée sur le terrain mais relier ces marqueurs à des événements tectoniques et/ou climatiques passés n'est pas toujours facile. Pour pallier à cette difficulté, d'autres méthodologies ont vu le jour. Ce sont les modélisations numériques et analogiques, qui rendent possible l'étude de l'évolution du relief et de ses marqueurs morphotectoniques en fonction de différents paramètres externes afin de mieux contraindre la dynamique des paysages naturels. L'avantage de ces modélisations est, entre autres, l'accès à l'étude des différentes phases d'évolution du relief comme la phase de croissance ou celle de l'état stationnaire.

I.4.1. Les indicateurs morphométriques

En géomorphologie, des descripteurs morphométriques ont été créés dans le but d'évaluer les caractéristiques morphologiques des bassins versants et du réseau de drainage. Ces outils statistiques sont utiles pour comparer les objets naturels entre eux. Leur développement et l'augmentation de leur utilisation ont profité des progrès liés aux techniques de mesure de la topographie lors des dernières décennies. En particulier, les techniques telles que l'interférométrie radar ont permis la création d'une base de données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) collectées par la NASA. Ce sont des MNT (Modèles Numériques de Terrain) à 30 m de résolution pour les Etats-Unis et à 90 m de résolution pour la couverture mondiale (données accessibles en ligne sur le site <http://dds.cr.usgs.gov/srtm/>). Une autre technique plus récente, embarquée à bord du satellite Terra de la NASA en 1999, est un radiomètre thermique à émission et réflexion (ASTER, Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). Ce dernier a permis

l'acquisition de MNT à 30 m de résolution avec une couverture mondiale (données accessibles en ligne sur le site <https://wist.echo.nasa.gov/api/>). Ce type de données convient, au regard de leur résolution, à l'analyse quantitative de la morphologie des reliefs et, en particulier, à l'utilisation des descripteurs morphométriques. En ce qui concerne ces descripteurs, plusieurs auteurs s'y sont intéressés et la consultation de leurs publications respectives (e.g., *Rodriguez-Iturbe et Rinaldo, 1997* ; *Delcaillau, 2004* ; *Hurtrez, 1998* ; *Hurtrez et al., 1999*) peut permettre d'en faire un inventaire. Pour ma part, je choisis de détailler ci-après trois d'entre eux qui sont couramment utilisés et auxquels j'ai eu recours durant cette étude.

- La loi de Hack (Hack, 1957)

C'est une loi qui relie la longueur du drain principal L [L] à l'aire drainée A [L^2] du bassin versant correspondant. Il s'agit d'une loi en puissance de la forme :

$$L = C \times A^h \quad (10)$$

où C et h sont des constantes déterminées par plusieurs auteurs à partir de l'étude de topographies naturelles dans différents contextes climatiques et tectoniques (e.g., *Mueller, 1973* ; *Rigon et al., 1996* ; *Montgomery et Dietrich, 1992* ; *Hurtrez et al., 1999*). L'exposant h , qui est nommé l'exposant de Hack, est compris entre 0,47 et 0,6 dans la nature. Sa valeur est de 0,49 dans les modélisation expérimentales du relief menées par *Lague et al. (2003)*. Ces constantes démontrent que le rapport entre la longueur du drain principal et l'aire du bassin versant correspondant est insensible au contexte tectonique (*Hurtrez et al., 1999*), climatique, lithologique et à la dimension spatiale. Ce constat est également à mettre en relation avec la géométrie fractale (ou autosimilaire) des bassins versants (**figure I.15c** ; e.g., *Rigon et al., 1996* ; *Montgomery et Dietrich, 1992*). Enfin, un réseau de drainage qui respecte cette loi a une organisation arborescente.

- La relation pente-aire drainée (e.g., Hack, 1957 ; Flint, 1974 ; Snyder et al., 2000 ; Montgomery, 2001 ; Lague et al., 2003)

C'est une loi qui relie la pente S [L.L⁻¹] du chenal en un point de la rivière à l'aire drainée du bassin versant en amont de ce point. C'est également une loi de puissance qui prend la forme :

$$S = k \times A^{-\theta} \quad (11)$$

où k est l'indice de pente et θ un exposant positif appelé indice de concavité. Cette relation a été observée par de nombreux auteurs dans divers contextes tectoniques, climatiques, lithologiques et pour diverses tailles de bassins versants (*Lague, 2001* et références citées par l'auteur). Elle est à relier à la concavité du profil longitudinal des rivières qui résulte de la loi d'incision (stream power law ; équation 2), puisque si θ est positif, la pente diminue quand l'aire drainée augmente, c'est-à-dire vers l'aval. L'exposant θ s'exprime en fonction des exposants m et n de l'équation 2 (e.g., *Snyder et al., 2000*) :

$$\theta = \frac{m}{n} \quad (12)$$

et k s'exprime en fonction de l'uplift U [L.T⁻¹], du coefficient d'érosion K [L^{1-2m}.T⁻¹] et de l'exposant n (e.g., *Snyder et al., 2000*) :

$$k = \left(\frac{U}{K} \right)^{1/n} \quad (13)$$

L'équation 11 est déterminée en combinant l'équation 2 avec un état de conservation des masses qui permet d'étudier le taux de variation d'altitude du profil en long des rivières (e.g., *Howard, 1994*) :

$$dz/dt = U - E = U - K.A^m.S^n \quad (14)$$

Dans des conditions d'équilibre, le taux d'incision E est équivalent au taux de surrection U dans les rivières et le profil en long des rivières est stationnaire ($dz/dt = 0$; cf plus loin partie 1.4.3). Dans ce cas, la pente locale du profil en long à l'équilibre s'écrit (e.g., *Snyder et al., 2000*) :

$$S_e = \left(\frac{U}{K} \right)^{1/n} . A^{-m/n} \quad (15)$$

- L'hypsométrie

C'est la proportion relative de l'aire du bassin versant située sous ou au-dessus d'une altitude donnée (**figure I.17** ; e.g., *Strahler, 1952* ; *Hurtrez et al., 1999* ; *Delcaillau, 2004*). L'intégrale hypsométrique peut être mise en relation avec le degré de maturité d'un bassin versant (*Strahler, 1957*). Le bassin est mature quand cette intégrale est faible. Dans ce cas, la courbe hypsométrique a plutôt une forme concave qui traduit la faible proportion du relief situé aux hautes altitudes (versants érodés ; **figure I.17c**). Dans les zones actives, la courbe hypsométrique des bassins versants est en forme de S et son intégrale est plus élevée. Cela traduit le rajeunissement constant du relief. Enfin, une courbe hypsométrique convexe traduit un bassin versant immature, c'est-à-dire un relief encore en cours de dissection par le réseau de drainage (**figure I.17c**).

Les intérêts d'utiliser ces descripteurs morphométriques sont multiples. La loi de Hack est un moyen de vérifier si l'architecture du réseau de drainage est arborescente, ce qui est utile, entre autres, pour vérifier la ressemblance d'un réseau de drainage modélisé avec ceux observés dans la nature. On peut donc, entre autres, chercher à connaître l'évolution d'un réseau de drainage naturel en étudiant celle d'un réseau de drainage expérimentale. La relation pente-aire drainée sert à caractériser la forme des rivières. Elle peut permettre de caractériser la forme des rivières à l'équilibre en relation avec le taux de surrection (e.g., *Snyder et al., 2000*). Enfin, l'hypsométrie est utile pour caractériser la façon dont les bassins versants s'érodent, le degré de maturité des reliefs et éventuellement détecter les reliefs régulièrement rajeunis par la tectonique active.

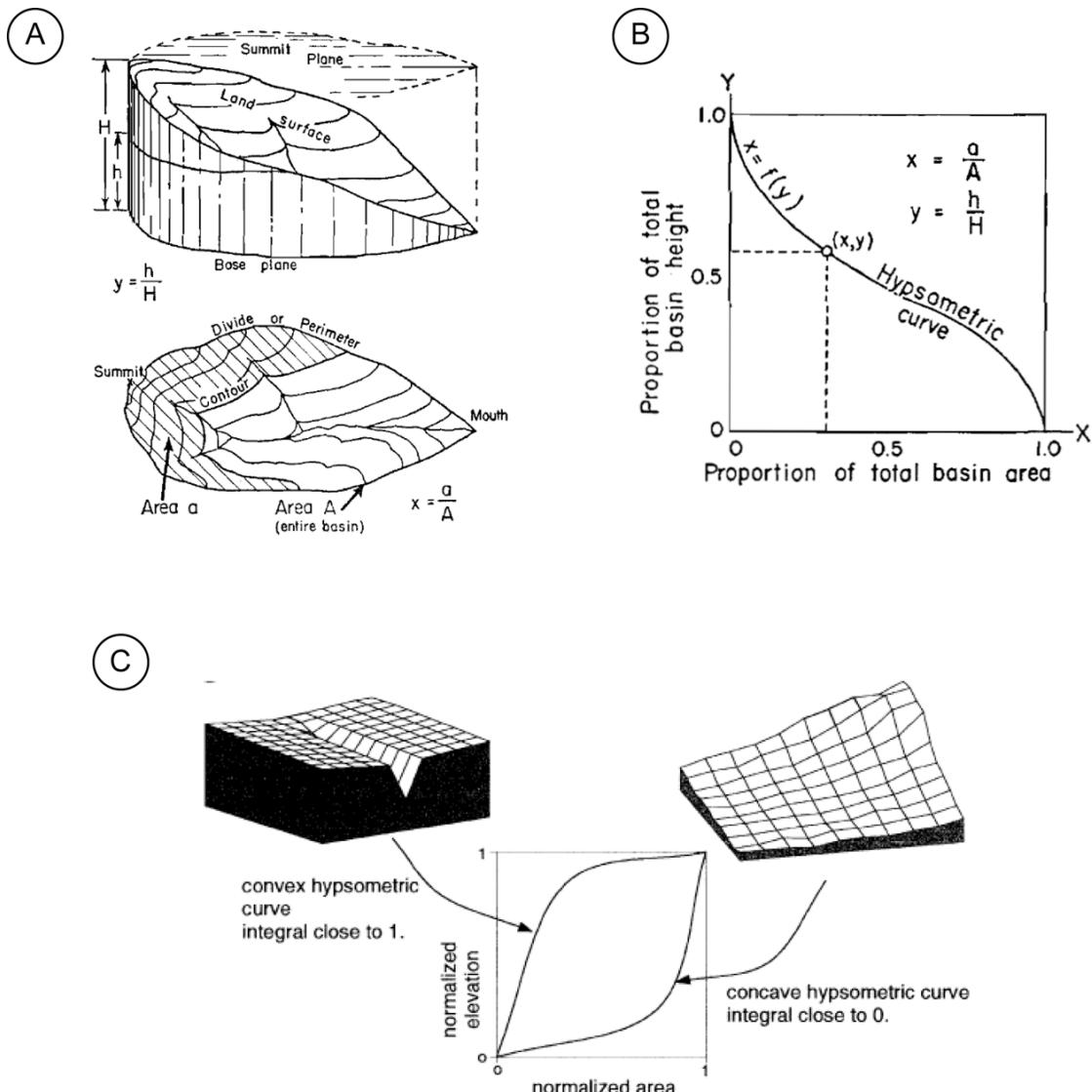


Figure I.17. (A) Schéma d'un bassin versant expliquant les paramètres utilisés pour tracer (B) la courbe hypsométrique correspondante. Le point indiqué (x,y) sur la courbe correspond aux points x et y mesurés sur la figure (A) (d'après Strahler, 1952). (C) Lien entre la morphologie du bassin versant et la courbe hypsométrique (forme et intégrale). Un bassin immature encore en cours de dissection (gauche) donne une courbe hypsométrique convexe et une intégrale élevée. Un bassin mature en relaxation (droite) donne une courbe hypsométrique concave et une intégrale faible (d'après Hurtrez et al., 1999).

Par ailleurs, plusieurs relations morphométriques ont été mises en évidence entre différentes figures morphologiques et marqueurs morphotectoniques. Trois d'entre elles concernent la relation entre les bassins versants et leurs cônes alluviaux. En effet, les caractéristiques géométriques (pente, surface) des cônes alluviaux dépendent de la surface du bassin versant en amont et du rapport entre le flux de sédiments et le flux d'eau. Deux lois de puissances explicitent la dépendance en fonction de l'aire du bassin versant. La première relie

la surface A_C [L^2] d'un cône à la surface A_{BV} [L^2] de son bassin versant (*Bull, 1962, 1977*). Elle s'exprime sous la forme :

$$A_c = c \cdot A_{BV}^n \quad (16)$$

où c est une constante variant en fonction du contexte climatique, tectonique, lithologique et de l'âge du cône (e.g., *Hooke, 1968* ; *Harvey, 1997* ; *Whipple et Trayler, 1996*). Cette constante varie entre 0,1 et 2,4 (*Bull, 1964* ; *Harvey, 1997*). n est un exposant positif variant entre 0,7 et 1,1. La seconde loi de puissance relie la pente S [$L \cdot L^{-1}$] du cône alluvial à la surface A_{BV} [L^2] de son bassin versant (*Bull, 1962, 1964, 1977* ; *Saito et Oguchi, 2005* ; *Rohais, 2007*). Elle s'exprime sous la forme :

$$S = a \cdot A_{BV}^{-b} \quad (17)$$

où a est une constante comprise entre 0,03 et 0,17 et l'exposant b est compris entre 0,15 et 0,35. a et b dépendent des processus hydrauliques, de la granulométrie et du contexte tectonique mais pas du contexte climatique (*Drew, 1873* ; *Bull, 1964*). Les équations (16) et (17) montrent que l'aire des bassins versants contrôle la morphométrie des cônes alluviaux. En effet, l'aire des bassins versants est reliée à la loi de puissance du courant (équation (2)). Un bassin versant de grande taille possède donc une puissance de courant élevée ainsi qu'une capacité de transport des rivières plus importante. Cette dernière contrôle la charge sédimentaire qui parvient à l'exutoire du bassin versant à un instant T.

Une troisième relation, mise en évidence expérimentalement, relie la pente des cônes alluviaux au rapport entre le flux de sédiments Q_s et le flux d'eau Q_w (e.g., *Whipple et al., 1998* ; *Rohais et al., 2011* et références citées par l'auteur). Dans cette relation, la pente des cônes sédimentaires dépend du rapport Q_s/Q_w , elle est donc proportionnelle à la capacité de transport.

Une autre relation morphométrique utilisée dans la littérature décrit le rapport entre la longueur L [L] des bassins versants (ou la distance entre l'exutoire des bassins versants et la ligne majeure de partage des eaux ; topographic half width w ; **figure I.18a**) et la largeur l [L] de l'interfluve (spacing S ; e.g., *Schumm et al., 1987* ; *Hovius, 1996* ; *Talling et al., 1997*). Ce rapport est nommé le spacing ratio R (e.g., *Hovius, 1996* ; *Talling et al., 1997* ; *Castelltort et Simpson, 2007*) et s'exprime sous la forme :

$$R = \frac{L}{l} = \frac{w}{S} \quad (18)$$

Les auteurs montrent en premier lieu que la largeur des interfluves pour un relief linéaire (ligne majeure de partage des eaux parallèle à une faille à faible indice de sinuosité) varie très peu. Ensuite, ils montrent que le spacing ratio varie très faiblement pour les grands orogènes linéaires (1,91-2,23 ; *Hovius, 1996*) mais qu'il varie plus pour les reliefs liés à l'activité d'une seule faille (1,41-4,06 ; *Talling et al., 1997*). Par ailleurs, il semble être indépendant des variables climatiques et tectoniques (e.g., *Hovius, 1996* ; *Castelltort et Simpson, 2007*). En ce qui concerne les reliefs se développant le long de failles normales du Basin and Range, il varie entre 1,41 et 3,37 (*Talling et al., 1997*). La longueur des bassins versants semble donc bien corrélée à la largeur des interfluves pour les reliefs liés aux failles normales du Basin and Range (**figure I.18b** ; *Talling et al., 1997*). Enfin, *Castelltort et Simpson (2007)* montrent à l'aide d'un modèle numérique que le spacing ratio dépend de paramètres géométriques tels que la pente de la surface érodée et sa rugosité lors du stade précoce de développement du réseau de drainage. Le spacing ratio semble donc dépendre de la tectonique et du climat régnant pendant le stade précoce de formation du réseau hydrographique mais être indépendant des variations ultérieures de ces deux paramètres.

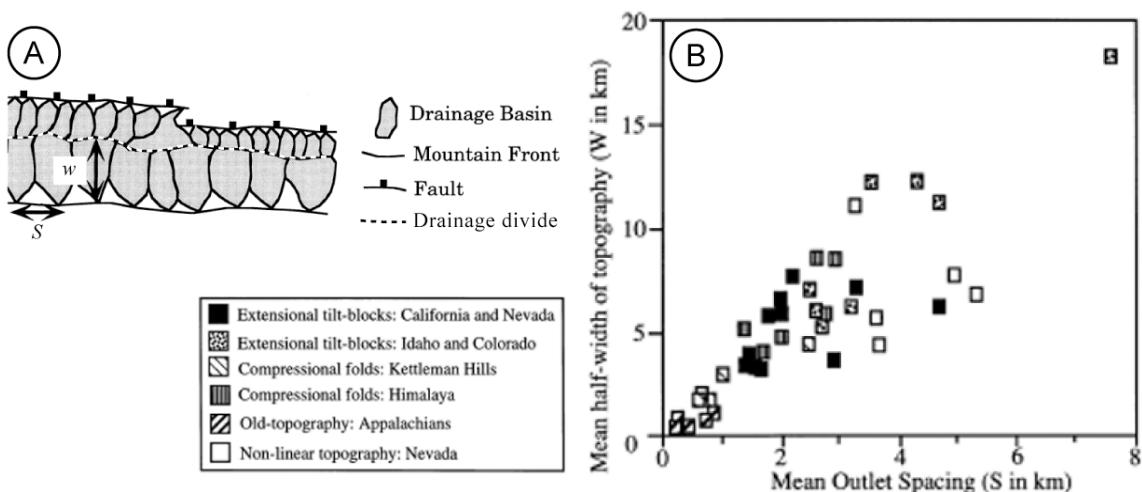


Figure I.18. (A) Schéma vu en carte d'un relief avec ses bassins versants et sa ligne de partage des eaux (modifié d'après *Talling et al., 1997*). La longueur des bassins versants (ou topographic half width w) ainsi que la largeur de l'interfluve (ou spacing S) sont reportés. (B) Relation entre w et S pour différents cas naturels (d'après *Talling et al., 1997*). Pour les reliefs associés aux failles normales, la relation est quasi linéaire.

I.4.2. La dynamique des figures géomorphologiques et des marqueurs morphotectoniques

Les figures géomorphologiques et les marqueurs morphotectoniques couramment utilisés dans la littérature pour étudier la dynamique du relief sont : les terrasses fluviatiles, les surfaces d'érosion, les cônes alluviaux et les figures du réseau de drainage (profils longitudinaux des rivières, knickpoints, vallées perchées). On peut ajouter à cette liste les facettes triangulaires, dont nous pensons que la morphométrie (hauteur, pente) est le reflet de la compétition entre les signaux tectonique et érosion (e.g., *Petit et al., 2009a, 2009b*). Les figures morphologiques et les marqueurs morphotectoniques ont un temps de persistance qui diffère dans les reliefs naturels à tectonique active. Par exemple, les surfaces alluviales abandonnées et soulevées ont un temps de persistance relativement court (~10-100 ka ; *Avouac, 2003*) alors que les facettes triangulaires ont un temps de persistance long (plusieurs Ma) qui peut permettre d'étudier l'évolution long terme du relief (**figure I.19**). Je présente ci-après deux figures géomorphologiques/marqueurs morphotectoniques utilisés au cours de ma thèse car ils permettent l'étude de la dynamique du relief sur le long terme. Il s'agit des profils longitudinaux des rivières et des facettes triangulaires. Je décris leur caractéristique dynamique telle qu'elle a été établie dans la littérature et leur lien avec l'équilibre dynamique du relief.

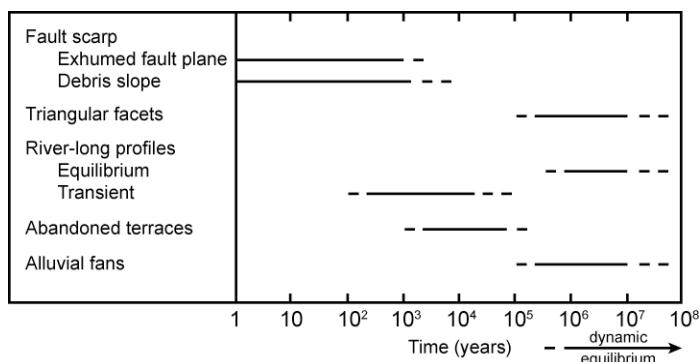


Figure I.19. Temps de persistance des principales figures géomorphologiques et des principaux marqueurs morphotectoniques se développant le long des failles normales actives (modifié d'après Wallace, 1978). Les marqueurs pouvant permettre l'étude de l'évolution du relief sur le long terme sont les facettes triangulaires, les profils longitudinaux des rivières à l'équilibre dynamique et les cônes alluviaux.

Que ce soit par le travail de terrain (e.g., *Hack, 1957*) ou à l'aide de modélisations numériques (e.g., *Sklar et Dietrich, 1998* ; *Stock et Montgomery, 1999* ; *Snyder et al., 2000* ; *Whipple, 2001*) et analogiques (e.g., *Lague et al., 2003*), le profil longitudinal des rivières est couramment utilisé pour caractériser l'équilibre dynamique. En effet, l'ensemble de ces auteurs montrent que le profil longitudinal des rivières à l'équilibre a une forme concave

(**figure I.20b**). Cette concavité est reproduite en modélisation numérique en dérivant les lois d'incision couramment utilisées (e.g., *Howard et al.*, 1994 ; *Whipple et Tucker*, 1999), comme la loi de puissance du courant (équation 2). Le profil en long à l'équilibre (concave) des rivières peut être perturbé de façon transitoire, en relation avec une accélération de la vitesse tectonique ou un changement rapide du niveau de base (e.g., *Cowie et al.*, 2006 ; *Loget et al.*, 2006 ; *Valla et al.*, 2010). Dans ce cas, la perturbation du profil longitudinal se caractérise par une forme convexe avec souvent la présence d'un knickpoint (ressaut topographique) (**figure I.20c**). Cette forme transitoire peut permettre de contraindre une variation court terme de la vitesse tectonique. Le knickpoint se propage rapidement par érosion régressive pour transmettre le signal de la perturbation transitoire au reste du réseau de drainage situé en amont, jusqu'au retour à l'équilibre (e.g., *Gilbert*, 1896 ; *Wohl*, 1993 ; *Seidl et al.*, 1994 ; *Weissel et Seidl*, 1998 ; *Stock et Montgomery*, 1999 ; *Bishop et al.*, 2005). Enfin, les profils longitudinaux des rivières peuvent être utilisés pour mesurer les taux d'incision, en utilisant les terrasses sur le terrain (e.g., *Avouac*, 2003) ou en comparant les profils successifs en modélisation. Pour une estimation du taux d'incision sur le long terme, cela nécessite la connaissance du profil théorique correspondant à la topographie causée seulement par le jeu de la faille (i.e., sans érosion). Il est difficile de connaître ce profil dans la nature mais plus facile de l'obtenir dans les modélisations. Pour une estimation à plus court terme dans la nature, on peut utiliser les profils longitudinaux perturbés (**figure I.20c**) ou les terrasses abandonnées.

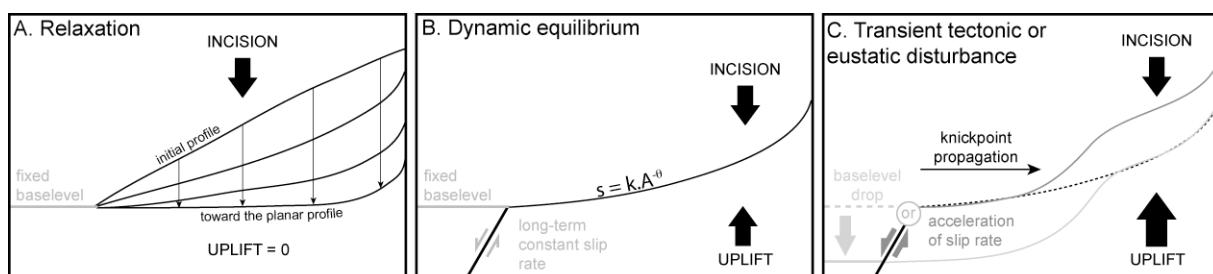


Figure I.20. Forme des profils longitudinaux des rivières en fonction des facteurs tectoniques et eustatiques externes dans le cas d'une pluviométrie constante. (A) Relief en relaxation : pas de tectonique et niveau de base fixe. (B) Profil en long stationnaire dans le cas d'un équilibre dynamique. Les taux de surrection et d'incision se contrebalancent sur le long terme (~1 Ma). La forme du profil est déterminé par la loi de puissance du courant (stream power law ; équation 2) qui est également reliée à la relation pente-aire drainée (équation 11). (C) Perturbation transitoire du profil longitudinal (d'origine tectonique ou eustatique).

I.4.3. La quantification des vitesses d'érosion et des vitesses tectoniques par l'analyse géomorphologique

La compréhension de la dynamique du relief et des processus associés passe par l'étude quantitative de l'érosion, de la tectonique et de la sédimentation via les figures géomorphologiques et les marqueurs morphotectoniques. Les variables utilisées dans la littérature et/ou dans ce travail pour étudier l'évolution du relief se développant le long des failles normales actives sont synthétisées sur la **figure I.21**. Dans le cas des études portant sur les reliefs naturels, ces variables sont : les taux d'érosion, de dénudation, d'exhumation, de surrection, de glissement etc... Les taux d'érosion correspondent à de la matière enlevée au relief à un endroit donné. Il s'agit du taux d'incision d'une rivière en un point de son lit ou du taux d'érosion d'un versant ou d'une crête. Le taux de dénudation correspond au taux d'érosion moyen d'une surface, comme par exemple la surface d'un bassin versant. Le taux d'exhumation est la vitesse à laquelle remonte une roche enfouie dans la croûte terrestre du fait de l'érosion et de la tectonique. En considérant un relief à l'état stationnaire, le taux d'exhumation est souvent considéré comme étant proche du taux de dénudation (e.g., *Stock et al., 2009*). Le taux de surrection correspond à la vitesse de soulèvement du relief. Il peut être considéré ponctuellement mais il est souvent calculé pour une surface donnée, ce qui facilite sa comparaison avec le taux de dénudation.

Les auteurs tentent souvent d'étudier, entre autres, la relation entre taux d'érosion et taux de surrection ou de glissement. Ceci implique l'étude des vitesses de déformation d'une part (*cf* parties I.1.2 et I.1.3), et l'étude des taux d'érosion verticale (incision, dénudation) d'autre part, dont je présente dans cette partie une synthèse bibliographique focalisée sur les reliefs associés aux failles normales actives. Selon les méthodes utilisées, les résultats obtenus correspondent à des taux à court, moyen ou long terme. Ils doivent donc être comparés en prenant en considération l'échelle de temps sur laquelle la mesure est significative. Une autre étude quantitative est celle qui utilise les facettes triangulaires et leurs caractéristiques morphométriques (hauteur, pente). Je présente dans cette partie une synthèse bibliographique des études réalisées sur la morphométrie des facettes triangulaires et de leur lien avec la tectonique et l'érosion. Là encore, l'échelle de temps des processus étudiés dépend de l'âge de l'objet étudié.

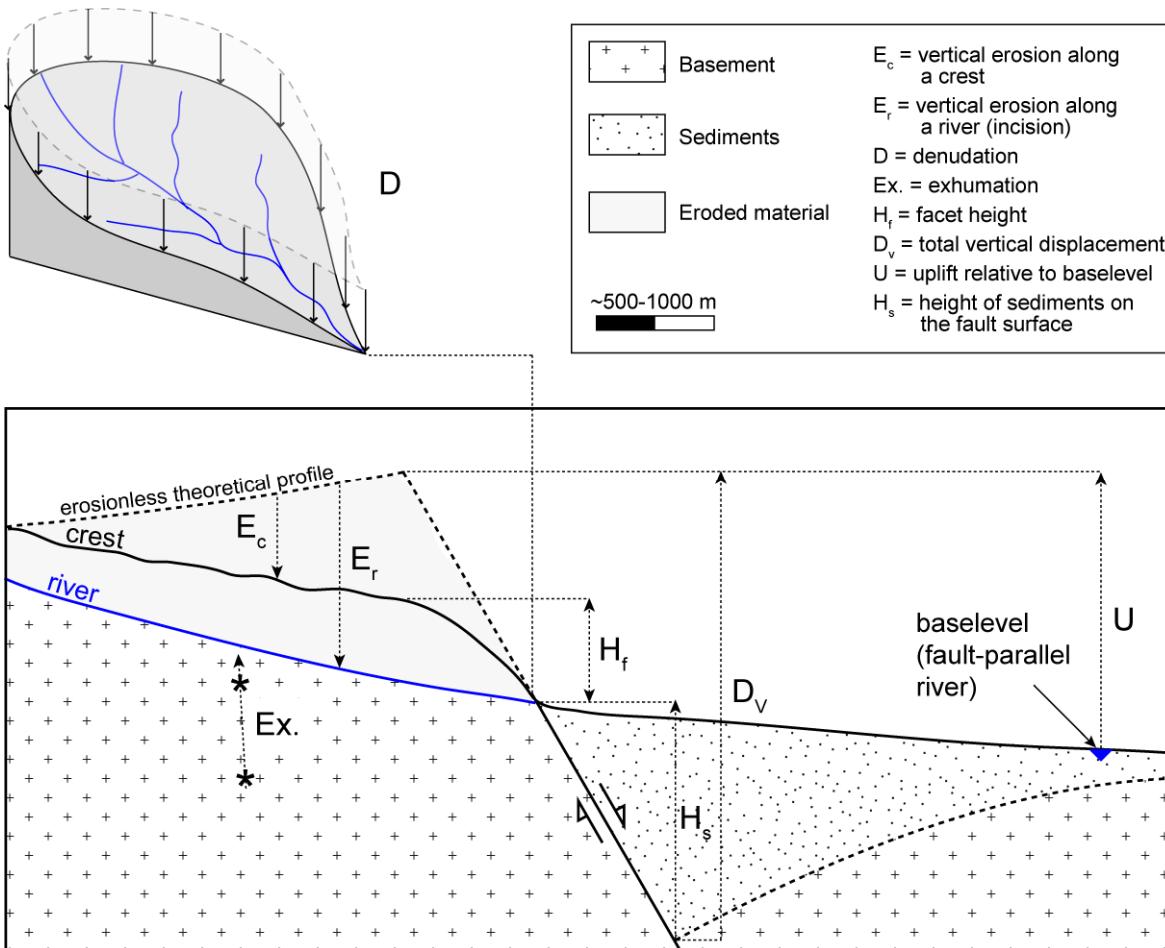


Figure I.21. Variables utilisées dans la littérature et/ou dans ce travail pour étudier l'évolution du relief associé au jeu d'une faille normale. Le déplacement total vertical est proportionnel à la vitesse de glissement sur la faille. La relation entre ces variables doit être étudiée pour mieux comprendre l'évolution du relief qui se développe le long des failles normales actives. Cela peut également aider à mieux contraindre la vitesse de glissement long terme des failles normales.

I.4.3.1. La mesure des taux d'érosion

Les efforts pour estimer les taux d'érosion des reliefs naturels se sont souvent focalisés sur les grands prismes orogéniques tels que dans la collision Inde-Asie (e.g., Burbank *et al.*, 1996a ; Lavé et Avouac, 2001 ; Harkins *et al.*, 2007 ; Kirby et Ouimet, 2011 ; Palumbo *et al.*, 2011) ou la cordillère des Andes (e.g., Aalto *et al.*, 2006 ; Dunai *et al.*, 2005 ; Gonzales *et al.*, 2006 ; Kober *et al.*, 2007). Les taux d'érosion qui y sont mesurés (1-15 mm/a) sont souvent en accord avec les taux de déformation élevés dans ces contextes de convergence active. Les études qui se sont intéressées à la mesure des taux d'érosion au niveau des foot-walls de failles normales actives sont plus rares (e.g., Densmore *et al.*, 2009 ; Stock *et al.*, 2009 ;

Tucker et al., 2011). Les méthodes d'étude utilisées dans la littérature sont variées. Elles permettent d'estimer :

- le taux moyen de dénudation des bassins versants. Il est déterminé à partir de la mesure de la concentration en isotopes cosmogéniques tels que le ^{10}Be dans les alluvions riches en quartz. Ces alluvions sont échantillonnés dans la rivière majeure à proximité de l'exutoire du bassin versant. La concentration en ^{10}Be dans les alluvions échantillonnés dans ces conditions est généralement supposé représenter le signal érosion intégré sur toute sa surface (e.g., *Bierman et Steig, 1996* ; *Granger et al., 1996* ; *Schaller et al., 2001* ; *Schaller et Ehlers, 2006*). Dans un premier temps, la mesure de cette concentration est réalisée. Dans un second temps, le calcul du taux de production annuel théorique de ^{10}Be sur la surface du bassin versant est effectué à l'aide d'un MNT. Ceci permet de dater les alluvions échantillonnés (i.e., temps d'exposition au rayonnement cosmique ; e.g., *Stock et al., 2009*). La concentration en ^{10}Be dans les sédiments sortant du bassin versant est inversement proportionnelle au taux d'érosion (e.g., *Bierman et Steig, 1996*). Pour un bassin versant qui subit un taux de dénudation rapide, la concentration en ^{10}Be dans les sédiments sortants est donc faible. Une formulation mathématique qui relie le taux de production théorique annuel, la concentration en isotope cosmogénique dans les sédiments sortants et un facteur d'atténuation est alors couramment utilisée pour estimer le taux de dénudation des bassins versants. Cette méthode admet une hypothèse majeure : le taux de dénudation du bassin versant est supposé constant pendant l'intervalle de temps correspondant à la mesure. Elle donne des estimations sur le court et moyen terme ($10^2\text{-}10^5$ ans). En contexte d'équilibre, il est souvent admis que le taux de dénudation est corrélé de manière simple (linéaire ?) au taux de surrection (e.g., *Willett et Brandon, 2002*).

- le taux moyen d'exhumation des roches du foot-wall. Il est déduit à partir de méthodes thermo-chronométriques en analysant les traces de fission dans les zircons ou les apatites ou encore en mesurant le taux d'Hélium produit par la désintégration alpha de l'Uranium et du Thorium (e.g., *Armstrong et al., 2003, 2004* ; *Ehlers et al., 2003*). Ces méthodes donnent des estimations sur le long terme ($10^5\text{-}10^8$ ans) de l'âge du refroidissement des échantillons en-dessous de températures variant entre 200°C et 45°C environ (AFT sur zircon et U-Th/He, respectivement). Elles sont considérées comme fournissant une bonne approximation du taux de dénudation (e.g., *Ehlers et Farley, 2003* ; *Reiners et Brandon,*

2006 ; Stock *et al.*, 2009) car ces faibles températures indiquent que les échantillons sont parvenus à proximité de la surface.

- le taux moyen d'incision des rivières. Il peut être obtenu à partir de l'analyse des décalages des terrasses fluviales et alluviales d'abandon datées. A ce jour, aucune étude focalisée sur les reliefs des foot-walls des failles normales n'a utilisé cette méthode, principalement en raison de la rareté de ces terrasses dans un tel contexte. Par contre, cette méthode est plus fréquemment utilisée dans des contextes convergents (e.g., Lavé *et Avouac*, 2000, 2001 ; Avouac, 2003) où les terrasses alluviales abandonnées sont plus fréquentes. L'analyse des décalages des rivières et des terrasses abandonnées est également utilisée dans le cas des décrochements pour estimer leur vitesse de glissement (e.g., Meyer *et Le Dortz*, 2007). Le taux moyen d'incision des rivières pourrait également être estimé à partir de l'analyse et de la datation des paléo-terrasses marines soulevées et incisées. Armijo *et al.* (1996) utilisent de tels marqueurs morphotectoniques pour contraindre la déformation (surrection, flexure) du foot-wall de la faille de Xylocastro (Rift Corinthe). L'incision de ces marqueurs permet également aux auteurs d'estimer un pourcentage d'incision des terrasses marines par les rivières récentes mais ils ne déduisent pas de taux d'incision moyen. Ces méthodes donnent une estimation sur le court et moyen terme ($\sim 10^3$ - 10^5 ans) correspondant à l'âge des terrasses alluviales ou marines.

I.4.3.2. Exemples de détermination des taux d'érosion moyens

Stock *et al.* (2009) mesurent des taux de dénudation moyens des bassins versants qui se développent le long des segments Weber et Salt Lake City de la faille normale de Wasatch (Basin and Range) en utilisant la méthode des radionucléides cosmogéniques (^{10}Be). Les auteurs mesurent des taux de dénudation variant de 0,07 à 0,79 mm/a pour une échelle de temps courte (1-10 ka). Le taux de dénudation moyen pour l'ensemble des bassins versants est de $0,2 \pm 0,2$ mm/a. Ce taux court terme est proche des taux d'exhumation long terme obtenus par thermochronométrie (e.g., Willet *et Brandon*, 2002 ; Stock *et al.*, 2009) et semble corrélé au taux de glissement vertical court terme (Stock *et al.*, 2009). En effet, le taux d'exhumation moyen long terme est de 0,2-0,5 mm/a pour une échelle de temps de 5 Ma (e.g., Ehlers *et al.*, 2003 ; Armstrong *et al.*, 2004) et le taux de glissement vertical de la faille de Wasatch est estimé à 0,1-0,4 mm/a (e.g., Machette *et al.*, 1992b ; Mattson *et Bruhn*, 2001)

depuis la fin du Pléistocène (~250 ka). *Stock et al. (2009)* conclut que dans le cas où le relief est à l'équilibre et où la dénudation est contrôlée majoritairement par le signal tectonique et/ou eustatique, le taux de dénudation doit être proportionnel au taux de glissement vertical long terme sur la faille. En effet, le taux de dénudation est proportionnel à la vitesse de surrection du foot-wall par rapport au niveau de base (elle-même proportionnelle à la vitesse de glissement vertical). La comparaison entre ces mesures significatives sur plusieurs échelles de temps suggère donc un état stationnaire depuis environ 5 Ma. Le taux de dénudation court terme semble corrélé au taux de surrection long terme et il paraît insensible aux variations de la vitesse de glissement court terme (~1 ka). En effet, le temps de réponse caractéristique du paysage (incision dans les rivières, processus de versants) aux sollicitations externes est supérieur (~100-1000 ka) à l'intervalle de récurrence de séismes individuels ou de clusters (~1-10 ka ; e.g., *Wallace, 1978* ; *Whipple, 2001*).

Densmore et al. (2009) effectue une analyse similaire à celle de *Stock et al. (2009)* pour deux autres failles normales situées dans le Basin and Range. Une faille jeune (Sweetwater fault, Montana) donne des taux de dénudation moyens des bassins versants de 0,01-0,04 mm/a. Ces taux sont plus élevés (0,1-0,6 mm/a) pour une faille mature (Wassuk fault, Nevada) dont le relief pourrait être à l'équilibre dynamique. Le taux moyen de dénudation des bassins versants pour cette faille est équivalent à celui de la faille de Wasatch (0,2 mm/a). Son taux de glissement vertical moyen est de $0,5 \pm 0,05$ mm/a depuis 13 ka (e.g., *DePolo et Anderson, 2000*) et de 1 mm/a depuis 4 Ma (e.g., *Krugh, 2008*). Dans ce cas, les taux de dénudation court terme sont trop faibles par rapport au taux de glissement vertical long terme, mais globalement cohérents avec le taux de glissement court terme. Cependant, *Krugh (2008)* estime un taux moyen d'exhumation de $0,6 \pm 0,2$ mm/a en déterminant l'âge de refroidissement des apatites à partir du rapport (U-Th)/He. Ce taux semble cohérent avec la vitesse de glissement long terme de la faille de Wassuk. *Densmore et al. (2009)* attire l'attention sur le fait que les taux de dénudation court terme des bassins versants à partir d'analyses sur les isotopes cosmogéniques peuvent être surestimés, à cause de processus gravitaires aléatoires. Ces auteurs pensent donc que la comparaison entre les taux de dénudation court et moyen terme doit être faite avec précautions.

Enfin, *Tucker et al. (2011)* étudient le taux d'érosion moyen de l'escarpement de la faille de Magnola (Apennins) à l'aide d'un modèle numérique simple basé sur une estimation de la vitesse de la faille. Ce modèle relie la vitesse moyenne de la faille au taux d'érosion moyen de l'escarpement en fonction de la différence entre le pendage de la faille et la pente topographique de l'escarpement. Les auteurs estiment un taux d'érosion moyen de l'escarpement holocène à l'aide de mesures de la hauteur du matériau dénudé en fonction de l'âge préalablement déduit par une étude de radionucléides cosmogéniques (e.g., *Palumbo et al., 2004* ; *Schlagenhauf, 2009* ; *Schlagenhauf et al., 2010*). Le taux d'érosion holocène de l'escarpement qu'ils déterminent est de ~0,02 mm/a alors que le taux long terme (~150 ka) est de ~0,2-0,4 mm/a. Les auteurs concluent par un fort impact du climat qui entraîne une diminution des taux d'érosion des escarpements de faille en période post-glaciaire. Pour ce cas naturel, le taux d'érosion long terme de l'escarpement (~0,2-0,4 mm/a) est fortement inférieur à la vitesse de glissement vertical court terme de la faille (~1-1,3 mm/a moyennée sur ~7 ka ; *Schlagenhauf et al., 2010*).

Le **tableau I.5** synthétise les estimations des taux de dénudation et d'exhumation issus de ces trois publications et les compare avec les estimations des vitesses de glissement publiées de la faille normale (**tableau I.3**). Sur la base des exemples les mieux contraints (faille de Wasatch et de Wassuk dans le Basin and Range), cette comparaison permet de constater que le taux de dénudation (court terme) ou d'exhumation (long terme) semblent être au premier ordre environ deux fois plus faibles que la vitesse de glissement verticale long terme de la faille. Ceci paraît logique au regard de la **figure I.21** : le taux de dénudation ou d'exhumation doit être représentatif du taux de surrection du foot-wall par rapport au niveau de base. Ce dernier est une fraction de la composante verticale du glissement sur la faille, qui tient compte de la sédimentation. Cependant, il est difficile de faire des constatations similaires pour d'autres failles normales car la vitesse long terme de glissement de la faille et les taux d'érosion sont souvent mal contraints ou leur estimation est inexiste. Il est donc nécessaire de multiplier les études pour mieux contraindre la relation entre la dénudation des bassins versants et la tectonique.

Nom de la faille normale	D (mm/a)	Ex. (mm/a)	V (mm/a)	Références
Wasatch (Basin and Range)	0,2±0,2 (1-10 ka)	0,2-0,5 (5 Ma)	0,5±0,3 (moyenne long terme)	Stock et al., 2009 Ehlers et al., 2003 Armstrong et al., 2004
Sweetwater (Basin and Range)	0,01-0,04 (1-10 ka)	-	0,04-0,1 (6±0,1 Ma)	Densmore et al., 2009
Wassuk (Basin and Range)	0,1-0,6 (1-10 ka)	0,6 ± 0,2 (4 Ma)	1 (4 Ma) 0,5 ± 0,05 (13 ka)	Densmore et al., 2009 Krugh, 2008
Magnola (Apennins)	0,02 (holocène) 0,2-0,4 (150 ka)	-	1-1,3 (7 ka)	Tucker et al., 2011

Tableau I.5. Comparaison des taux de dénudation et d'exhumation estimés des roches du foot-wall avec les vitesses de glissement publiées de la faille normale. D est le taux de dénudation. Ex. est le taux d'exhumation. V est la vitesse verticale long terme de glissement qui est issue de la littérature (**tableau I.3**). Pour la faille de Wasatch, la moyenne des estimations de la vitesse de glissement a été calculée pour les intervalles de temps compris entre 0-100 ka et 0-5 Ma. L'intervalle de temps significatif des estimations figure entre parenthèses. Les références sont celles pour les taux de dénudation et d'exhumation.

I.4.3.3. La relation entre la morphométrie des facettes triangulaires et les signaux érosion et tectonique

Les facettes triangulaires, et en particulier leur morphométrie (hauteur et pente), ont été utilisées depuis peu pour tenter de contraindre les signaux tectonique et/ou érosion (e.g., DePolo et Anderson, 2000 ; Petit et al., 2009a, 2009b ; Tucker et al., 2011).

DePolo et Anderson (2000) ont recherché une relation entre la hauteur des facettes triangulaires et la vitesse de glissement des failles normales. Pour cela, ils ont réalisé une étude statistique en utilisant les reliefs associés à un grand nombre (45) de failles normales du Basin and Range. Ils ont mis en évidence une relation logarithmique entre la vitesse verticale du glissement sur la faille et la hauteur des facettes triangulaires (**figure I.22a**). Ils utilisent ensuite cette relation pour contraindre les vitesses long terme mal connues des failles normales du Basin and Range en mesurant la hauteur des facettes triangulaires correspondantes. Ils déterminent une gamme de vitesse de 0,001 à 2 mm/a, ce qui est raisonnable pour les failles normales. Ils ajoutent que les failles normales à faible vitesse (< 0,1 mm/a) ne présentent pas de facettes triangulaires, ou alors elles sont trop dégradées (**figure I.22b**).

Petit et al. (2009a) développent des modélisations numériques visant à reproduire la dynamique du relief associé aux failles normales actives (*cf* également partie I.3.1 et **figure I.14**). Les auteurs reproduisent bien le paysage caractéristique lié au jeu tectonique d'une

faille normale pour des conditions climatiques données. Ils mesurent alors la morphométrie (hauteur et pente) des facettes triangulaires lorsque le modèle est à l'état stationnaire pour différentes conditions climatiques. Les résultats montrent des relations linéaires entre la pente des facettes et la vitesse de glissement de la faille d'une part, et entre la hauteur des facettes et la vitesse de glissement de la faille d'autre part. Ceci montre que si les paramètres climatiques sont connus même grossièrement, il est possible de déterminer la vitesse long terme de glissement sur les failles normales à travers l'analyse morphométrique des facettes (e.g., *Ganas et al.*, 2005a). Les auteurs utilisent enfin une modélisation de la topographie pour la faille de Wasatch dont la vitesse de glissement est bien contrainte, ce qui leur permet de déterminer les paramètres climatiques (taux de précipitations, coefficient de diffusion) ayant produit ce relief.

Petit et al. (2009b) mesurent la morphométrie (hauteur, pente) des facettes triangulaires observées le long de 20 segments de faille normale du rift Baïkal. La hauteur et la pente des facettes varient fortement (200-900 m et 22-38°, respectivement) dans cette zone où le climat ne devrait varier que très peu d'un segment de faille à un autre. Les auteurs attribuent donc cette variation aux différentes vitesses de glissement des segments de faille normale. Ils utilisent ensuite les modélisations numériques de *Petit et al.* (2009a) pour déduire une relation entre la hauteur des facettes et la vitesse de rejet de la faille ainsi qu'une relation entre la hauteur et la pente des facettes. Les deux relations sont linéaires (**figure I.22c**) et la relation entre pente moyenne et hauteur moyenne des facettes mesurées dans l'étude de terrain ressemble fortement à celle qui découle des modèles numériques (pente de régression linéaire identique ; **figure I.22c**), sauf qu'un seuil de pente est atteint à environ 35°. Ils utilisent alors les modèles numériques pour contraindre la vitesse de glissement verticale des segments de faille à partir de la hauteur des facettes triangulaires mesurée sur les MNT. Les résultats donnent des vitesses de glissement verticales variant de 0,2 à 1,2 mm/a, ce qui est proche des valeurs de vitesses de glissement estimées sur les failles normales du Basin and Range (e.g., *DePolo et Anderson*, 2000).

Pour finir, Tucker et al. (2011) ont proposé un modèle géométrique simple permettant de relier la vitesse de glissement long terme des failles normales au taux d'érosion sur la surface des facettes triangulaires dans le cas d'un profil de pente linéaire (**figure I.22d** ; cf

également partie *I.4.4.2*). Ce modèle implique que la surface des facettes triangulaires soit plane et pas convexe et que la différence angulaire entre pendage de la faille et pente de la facette traduise la compétition entre tectonique et érosion. Pour modéliser la forme convexe des facettes triangulaires, les auteurs proposent un modèle numérique où le taux d'érosion varie en fonction du temps (en fonction des paramètres climatiques) et où la surface des facettes suit le modèle conceptuel de retrait de pente.

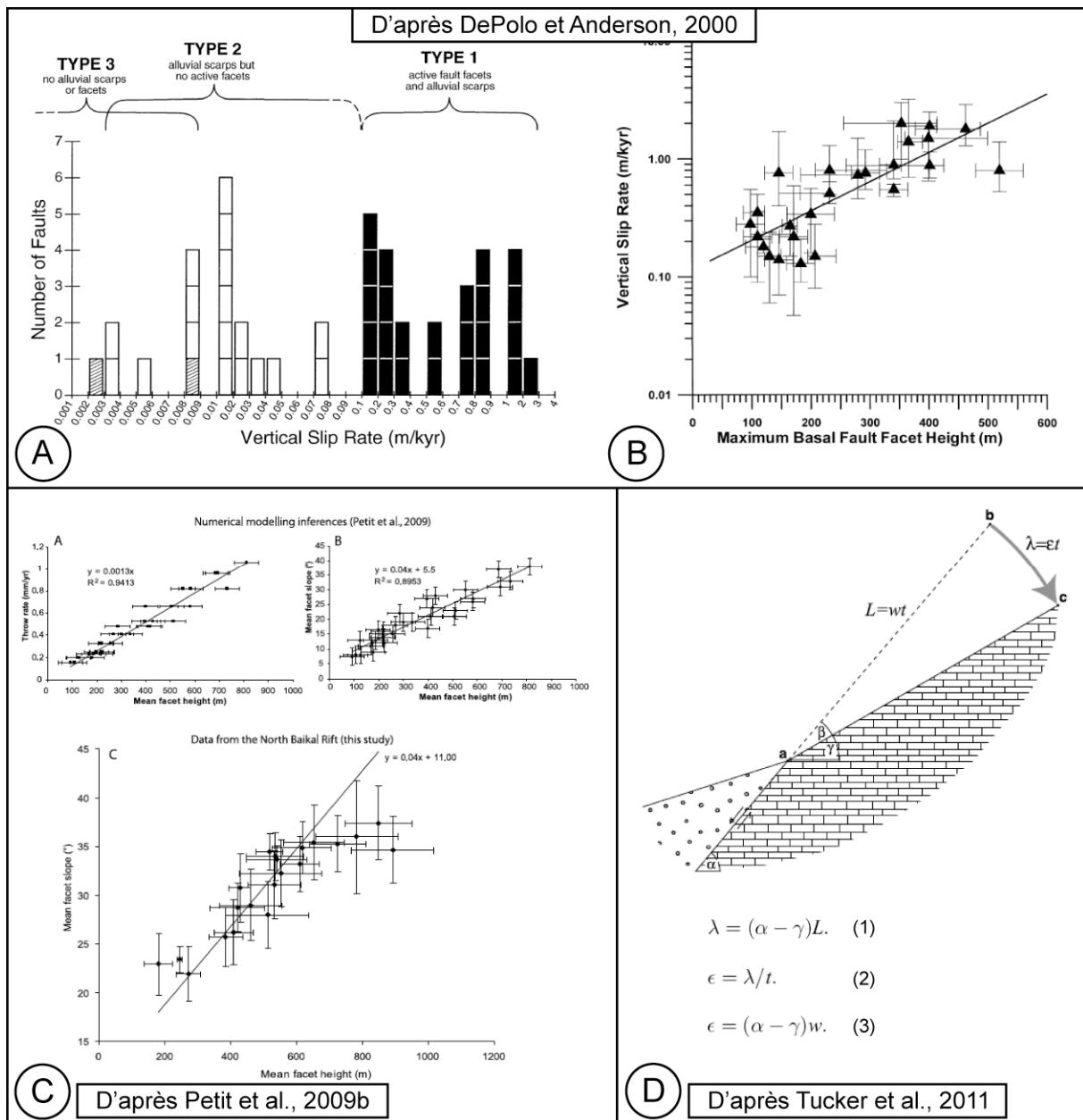


Figure I.22. (A) Statistique des failles normales classifiées en type 1, 2 ou 3 en fonction du taux de glissement sur la faille dans le Basin and Range (d'après DePolo et Anderson, 2000). Les failles à vitesse faible (< 0,1 mm/a) ne présentent pas de facettes triangulaires actives. (B) Relation logarithmique entre le taux de glissement sur la faille et la hauteur maximale des facettes triangulaires pour le set de failles normales de type 1 montré en (A) (d'après DePolo et Anderson, 2000). (C) (a) Relation entre la hauteur moyenne des facettes triangulaires mesurée dans le rift Baïkal et le taux de glissement sur la faille déduit des modélisations numériques de Petit et al. (2009a). (b) Relation entre la hauteur moyenne et la pente moyenne des facettes à partir des modèles numériques de Petit et al. (2009a). (c) Relation entre la hauteur moyenne et la pente moyenne des facettes observées dans le rift Baïkal. La relation est quasi identique à celle déduite des modélisations numériques (d'après Petit et al., 2009b). (D) Relation géométrique entre le taux d'érosion ϵ [$L.T^{-1}$] perpendiculaire à l'escarpement (base des facettes triangulaires) et le taux de glissement ω [$L.T^{-1}$] sur la faille normale (d'après Tucker et al., 2011). Cette relation est valable pour la partie de l'escarpement où la pente est linéaire.

I.5. Conclusion et objectifs de l'étude

Pour une meilleure détermination de la cinématique des rifts et pour mieux évaluer l'aléa sismique associé aux failles normales, il est nécessaire de mieux contraindre la vitesse long terme de glissement des failles normales. La géomorphologie quantitative focalisée sur les reliefs associés à ces failles est une méthode qui peut aider à y parvenir. En effet, la vitesse long terme des failles normales a un impact sur certains marqueurs du relief comme les facettes triangulaires. Ces marqueurs morphotectoniques sont caractéristiques d'un équilibre dynamique, acquis sur le long terme, entre la tectonique et l'érosion. Leur étude peut donc permettre de contraindre la vitesse long terme de ces deux paramètres.

Cependant, il existe des incertitudes sur les processus réellement à l'œuvre dans l'évolution du relief associé au jeu d'une faille normale. Est-il possible, par exemple, de mieux contraindre la relation entre la dénudation des bassins versants et la vitesse tectonique long terme ? De la même manière, quelle est la relation entre les vitesses d'incision des rivières, d'érosion des versants et de glissement de la faille ? Peut-on mettre en évidence une relation entre la loi de puissance du courant, qui détermine l'incision des rivières, et la vitesse tectonique ? Quelle est l'influence de la dynamique sédimentaire sur la dynamique du niveau de base situé au pied des cônes alluviaux ? En effet, cette évolution du niveau de base va déterminer le rapport entre la composante verticale de la vitesse de glissement de la faille et la vitesse de surrection du footwall par rapport au niveau de base.

Pour tenter de répondre à ces questions, il est nécessaire d'étudier l'évolution du relief depuis son stade de création jusqu'à son stade de maturité (équilibre). La modélisation analogique et la modélisation numérique semblent être les méthodes les plus aptes à répondre à cette problématique.

**CHAPITRE II. Approche expérimentale : modélisation de
l'évolution du relief associé au jeu d'une faille normale et effet de
la vitesse de glissement**

II.1. Méthodologie

Dans la littérature, les premiers modèles expérimentaux ont été développés soit pour étudier des processus tectoniques, soit pour caractériser certains processus géomorphologiques. Les modèles expérimentaux destinés à reproduire les processus tectoniques portent notamment sur les prismes convergents (e.g., *Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1984 ; Dahlen et al., 1984 ; Malavieille, 1984* ; voir synthèse de *Graveleau, 2008*) et sur les rifts (e.g., *McClay et Ellis, 1987a,b ; Allemand et Brun, 1991 ; Brune et Ellis, 1997 ; Brun, 1999* ; *Gautier et al., 1999*). Ils peuvent être regroupés dans la catégorie communément appelée « *sandbox modelling* » (e.g., *Graveleau et al., 2011*). Parallèlement, des modèles expérimentaux portant sur l'étude de la géomorphologie et des processus de surface ont été développés. Ils concernent plusieurs thématiques et échelles spatiales : expériences dédiées à l'étude des processus de versant ou des processus de rivière, par exemple, et à l'échelle de la rivière (« *flume experiments* ») ou du réseau de drainage (voir synthèses de *Schumm et al., 1987* et de *Graveleau, 2008*). Ce n'est que récemment que des modèles expérimentaux se sont intéressés à l'étude de l'évolution du relief en relation avec des forçages tectoniques, climatiques ou eustatiques (e.g., *Hasbargen et Paola, 2000 ; Bonnet et Crave, 2003, 2006 ; Lague et al., 2003 ; Pelletier, 2003 ; Babault et al., 2005 ; Bonnet, 2009 ; Rohais et al., 2011*). Dans ces modèles expérimentaux qui sont communément regroupés dans la catégorie « *erosion-box modelling* », l'érosion est simulée par l'aspersion de microgouttes d'eau sur la surface d'un matériau analogue spécifique qui induit une érosion par ruissellement. Le paramètre tectonique, quand il est pris en compte, est simulé par une surrection régionale, c'est-à-dire par le soulèvement uniforme d'une colonne de matériau analogue. *Graveleau (2008)* et *Graveleau et Dominguez (2008)* ont combiné les approches « *sandbox modelling* » et « *erosion-box modelling* » (*Graveleau et al., 2011*) pour réaliser des modèles visant à étudier les interactions entre la tectonique et les processus de surface dans le contexte des chaînes d'avant-pays. La tectonique dans ces modèles est modélisée de façon plus réaliste par la propagation de séquences de chevauchements formant un prisme orogénique. L'approche méthodologique que j'ai utilisée au cours de cette thèse s'inspire des travaux de *Graveleau et co-auteurs* avec pour objectif de simuler le jeu d'une faille normale et d'étudier l'évolution du

relief associé. Ce type de modèle expérimental en contexte extensif n'avait encore jamais été réalisé.

II.1.1. Appareillage expérimental

L'appareillage expérimental utilisé au cours de ce travail est identique à celui utilisé par *Graveleau (2008)* et *Graveleau et Dominguez (2008)* sauf pour la table à déformation qui a été construite au début de mon travail de thèse. Il a été développé au laboratoire *Géosciences* de Montpellier par Stéphane Dominguez et Christian Romano. Il comprend une table à déformation motorisée, un système de brumisation et un système d'acquisition de données (images et MNT).

II.1.1.1. Table à déformation

La table à déformation a pour but de déformer le matériau analogue susjacent. Dans notre cas, l'objectif est d'y propager une faille normale. Pour cela, une table motorisée (*hanging-wall*) peut être déplacée par translation le long d'une plaque rigide simulant un plan de faille à fort pendage (**figure II.1**). Ce dernier est fixé à une table rigide immobile qui représente le *foot-wall*. La largeur de la table à déformation est de 100 cm. La longueur du *foot-wall* et du *hanging-wall* sont de 60 cm et 70 cm, respectivement. Les dimensions du dispositif permettent un déplacement maximal de 10 cm le long du plan de faille. Dans ce travail, deux approches différentes ont été utilisées pour simuler la cinématique du *hanging-wall*, donnant lieu à deux ensembles d'expériences. La première consiste en une subsidence uniforme de l'intégralité de la plaque rigide du *hanging-wall* (**figure II.1a**). A la suite de l'analyse des résultats des expériences qui correspondent à cette configuration de l'appareillage (*cf* plus loin partie II.2.1), la cinématique du *hanging-wall* a été modifiée : en effet, cette configuration conduisait à une chute trop rapide du niveau de base situé sur le *hanging-wall*. Par la suite, une plaque flexible a donc été utilisée pour simuler la déformation flexurale dans le *hanging-wall* (**figure II.1b** et **figure 2** dans l'article de la partie II.3). Pour les deux configurations, la vitesse de subsidence du *hanging-wall* est contrôlée par un moteur pas à pas, ce qui permet d'imposer la vitesse de glissement de la faille normale.

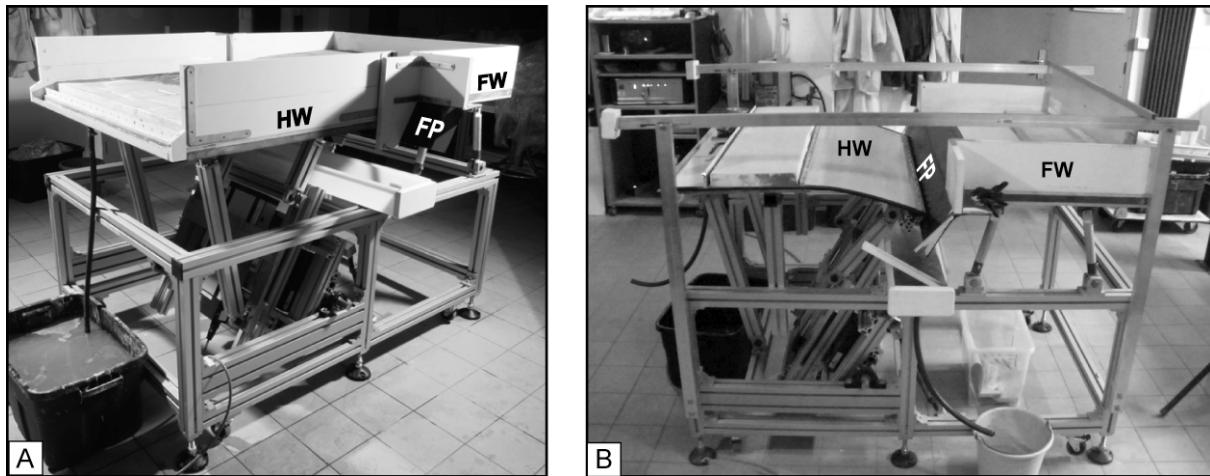


Figure II.1. Photographies de la table à déformation formée (A) d'un plateau rigide motorisé pour simuler une subsidence uniforme du hanging-wall et (B) d'une plaque flexible pour simuler la déformation flexurale du hanging-wall pendant la subsidence. HW, FW et FP correspondent au hanging-wall, au foot-wall et au plan de faille, respectivement. Voir la **figure 2** de l'article de la partie II.3 pour un schéma de l'appareillage constitué de la plaque flexible simulant la flexure du hanging-wall.

II.1.1.2. Système de brumisation pour simuler l'érosion

Le système de brumisation (**figure II.2** et **figure 2** dans l'article de la partie II.3) a pour but de simuler l'érosion se produisant sur les reliefs naturels. Il est inspiré de précédents travaux (e.g., *Flint, 1973* ; *Schumm et Parker, 1973* ; *Parker, 1977* ; *Phillips et Schumm, 1987* ; *Bryan et Poesen, 1989* ; *Crave et al., 2000* ; *Hasbargen et Paola, 2000* ; *Hancock et Willgoose 2001a,b,c*) et il est issu des travaux de *Graveleau et Dominguez (2008)*. Cependant, nous sommes rapidement passés d'une configuration de 16 buses à 4 buses afin de réduire le débit d'eau qui s'était avéré trop important (*cf* parties II.1.4 et II.2.2). Les 4 buses permettent l'aspersion de microgouttes d'eau sur la surface du matériau analogue déformé. Elles ont un grand angle d'ouverture (environ 120°) et ont chacune un débit assez faible donnant un débit total de ~0,32 L/min, inférieur à celui utilisé par *Graveleau et Dominguez (2008)* (~1,4 L/min). Elles sont positionnées à environ 100 cm au dessus de la table à déformation et génèrent un champ de précipitation qui couvre toute la surface du foot-wall mais aussi une partie du hanging-wall. La surface de nos modèles couverte par les précipitations étant plus faible que celle des travaux de *Graveleau et Dominguez (2008)*, le taux de précipitation est quasi identique (26 ± 4 mm/h et 25 ± 5 mm/h, respectivement). Il se situe dans la borne inférieure de la gamme des taux de précipitations utilisés dans les expériences analogiques (14-350 mm/h ; voir synthèse de *Graveleau, 2008*, pp 235-236). Le diamètre des

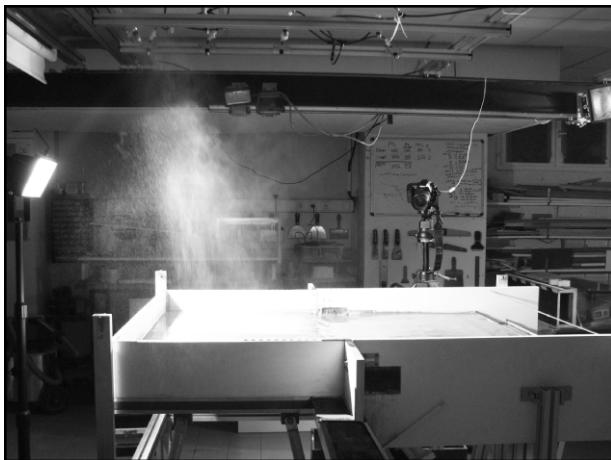


Figure II.2. Photographie de la table à déformation avec le système de brumisation en cours d'utilisation situé au-dessus. Cas d'une expérience test où seulement 2 buses sont utilisées. La zone arrosée correspond au foot-wall

microgouttes d'eau est relativement faible ($\sim 100 \mu\text{m}$). Bien que supérieur à celui des microgouttes d'eau utilisées par *Lague et al. (2003)* ($10\text{-}20 \mu\text{m}$), il est dans la gamme des diamètres obtenus avec d'autres dispositifs (e.g., *Hasbargen et Paola, 2000* ; *Hancock et Willgoose, 2001a,b,c*) et l'érosion due à l'énergie cinétique lors de l'impact des microgouttes (effet rainsplash) est négligeable (e.g., *Lague et al., 2003* ; *Graveleau, 2008*). Ainsi, les processus d'érosion-transport qui se produisent à la surface du matériau analogue sont majoritairement induits par le ruissellement qui déclenche de l'incision, et par des processus de versant. Pour terminer, il faut noter que ce système d'érosion n'est en aucun cas un moyen de modéliser la pluie ni l'intégralité des processus qui lui sont associés : on ne tient pas compte de l'évaporation, de l'infiltration profonde ou de l'effet d'altération chimique. Il s'agit plutôt d'un moyen de modéliser l'érosion long terme, le but étant de simuler les processus d'érosion-transport majeurs qui agissent dans la nature (incision des rivières, processus de versant). En effet, une analyse dimensionnelle simple montre rapidement que l'eau ne devrait pas être utilisée en tant qu'agent d'érosion-transport dans nos expériences (*cf* partie II.1.2.4) car elle n'est pas assez fluide, l'eau étant également l'agent d'érosion-transport dans la nature. Pourtant, comme de nombreux dispositifs existants (e.g., *Flint, 1973* ; *Schumm et Parker, 1973* ; *Parker, 1977* ; *Phillips et Schumm, 1987* ; *Bryan et Poesen, 1989* ; *Crave et al., 2000* ; *Hasbargen et Paola, 2000* ; *Hancock et Willgoose 2001a,b,c* ; *Bonnet et Crave, 2003* ; *Lague et al., 2003* ; *Pelletier, 2003* ; *Babault et al., 2005* ; *Lancien et al., 2005* ; *Métivier et al., 2005* ; *Turowski et al., 2006* ; *Bonnet, 2009* ; *Rohais et al., 2011*), c'est bien l'eau que nous utilisons pour réaliser nos expériences. En effet, son utilisation n'est pas un facteur limitant

parce qu'elle permet, même à l'échelle du modèle, la formation d'un réseau de drainage et d'une topographie comparables à ceux observés dans la nature. De plus, elle a des avantages techniques : sa transparence favorise l'acquisition des photographies durant les expériences, sa fluidité et sa neutralité permettent une utilisation pérenne du dispositif de brumisation et facilitent le recyclage du matériau analogue qui peut être utilisé pour plusieurs expériences.

II.1.1.3. Système d'acquisition des données (images, films et MNT)

Le système d'acquisition des données est composé d'un appareil photo numérique reflex situé au-dessus de la table à déformation, d'un autre en position 3/4 et d'un interféromètre laser (conçu par Rémi Michel et Stéphane Dominguez). Par la prise de photographies à intervalles réguliers (20-30 s), des films des expériences sont réalisés. Ils permettent d'analyser l'évolution de la topographie de façon qualitative. L'interféromètre laser est couplé avec l'appareil photo situé au-dessus de la table à déformation. Il permet d'extraire des données quantitatives (élévation). Son principe est basé sur la méthode de l'interférométrie radar InSAR : un interférogramme de phase est converti en données topographiques. L'interférogramme de phase s'obtient de la façon suivante : un réseau de franges d'interférence constructives et destructives est projeté sur la surface du modèle avec un déphasage connu. Ce réseau de franges est photographié par l'appareil photo situé au-dessus du modèle. Ce dernier joue le rôle des récepteurs d'ondes placés sur le radar InSAR. La phase en tout point du modèle (interférogramme de phase) peut être déterminée en mesurant l'amplitude du signal lumineux réfléchi pour plusieurs déphasages imposés (voir *Graveleau, 2008*, pp 220-225 pour une explication détaillée). Enfin, en utilisant un dérouleur de franges (SNAPHU ; *Chen et Zebker, 2002*), l'interférogramme de phase est convertit en Modèle Numérique de Terrain (MNT). Dans nos expériences, les MNT obtenus ont une résolution spatiale de l'ordre du tiers de mm et une précision verticale de l'ordre de 1 mm.

II.1.2. Matériau analogue

Modéliser les interactions entre la tectonique et l'érosion de façon analogique requiert l'utilisation d'un matériau analogue spécifique. En effet, celui-ci doit être un bon analogue de

la croûte supérieure terrestre en termes de comportement face à la déformation mais également face à l'érosion.

II.1.2.1. Rhéologie de la croûte supérieure à modéliser

Le comportement de la croûte supérieure est de type fragile. Lorsqu'une contrainte est imposée à une roche crustale, sa déformation est d'abord réversible (régime élastique) puis elle devient irréversible (régime plastique) lorsqu'un seuil critique de résistance est dépassé (e.g., *Lohrmann et al, 2003*). Aux températures (0°C à 300-400°C ; e.g., *Smithson and Decker, 1974* ; *Chapman, 1986* ; *Burg & Ford, 1997* ; *Ranalli, 1997*) et pressions (0 à 400 MPa ; e.g., *Chapman, 1986*) régnant dans la croûte supérieure, la déformation plastique des roches se fait principalement de façon localisée et discontinue. Le comportement fragile y est régi par des mécanismes de rupture et des lois de friction sur les plans de faille (critère de rupture de Mohr-Coulomb ; e.g., *Coulomb, 1773* ; *Mohr, 1900* ; *Byerlee, 1978* ; *Paterson, 1978* ; *Paterson et Wong, 2005*). Le critère de Mohr-Coulomb relie les propriétés physiques intrinsèques des roches (cohésion et coefficient de friction internes) aux contraintes appliquées (contraintes normales et tangentielles au plan de faille). Il s'écrit :

$$\tau = C_0 + \mu \sigma_n \quad (19)$$

où τ [M.T².L⁻¹] et σ_n [M.T².L⁻¹] sont les contraintes tangentielles et normales au plan de faille au moment de la rupture, respectivement. La rupture du matériau a lieu quand la contrainte tangentielle τ est dépassée. C_0 [M.T².L⁻¹] et μ sont la cohésion interne et le coefficient de friction interne du matériau, respectivement. μ s'exprime en fonction de la tangente de l'angle de friction interne ϕ :

$$\mu = \tan \phi \quad (20)$$

ϕ est la pente de la droite donnée par l'enveloppe de rupture du matériau dans un diagramme Mohr-Coulomb. En régime extensif (contrainte maximale verticale), la déformation se fait par le biais de failles normales (e.g., *Anderson, 1951*).

Les matériaux granulaires sont classiquement utilisés en tant qu'analogues de la croûte supérieure du fait de leur comportement mécanique frictionnel. En effet, ils se déforment de façon localisée le long de zones de cisaillement comparables au premier ordre aux failles

observées dans la croûte supérieure. Ils obéissent également au critère de rupture de Mohr-Coulomb et ils ont des propriétés physiques (angle de friction, cohésion) comparables aux roches crustales en considérant les lois de dimensionnement (e.g., *Schellart, 2000 ; Gravelleau et al., 2011* et article dans la partie II.3).

II.1.2.2. Modéliser l'érosion

Pour modéliser l'érosion, il est nécessaire d'utiliser un matériau analogue qui soit capable de reproduire la manière dont la surface topographique évolue en réponse aux processus de surface (incision, glissements de terrain etc...). En particulier, le matériau analogue doit permettre le développement de morphologies semblables à celles observées dans la nature (bassins versants, rivières, cônes alluviaux etc...). Dans les expériences focalisées sur l'étude de l'évolution du relief, les matériaux granulaires humidifiés ont été fréquemment utilisés pour remplir cette tâche, en association avec l'écoulement de l'eau à leur surface (e.g., *Flint, 1973 ; Schumm et Parker, 1973 ; Phillips et Schumm, 1987 ; Schumm et al., 1987 ; Wittmann et al., 1991 ; Koss et al., 1994 ; Bryan et al., 1998 ; Gabbard et al., 1998 ; Crave et al., 2000 ; Hancock et Willgoose, 2001 ; Bonnet et Crave, 2003 ; Lague et al., 2003 ; Pelletier, 2003 ; Babault et al., 2005 ; Lancien et al., 2005 ; Métivier et al., 2005 ; Turowski et al., 2006 ; Bonnet, 2009 ; Rohais et al., 2011*). En effet, les propriétés physiques des matériaux granulaires proches ou à l'état de saturation en eau favorisent les processus de surface tels que le ruissellement qui initie l'incision ou les glissements gravitaires. Ces propriétés physiques sont la densité spécifique des grains, la porosité, la perméabilité et les paramètres frictionnels (coefficient de friction et cohésion) (e.g., *Gravelleau et al., 2011*).

- La densité spécifique des grains couramment utilisés dans la littérature est suffisamment faible ($1\text{-}3,8 \text{ g/cm}^3$) pour permettre leur détachement sous l'action des forces de cisaillement du fluide (l'eau) à la base des grains, favorisant ainsi l'incision.

- La saturation en eau du matériau analogue réduit l'infiltration de l'eau et favorise son écoulement à la surface et donc le détachement des particules (e.g., *Lague et al., 2003*). La capacité d'infiltration de l'eau au sein du matériau est contrôlée par la porosité et la perméabilité, elles-mêmes contrôlées par la granulométrie, la forme et l'agencement des grains. Une faible perméabilité est souvent recherchée à l'aide de particules fines car elle limite l'infiltration. Cependant, trop réduire la taille des particules peut inhiber les processus

de versant à cause des forces électrostatiques et/ou de capillarité qui augmentent la cohésion des particules trop fines (e.g., *Lague et al.*, 2003).

- Les paramètres frictionnels (coefficient de friction et cohésion) influent sur la capacité du matériau analogue à générer des processus de versant et à inciser. En effet, les processus de versant sont déclenchés par l'incision à la base des pentes et dépendent aussi de la capacité d'infiltration de l'eau dans les couches supérieures du matériau. Cette dernière est favorisée si la cohésion est faible et si la perméabilité et la porosité sont fortes. Pour respecter ces conditions, des grains sphériques peuvent être utilisés (e.g., *Graveleau et al.*, 2011). De plus, les processus de surface sont contrôlés par le rapport entre les forces gravitaires et les forces de cohésion (e.g., *Graveleau et al.*, 2011). Les premières doivent être supérieures aux secondes pour favoriser les processus de versant. Une fois de plus, cette condition peut être satisfaite en utilisant des grains sphériques de forte densité. Enfin, dans le cas d'un matériau analogue saturé en eau, une couche de faible épaisseur ($< 1 \text{ cm}$) à la surface du modèle peut avoir une cohésion plus faible qu'en profondeur (e.g., *Graveleau et al.*, 2011). Ceci n'empêche pas le maintien sur le long terme de figures morphologiques telles que les lignes de crête et ne modifie pas la capacité à inciser. Par contre, cela favorise les processus de versant par l'augmentation de la capacité de fluage de cette couche de faible épaisseur.

II.1.2.3. Propriétés physiques du matériau analogue utilisé dans ce travail

Le matériau analogue utilisé dans ce travail est issu des travaux de *Graveleau* (2008) et *Graveleau et al.* (2011). Il est composé de 4 matériaux granulaires qui sont les microbilles de verre, la poudre de silice, la poudre de PVC et la poudre de graphite dans les proportions massiques respectives suivantes : 40%, 35%, 23%, 2%. Il répond aux critères vus plus haut (*cf* II.1.2.1 et II.1.2.2), c'est-à-dire qu'il permet de simuler simultanément la déformation et l'érosion des roches de la croûte supérieure, l'érosion étant simulée par le ruissellement (incision) et les glissements gravitaires (processus de versants).

En effet, bien que saturé en eau, le matériau analogue obéit à des lois de friction qui se rapprochent fortement du critère Mohr-Coulomb (équation 19) et se déforme de façon localisée le long de zones de cisaillement simulant les failles crustales. Ses paramètres frictionnels (coefficient de friction et cohésion) ont été mesurés au laboratoire *Géosciences* de

Montpellier à l'aide d'une boîte à cisaillement (*Graveleau et al., 2011* ; **figure II.3**) inspirée de l'appareillage développé par *Hubbert (1951)*. Cette boîte à cisaillement permet la mesure de la contrainte cisaillante (contrainte tangentielle τ dans l'équation 19) à la rupture d'un matériau granulaire sec ou saturé en eau pour plusieurs contraintes normales imposées. Ainsi, on peut tracer un graphique représentant la valeur de la contrainte cisaillante τ mesurée en fonction des contraintes normales σ_n imposées (enveloppe de rupture, **figure II.4**). La pente de la régression linéaire (de l'enveloppe de rupture) nous donne la valeur du coefficient de friction interne du matériau rompu. L'extrapolation de cette régression linéaire pour une contrainte normale nulle nous donne la valeur de la cohésion du matériau. Cette valeur est souvent surestimée car pour de faibles contraintes normales l'enveloppe de rupture a une pente plus forte, aussi bien pour les roches naturelles pré-fracturées (e.g., *Jaeger et Cook, 1969* ; *Byerlee, 1978*) que pour les matériaux granulaires (e.g., *Schellart, 2000* ; *Graveleau et al., 2011*). Les mesures réalisées sur les échantillons de roches naturelles ou les matériaux granulaires donnent classiquement deux enveloppes de rupture (e.g., *Mandl et al., 1977* ; *Byerlee, 1978* ; *Lohrmann et al., 2003*) : l'une correspond à la contrainte cisaillante maximale obtenue à partir de la valeur seuil atteinte à l'initiation de la rupture (valeur pic), l'autre correspond à la contrainte cisaillante seuil atteinte quand la zone de cisaillement est déjà formée, plus faible que la précédente. Ces deux enveloppes de rupture correspondent à des conditions statique et dynamique, respectivement. La valeur pic et la valeur stable sont liées à un comportement de durcissement juste avant la rupture et d'adoucissement (dilatance) après. Les mesures effectuées sur le matériau analogue utilisé dans ce travail de thèse donnent également deux enveloppes de rupture, l'une caractérisant l'état statique (initiation de la rupture), l'autre l'état dynamique (glissement stable sur la fracture précédemment initiée). Le matériau analogue n'a donc pas un comportement parfaitement coulombien à l'image des roches saines de la croûte terrestre (e.g., *Jaeger et Cook, 1969*). Toutefois, on peut considérer qu'il s'en rapproche si l'on néglige l'effet du durcissement et de l'adoucissement. La seconde enveloppe de rupture est bien contrainte ($R^2 = 0,97$; **figure II.4**) et donne un angle de friction ϕ de $35 \pm 2^\circ$ (coefficient de friction μ de 0,71) et une cohésion C_o de 600 ± 100 Pa. Notons que les mesures ont été réalisées pour une saturation en eau de $20 \pm 1\%$. Celle-ci est représentative de la saturation en eau moyenne du matériau analogue dans les conditions des expériences qui ont été réalisées au cours de ce travail de thèse.

Les quatre matériaux granulaires qui composent le matériau analogue ont des propriétés physiques différentes (granulométrie, forme des grains, densité intrinsèque et apparente, coefficient de friction, cohésion, perméabilité etc...). Cette particularité confère au matériau analogue développé par *Graveleau et co-auteurs* l'avantage de pouvoir modéliser l'érosion de manière relativement réaliste : en simulant les processus d'incision et de versant simultanément. En effet, des expériences portant sur l'érodabilité des différents constituants isolés saturés en eau montrent qu'ils s'érodent avec des styles différents en contexte de relaxation (*Graveleau, 2008 ; Graveleau et al., 2011*), c'est-à-dire dans le cas où l'érosion d'un plateau est initiée par une inclinaison qui reste inchangée ensuite. Ces expériences sont des équivalents analogiques des reliefs naturels soumis à l'érosion et ne subissant plus d'effet de la tectonique. Les processus d'érosion dominants qui y sont observés sont l'incision pour la poudre de silice et les glissements en masse pour les microbilles de verre et la poudre de PVC. Ces processus de surface favorisent la création de figures morphologiques comparables à celles observées dans la nature (bassins versants, réseau de drainage, lignes de crêtes, cônes alluviaux) dans le contexte des avant-pays de chaîne (*Graveleau et Dominguez, 2008*). La vitesse d'érosion de la poudre de silice est plus lente que celle des microbilles de verre, elle-même plus lente que celle de la poudre de PVC. Mais une fois le mélange réalisé, le matériau analogue s'érode plus lentement que la poudre de silice du fait de l'arrangement complexe entre les grains de nature et de forme différentes (cohésion plus forte). Ceci est avantageux si l'on souhaite réaliser des expériences longues.

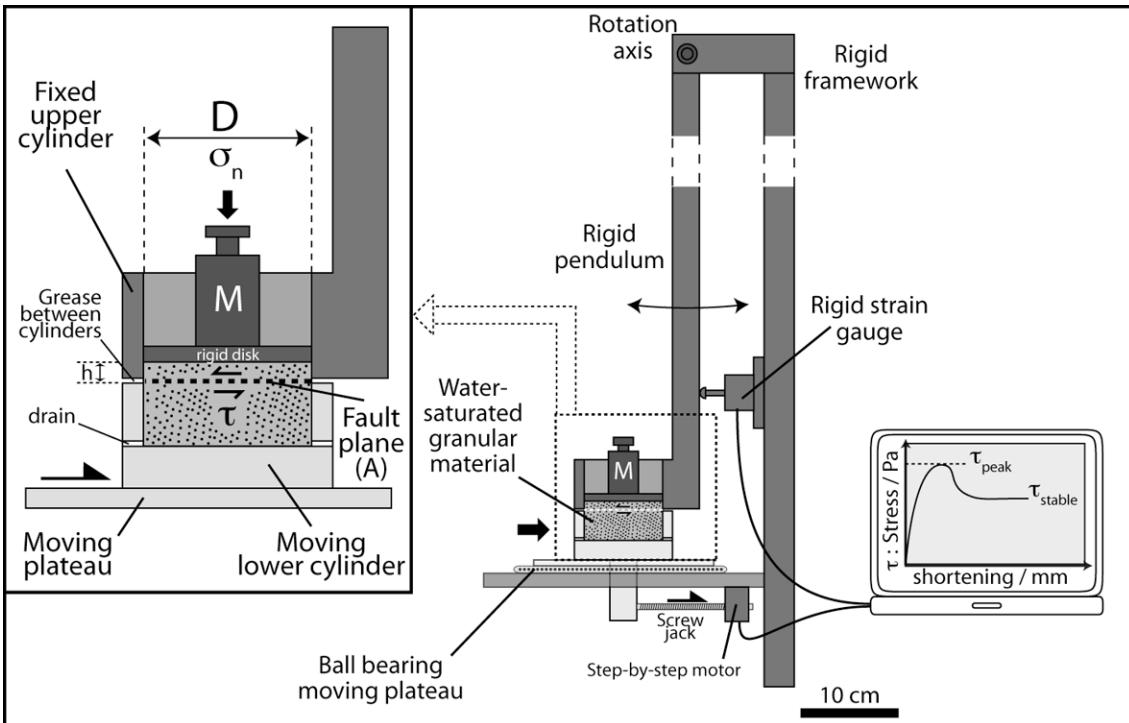


Figure II.3. Schéma de la boîte à cisaillement utilisée pour mesurer les propriétés frictionnelles (coefficients de friction, cohésion) du matériau analogue (d'après Gravellou et al., 2011). Cet appareillage s'inspire de la boîte à cisaillement direct développée par Hubbert (1951). Le matériau granulaire saturé en eau est placé dans les deux cylindres séparés par un espace de 0,1 mm. Le cylindre supérieur est fixé à un pendule rigide qui vient en butée contre un capteur de force. Le cylindre inférieur est déplacé horizontalement vers le capteur de force grâce à un moteur pas à pas. La force enregistrée par le capteur est fonction de la contrainte cisaiillante (contrainte tangentielle τ dans l'équation 19). On peut donc suivre l'évolution de la contrainte tangentielle τ en fonction du raccourcissement imposé. La valeur pic correspond à un état d'initiation de la rupture (bande de cisaillement) dans le matériau alors que la valeur stable correspond à un état dynamique (bande de cisaillement préexistante). Plusieurs essais sont réalisés avec différentes masses M qui déterminent les différentes contraintes normales σ_n imposées. Ceci permet d'obtenir la relation entre la contrainte tangentielle et la contrainte normale (enveloppe de rupture) à partir de laquelle les paramètres frictionnels (coefficients de friction, cohésion) sont déterminés.

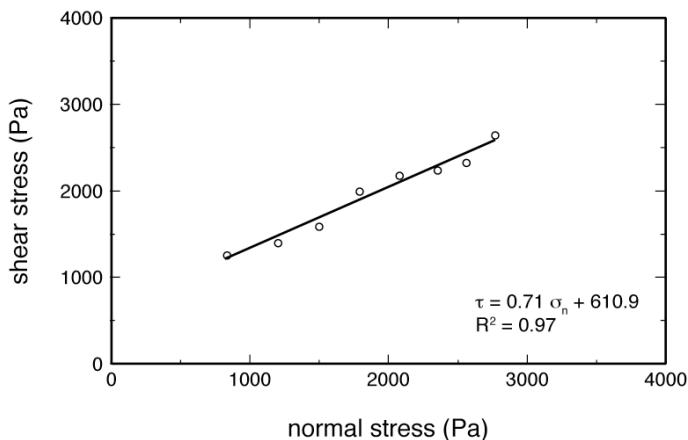


Figure II.4. Enveloppe de rupture du matériau analogue saturé en eau (taux de saturation de ~20%) correspondant à l'état dynamique de la rupture (bande de cisaillement déjà initiée).

Dans le but d'améliorer la capacité du matériau analogue à éroder par les processus de versant, nous l'avons légèrement modifié. Sa composition est similaire à celle utilisée par *Graveleau et co-auteurs* mais la proportion massique de PVC a été augmentée de 5% au détriment de celle de la poudre de silice. Ceci diminue la cohésion du matériau analogue, ce qui permet d'augmenter la capacité de transport des rivières et donc la capacité des versants à être érodés par des processus gravitaires. Par ailleurs, nous avons utilisé une granulométrie plus faible pour les microbilles de verre (médiane $D_{50} = 55 \pm 5 \mu\text{m}$) et la poudre de PVC (médiane $D_{50} = 50 \pm 5 \mu\text{m}$), ce qui se traduit par une diminution de la granulométrie moyenne du matériau analogue ($D_{50} = 80 \pm 5 \mu\text{m}$) et augmente les distances de transport. Les modifications apportées sur le matériau analogue développé par *Graveleau et co-auteurs* conduisent à une augmentation sensible de son érodabilité et nous supposons que les valeurs de perméabilité et de porosité varient très peu. Les propriétés physiques du matériau analogue développé par *Graveleau et co-auteurs*, du matériau analogue obtenu à l'issu des modifications mineures ainsi que des constituants figurent dans le **tableau II.1**. Pour terminer, l'utilisation d'un mélange de plusieurs particules de granulométrie et de densité différentes favorise leur ségrégation pendant le transport, ce qui permet d'obtenir des strates de dépôt dans le bassin sédimentaire.

Pour synthétiser, le matériau analogue utilisé dans nos expériences :

- se déforme de façon cassante en suivant des lois de friction qui se rapprochent fortement du critère Mohr-Coulomb et localise la déformation grâce à des zones de cisaillement granulaire qui sont l'analogie de failles crustales,
- est saturé en eau afin de favoriser un écoulement de l'eau en surface favorisant une érosion superficielle, et afin d'augmenter sa cohésion pour respecter le dimensionnement spatial,
- est érodé par l'intermédiaire de processus de surface tels que le ruissellement (incision) et les processus de versants grâce à l'utilisation de grains aux propriétés physiques (forme, densité, granulométrie etc...) différentes,
- génère des dépôts alluviaux avec des strates grâce à une ségrégation granulaire pendant le transport,

- produit une topographie avec des figures morphologiques similaires à celles observées dans la nature (réseau de drainage, bassins versants, cônes alluviaux, lignes de crête).

Le matériau analogue est mélangé dans une bétonnière avec de l'eau avant d'être disposé sur la table à déformation. Son comportement de rhéofluidification montre une évolution de la viscosité lorsqu'on impose une variation de contrainte rapide sur le matériau. De fait, quand on vibre le matériau, il a tendance à se liquéfier. A l'opposé, quand on laisse le matériau au repos, il se restructure et se solidifie. Ce comportement est dû à un phénomène structurel de désorganisation des grains sous contrainte et de réarrangement des grains au repos. Dans le cadre de nos expériences ainsi que pour les mesures des propriétés frictionnelles (saturation en eau de $20\pm1\%$), le matériau analogue repose suffisamment longtemps pour qu'il se solidifie et que la propriété de fluide non newtonien décrite ci-dessus n'intervienne pas. En effet, nous n'appliquons pas de variations de contraintes rapides pendant les expériences et lors des mesures des propriétés frictionnelles.

Matériau	M (%)	Sphéricité	Rugosité	D_{50} (μm)	ρ_{part} (g.cm^{-3})	ρ_{app} (g.cm^{-3})	ρ_{bulk} (g.cm^{-3})	θ (%)	W (%)	$k (\text{m}^2)$	ϕ ($^\circ$)	C_o (Pa)
GM	40	très forte	lisse	88	2,5	1,57	1,87	36	23	$3,5 \cdot 10^{-12}$	31	0
<i>SilPwd</i>	40	faible	rugueux	43	2,65	1,58	1,90	35	21	10^{-14}	45	1300 ± 300
PVC	18	forte	rugueux	147	1,38	0,64	1,11	46	63	$7,2 \cdot 10^{-12}$	38	0
Graph	2	faible	rugueux	172	2,25	0,96	1,42	35	31	-	-	-
Mat.IV	-	-	-	105	-	1,25	1,61	34	26	$4,9 \cdot 10^{-13}$	40	750 ± 200
GM	40	très forte	lisse	55±5	2,5	1,55	-	-	-	-	-	-
<i>SilPwd</i>	35	faible	rugueux	43	2,65	1,58	1,90	35	21	10^{-14}	45	1300 ± 300
PVC	23	forte	rugueux	50±5	1,38	0,65	-	-	-	-	-	-
Graph	2	faible	rugueux	135±5	2,25	0,92	-	-	-	-	-	-
Mat.IVb	-	-	-	80±5	-	-	-	-	20±1	-	35±2	600±100

Tableau II.1. (partie supérieure) Propriétés physiques du matériau analogue (Mat.IV) développé et utilisé par *Graveleau (2008)*, *Graveleau et Dominguez (2008)* et *Graveleau et al. (2011)*, ainsi que de ses constituants. (partie inférieure) Propriétés physiques du matériau analogue à l'issu des modifications (Mat.IVb) sur les constituants. Il s'agit du matériau analogue utilisé dans ce travail de thèse. Les modifications apparaissent en gras. Les données en italique sont issues de *Graveleau (2008)* et *Graveleau et al. (2011)*. M est le pourcentage massique, D_{50} la valeur médiane de la granulométrie, ρ_{part} la densité intrinsèque des particules, ρ_{app} la densité apparente d'un volume donné des particules, ρ_{bulk} la densité apparente d'un volume de particules saturé en eau, θ la porosité, W la teneur en eau à saturation, k la perméabilité, ϕ et C_o les angles de friction et la cohésion internes qui caractérisent l'état dynamique de la rupture des matériaux saturés en eau.

II.1.2.4. Le problème spécifique du dimensionnement de l'érosion

La modélisation analogique est basée sur la théorie du dimensionnement qui ne peut pas être appliquée expérimentalement pour les processus de surface (*cf* article dans la partie II.3). Pour la similitude géométrique, par exemple, nous ne pouvons pas inclure dans nos modèles des variations de la taille des objets telles qu'observées dans la nature. Sur la Terre, une chaîne de montagne plurikilométrique et un grain de sable millimétrique imposent un changement d'échelle de 10^6 . Un tel changement d'échelle n'est pas reproductible expérimentalement car pour un relief de quelques cm dans nos modèles il faudrait des sédiments de l'ordre de la dizaine de nm. De plus, il faudrait utiliser un agent de transport dont les propriétés physiques soient mises à l'échelle par rapport à l'eau, dans la nature. Or, nous utilisons également de l'eau dans les modèles. D'autre part, dans la nature, les processus de surface se produisent à des vitesses différentes et impliquent une gamme temporelle très large : de quelques secondes pour un éboulement rocheux à l'échelle du Ma pour la mise à l'équilibre d'un réseau de drainage. Cette gamme de temps large ne peut pas être reproduite dans nos expériences compte tenu de leur durée relativement courte (quelques heures). De ce fait, la similitude cinématique (dimensionnement temporel) est imparfaite. Enfin, on peut évaluer la similarité dynamique entre les écoulements se produisant dans nos expériences et dans la nature. Pour ce faire, les nombres adimensionnels qui caractérisent la dynamique des écoulements sont classiquement comparés entre nature et expériences (e.g., *Lague et al.*, 2003 ; *Niemann et Hasbargen*, 2005 ; *Paola et al.*, 2009 ; *Graveleau et al.*, 2011). Ces nombres sans dimension sont décrits dans la mécanique des fluides. Ce sont le nombre de Froude *Fr* et le nombre de Reynolds *Re* (e.g., *Yalin*, 1971 ; *Peakall et al.*, 1996 ; *Niemann et Hasbargen*, 2005 ; *Paola et al.*, 2009). Ils s'expriment comme suit :

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gL}} \quad (21)$$

$$Re = \frac{UL}{\nu} \quad (22)$$

où *U* est la vitesse d'écoulement du fluide [$L \cdot T^{-1}$], *L* une longueur caractéristique [L] qui peut-être, entre autres, la profondeur du fluide qui s'écoule (*Niemann et Hasbargen*, 2005), ν la viscosité cinématique [$L^2 \cdot T^{-1}$] et *g* l'accélération de la pesanteur [$L \cdot T^{-2}$]. Les nombres de Froude calculés dans les modèles expérimentaux et pour les rivières naturelles sont proches :

$0,01 < Fr < 1$ (*Lague et al., 2003 ; Niemann et Hasbargen, 2005 ; Rohais, 2007 ; Malverti et al., 2008* ; *Graveleau et al., 2011*) et $0,03 < Fr < 0,12$ (*Niemann et Hasbargen, 2005* ; *Liu et al., 2008*), respectivement. Ils indiquent tous deux un écoulement sous-critique, c'est-à-dire que les forces gravitaires sont supérieures aux forces d'inertie. Le nombre de Reynolds calculé pour des rivières naturelles est élevé ($10700 < Re < 1200000$, *Niemann et Hasbargen, 2005* ; $Re = 370000 \pm 280000$, *Liu et al., 2008* ; $Re > 10^6$, *Malverti et al., 2008*). Il indique un écoulement turbulent. Par contre, celui calculé dans les modèles expérimentaux est faible ($0,1 < Re < 1000$, *Lague et al., 2003* ; *Niemann et Hasbargen, 2005* ; *Rohais, 2007* ; $0,5 < Re < 100$, *Malverti et al., 2008*). Il indique un écoulement laminaire. *Graveleau et al. (2011)* calculent Re pour leurs modèles expérimentaux dont le matériau est proche de celui utilisé dans ce travail (**tableau II.1**). Ils utilisent la viscosité dynamique μ [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$] de l'eau enrichie en sédiments pour réaliser leur calcul ($\mu = 10^{-6}$ Pa.s). La viscosité cinématique s'obtient en divisant la viscosité dynamique par la masse volumique ρ [$M \cdot L^{-3}$]. Le nombre de Reynolds qu'ils obtiennent est identique à celui calculé par *Malverti et al. (2008)* : $0,5 < Re < 100$. Il est donc classiquement admis que les nombres de Reynolds ne peuvent pas être identiques entre la nature et les modèles expérimentaux. Ceci est dû principalement à l'utilisation de l'eau en tant qu'agent de transport dans les expériences alors qu'il faudrait utiliser un fluide moins visqueux d'après l'équation 22. Cependant, aucun fluide potentiellement utilisable en modélisation expérimentale n'a une viscosité suffisamment faible par rapport à l'eau. La solution restante pour palier à ce problème serait d'augmenter considérablement les vitesses d'écoulement dans les modèles expérimentaux, mais ceci empêcherait d'avoir des nombres de Froude identiques entre la nature et les expériences et cela augmenterait considérablement l'effet des forces d'inertie.

Le dimensionnement de nos modèles expérimentaux, que ce soit en terme de similitude géométrique, de similitude cinématique (dimensionnement temporel) ou de dimensionnement dynamique, est donc imparfait. Cependant, cela concerne uniquement le dimensionnement des processus de surface, le dimensionnement des processus tectoniques étant relativement bien contraint (*cf article dans la partie II.3*). Par ailleurs, cela n'empêche pas le développement de morphologies dans les modèles expérimentaux très semblables à celles observées dans la nature. La raison physique de ces ressemblances est difficile à trouver. Cependant, quelques études récentes permettent d'avoir des éléments de réponse.

Tout d'abord, *Niemann et Hasbargen (2005)* montrent que les rapports relatifs entre les différentes forces dans les expériences est semblable à celle qui contrôle les processus de surface dans la nature : les forces gravitaires sont supérieures aux forces d'inertie elles-mêmes supérieures aux forces visqueuses. Qui plus est, les rivières dans les modèles expérimentaux, qui ont un écoulement laminaire, semblent suivre une dynamique long terme équivalente à celle des rivières naturelles, qui ont pourtant un écoulement turbulent. En effet, les équations sans dimension dérivées des rivières expérimentales sont similaires à celles qui sont dérivées des rivières naturelles (*Malverti et al., 2008*). Ces équations sont représentatives du profil longitudinal long terme des rivières et indiquent une dynamique long terme semblable. Enfin, *Paola et al. (2009)* attribuent la ressemblance morphologique entre les topographies développées dans les expériences et celles observées dans la nature au fait que la majorité des processus de surface sont indépendants de l'échelle spatiale et temporelle. Ceci est en adéquation avec, entre autres, la nature fractale des réseaux de drainage qui montre une similarité géométrique et dynamique entre la petite échelle et la grande échelle. Pourtant, les processus internes se produisant, par exemple, dans un bassin versant simulé à l'échelle réduite sont différents de ceux se produisant dans l'équivalent naturel : les rivières expérimentales sont fluviales et dominées par les coulées de débris tandis que dans les rivières naturelles l'incision est dominante. *Paola et al. (2009)* suggèrent que la géométrie du réseau de drainage, indépendante de l'échelle spatio-temporelle, est insensible à la nature des processus internes responsables de sa formation. Ces études récentes montrent que, outre leur dimensionnement imparfait, les modèles expérimentaux développent des morphologies long terme similaires à celles observées dans la nature du fait d'une dynamique long terme semblable.

Malgré la difficulté majeure qui concerne le dimensionnement imparfait des processus de surface, nous pensons donc pouvoir tirer avantage de la comparaison entre les reliefs développés dans les modèles expérimentaux et ceux observés dans la nature. De même, nous pensons que l'étude de la dynamique des reliefs expérimentaux peut nous renseigner sur la dynamique des reliefs naturels. Pour cela, il faut bien tenter de contraindre le dimensionnement spatio-temporel de nos expériences. Ce dimensionnement a été calibré à la suite des expériences réalisées avec le hanging-wall flexible (*cf article dans la partie II.3*). Le dimensionnement spatial est contraint par la loi de similitude dynamique relativement bien

respectée pour les processus tectoniques. Il ressort que 1 cm dans nos modèles expérimentaux équivaut à 500 m dans la nature. Ce dimensionnement spatial est proche de celui obtenu par *Graveleau et al. (2011)* déterminé de la même manière et appuyé par la comparaison morphométrique entre les figures morphologiques des modèles expérimentaux et leurs équivalents dans la nature. Le dimensionnement temporel n'a pas pu être établi à partir des processus de surface pour les raisons discutées précédemment. Cependant, nous avons pu le calibrer par une approche comparative entre les vitesses d'érosion mesurées dans nos expériences et celles mesurées dans la nature pour des contextes tectoniques semblables, c'est-à-dire pour un relief associé au jeu d'une faille normale mature ($> 1 \text{ Ma}$) et qui permet le développement de facette triangulaires (vitesse de glissement supérieure à 0,1 mm/a, *DePolo et Anderson, 2000*). Le dimensionnement temporel retenu est le suivant : 1 s dans les modèles expérimentaux équivaut à 50-400 ans dans la nature.

II.1.3. Conditions initiales et aux limites

- Pendage du plan de faille

Le pendage du plan de faille a été fixé à 60° pour l'intégralité des expériences. Il se trouve dans la gamme des pendages des failles normales sismogènes observées dans la nature ($30\text{-}70^\circ$; e.g., *Jackson, 1987* ; *Jackson et White, 1989* ; *Collettini et Sibson, 2001*). De plus, il correspond à la valeur de pendage théorique trouvée par *Byerlee (1978)* à partir d'expériences sur le comportement frictionnel des roches sur des plans de faille préexistants et en utilisant le critère de Mohr-Coulomb. Enfin, il se trouve dans la gamme des pendages de failles normales le long desquelles des facettes triangulaires sont observées ($30\text{-}75^\circ$; e.g., *Wallace, 1978* ; *Armijo et al., 1986* ; *Armijo et al., 1996* ; *DePolo et Anderson, 2000* ; *Meyer et al., 2002* ; *Petit et al., 2009a,b*).

- Subsidence du hanging-wall

Comme décrit dans la partie *II.1.1.1*, deux approches différentes ont été appliquées pour la cinématique du hanging-wall. La première consiste en une subsidence uniforme du hanging-wall à l'aide d'une plaque épaisse rigide motorisée. La deuxième simule la

déformation flexurale du hanging-wall grâce à une plaque flexible dont seulement la partie proximale à la faille est motorisée (la partie distale est fixe). Le dimensionnement de la déformation flexurale a été établi à partir d'exemples naturels bien contraints dans la littérature (e.g., *Armijo et al.*, 1996 ; *Biggs et al.*, 2010). Ces exemples montrent que pour des failles d'âge supérieur à 1 Ma, la déformation flexurale dans le hanging-wall se fait avec une longueur de 30 à 40 km et la mise en place de 3,5 à 5 km d'épaisseur de sédiments au niveau de la faille. A ce stade de notre démarche scientifique, nous pensons que le dimensionnement spatial était le suivant : 1 cm dans nos modèles équivaut à 1000 m dans la nature. Nous avons donc imposé une flexure d'une longueur de ~35 cm pour 4-5 cm de déplacement vertical total (seul le hanging-wall est déplacé). Avec le dimensionnement spatial établi à partir de l'analyse dimensionnelle détaillée dans l'article de la partie II.3 (1 cm dans les modèles équivaut à 500 m dans la nature), la flexure d'une longueur de 40 cm pour 8 cm de déplacement vertical total dans les modèles devient l'équivalent d'une flexure de 20 km de long dans la nature pour un déplacement vertical total du hanging-wall de 4 km. La longueur de la flexure est donc sensiblement trop courte par rapport aux exemples utilisés pour la contraindre. Cependant, nous avons choisi de conserver cette géométrie au regard des courtes longueurs d'onde des flexures observées dans les Apennins (blocs basculés) et pour éviter de trop éloigner le niveau de base de la faille, problème que l'on souhaitait éliminer en modifiant la cinématique du hanging-wall. Par ailleurs, aucun apport sédimentaire latéral ne vient enrichir le bassin sédimentaire dans nos expériences, à l'inverse de la nature où les apports latéraux permettent de compenser la dépression créée par la flexure à grande longueur d'onde. La flexure du hanging-wall dans nos expériences peut être considérée comme relativement bien dimensionnée.

- Topographie initiale

Le comportement de rhéofluidification du matériau analogue saturé en eau permet de le manipuler relativement facilement pour créer une géométrie initiale du modèle qui soit reproductible. La plupart des expériences réalisées ont une surface initiale plane avec une pente de 1° du foot-wall vers le hanging-wall, ce qui permet de favoriser l'écoulement de l'eau en surface au début des expériences. Deux tests ont aussi été réalisés avec une topographie aléatoire dès le stade initial pour tenter de reproduire un réseau de drainage

préexistant. Pour les expériences avec subsidence uniforme du hanging-wall rigide, l'eau est évacuée par un exutoire situé au bout du hanging-wall. Pour les expériences avec simulation de la flexure du hanging-wall, l'eau est tout d'abord évacuée par un exutoire situé au bout du hanging-wall, puis elle est évacuée par des exutoires latéraux à un stade plus avancé, quand la subsidence du bassin flexural est suffisamment importante. Ceci permet de reproduire un drainage du bassin sédimentaire parallèle à la faille comme souvent observé dans la nature. La pente de 1° permet de contrôler l'orientation générale du réseau hydrographique, et d'accélérer le séchage de la surface du matériau juste avant les phases d'acquisition des photographies permettant d'acquérir les MNT.

- « *Pluviométrie* »

Dans nos modèles expérimentaux, la « pluviométrie » a été mesurée grâce à un système de bêchers répartis sur la surface arrosée par le champ simulant les précipitations. Chaque bêcher a été pesé pour connaître précisément la quantité d'eau qu'il a reçu en un temps donné. Le taux de précipitations ainsi mesuré est compris entre 26 ± 5 mm/h et 120 ± 5 mm/h. Il dépend du débit mesuré en sortie des buses, qui est compris entre 18 L/h et 83 L/h, et de la surface arrosée (6500 ± 500 cm 2). Les deux premières expériences ont été réalisées avec un taux de précipitations élevé mais nous avons rapidement choisi de le diminuer parallèlement à la vitesse de glissement de la faille afin d'augmenter la durée des expériences. Ceci pourrait favoriser la mise en place du réseau de drainage sur l'intégralité du foot-wall car pour un rejet donné la quantité d'eau qui tombe sur le modèle serait plus importante. Le réglage du taux de précipitations est délicat car il doit être réalisé en fonction de la vitesse de glissement de la faille. En effet, pour une vitesse de glissement rapide, un taux de précipitations trop faible ne permet pas une érosion suffisante pour contrebalancer l'effet de la surrection. Réciproquement, un taux de précipitations trop élevé par rapport à la vitesse de glissement de la faille peut avoir un effet trop destructeur sur la topographie. Par ailleurs, le positionnement des buses est important et doit être reproduit à l'identique si l'on cherche à obtenir des conditions de brumisation similaires.

- Vitesse de glissement de la faille normale

Comme pour le taux de précipitations, la vitesse de glissement de la faille normale était élevée pour les deux premiers modèles expérimentaux réalisés : 46,8 mm/h et 72 mm/h. Ces vitesses rapides empêchent la mise en place du réseau de drainage sur l'intégralité du foot-wall. En effet, le glissement maximal possible sur la faille étant de 10 cm, la durée des deux premières expériences est courte et l'érodabilité du matériau est trop faible ce qui ne favorise pas une dissection rapide du foot-wall. Par la suite, la vitesse de glissement de la faille normale a été diminuée et calibrée en relation avec la pluviométrie. Elle est comprise entre 10,8 mm/h et 32,4 mm/h. La vitesse de glissement de la faille est le principal paramètre qui a été testé avec l'appareillage constitué de la plaque flexible pour simuler la flexure du hanging-wall (article dans la partie II.3).

II.2. Expériences avec subsidence uniforme du hanging-wall

II.2.1. Similitudes et non-similitudes entre morphologies des modèles et morphologies naturelles

Les premières expériences ont été concluantes en terme de développement d'une topographie qui ressemble à celle observée dans la nature. Les figures morphologiques telles que les bassins versants, les rivières, les lignes de crête, les facettes triangulaires et les cônes alluviaux sont bien reproduites (**figure II.5**). La hauteur et la largeur des facettes triangulaires varient entre 0,3 et 2 cm et 1,5 et 10 cm, respectivement. Toutefois, leur surface est souvent de forme concave alors que, dans la nature, elle est souvent convexe. Nous remarquons aussi que leur pente moyenne est plus faible (8° à 20°) que les pentes mesurées dans la nature (10° à 35°). Parfois, la base des facettes triangulaires peut être éloignée de la trace de la faille en surface. Le réseau de drainage est constitué par des rivières perpendiculaires à la faille, comme dans la nature, et des cônes alluviaux se forment à partir de leur exutoire. Les bassins versants sont très allongés. Les vallées sont larges : 2 à 3 cm au niveau de leur exutoire. Leur pente moyenne aux stades finaux des expériences est comprise entre 8° et 12° . Leur profil perpendiculaire est en forme de U, à l'inverse de la nature, où l'incision des rivières en climat interglaciaire est très marquée, donnant parfois des profils perpendiculaires en forme de verre à vin. Cette différence avec la nature est due au comportement d'avulsion des rivières dans les modèles expérimentaux. En effet, l'avulsion haute fréquence ne favorise pas le maintien de la position des rivières pour obtenir une incision marquée. Nous remarquons que la trace de la faille en surface marque bien la transition entre les rivières et les cônes alluviaux. L'espacement entre les drains est régulier comme dans les cas naturels. La sinuosité de la trace de la faille est faible, ce qui est une caractéristique des failles normales naturelles. La ségrégation granulaire due aux différences de densité et de taille des particules se retrouve dans les dépôts. Les particules les plus denses (poudre de silice et microbilles de verre) se déposent sous la forme de couches grisâtres et translucides en alternance avec les particules les moins denses qui sont la poudre de PVC blanche et la poudre de graphite noire (**figures II.5d et II.6c,d**). Les particules les moins denses sont transportées en moyenne plus loin. La sédimentation donne des strates dans les cônes alluviaux mais aussi au front des facettes

triangulaires où une différence concernant la nature des dépôts est observée (**figures II.5d et II.6b**). En effet, la sédimentation au front des facettes est caractérisée par une prédominance des dépôts moins denses et plus fins (poudre de PVC blanche et poudre de graphite noire), caractérisant des zones de dépôt d'énergie plus faible que dans les cônes alluviaux. Pour ces derniers, on remarque que l'avulsion des rivières est visible dans la géométrie des dépôts. Les cônes alluviaux sont très allongés par rapport aux cônes alluviaux naturels. Leur pente moyenne aux stades finaux des expériences est comprise entre 7° et 11° , ce qui correspond à la pente moyenne des rivières en amont. Enfin, la forme des dépôts en coupe perpendiculaire à la faille ne ressemble pas à la géométrie en éventail observée dans la nature en raison de l'absence de flexure dans le hanging-wall.

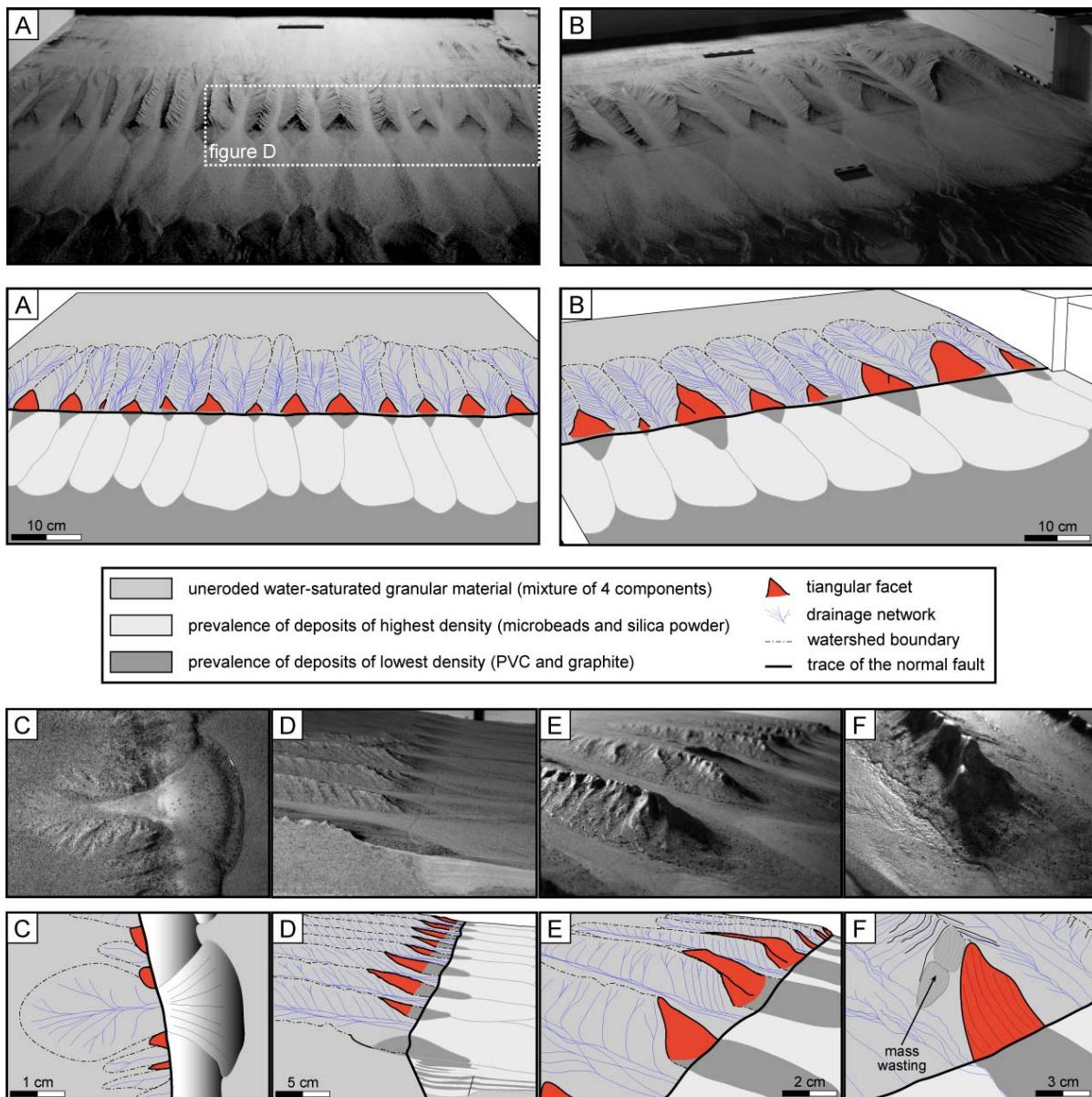


Figure II.5. Photographies et leur interprétation représentant : (A) et (B) le stade final de deux expériences avec rejet final, taux de précipitations et vitesse de glissement de faille différents (expériences 1 et 2 du tableau II.2, respectivement), (C) les premiers stades de développement du relief avec petites facettes trapézoïdales, petits bassins versants et la sédimentation associée, (D) une coupe longitudinale au stade final de l'expérience 1 (figure II.5a), (E) et (F) le relief produit avec l'appareillage simulant la flexure du hanging-wall. Dans le cas (F), la photographie a été prise peu de temps après l'arrêt du système de brumisation, ce qui induit l'incision locale par un réseau de rivières en tresses (sans avulsion). L'échelle spatiale est donnée pour les distances au niveau de la faille sauf pour (D) et (E) où elle indique les distances au premier plan. On remarque le développement de figures morphologiques telles que celles qui sont observées dans la nature : les facettes triangulaires, les bassins versants dont l'axe d'allongement est perpendiculaire à la faille, les cônes alluviaux et les dépôts gravitaires au front des facettes sont bien reproduits. Les tailles et densités différentes des constituants du matériau analogue induisent une ségrégation granulaire pendant le transport : les particules les plus denses (microbilles de verre translucides et poudre de silice grisâtre) se déposent majoritairement dans les zones à forte énergie (les cônes alluviaux) tandis que dans les zones à plus faible énergie la sédimentation des particules moins denses (poudre de PVC blanche et poudre de graphite noire) domine. Les facettes triangulaires modélisées avec la première table à déformation (subsidence uniforme du hanging-wall rigide) ont une pente moyenne relativement faible (8° à 20° , figure II.5d). Celles modélisées avec la seconde configuration de la table à déformation (flexure du hanging-wall imposé) ont une pente moyenne plus importante (8° à 32° , figures II.5e,f).

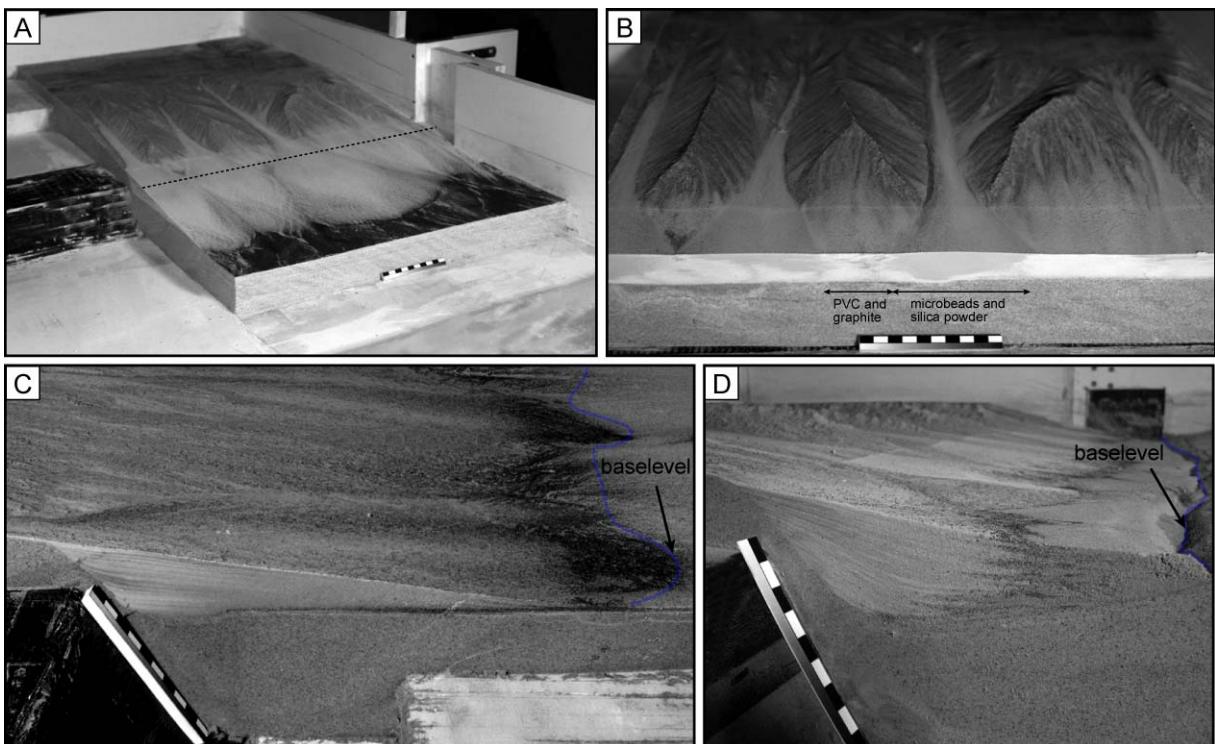


Figure II.6. Photographies de coupes au stade final de modèles expérimentaux. (A) et (B) Expérience 2 du tableau II.2. Le trait en pointillés indique la position de la coupe de la figure II.6b. (C) Expérience 1 du tableau II.2. (D) Expérience avec simulation de la flexure du hanging-wall. L'échelle sur les photographies équivaut à une distance de 10 cm.

Plusieurs raisons pourraient expliquer les non-similitudes observées entre ces modèles et la nature. Par exemple, la différence de pente (forme et valeur) entre les facettes triangulaires développées dans nos modèles et celles observées dans la nature pourrait résulter de conditions aux limites et/ou initiales différentes, ou de réponses érosives différentes, ou d'une combinaison des trois. Nous pouvons cependant identifier une condition aux limites qui influence de manière importante la réponse érosive des modèles : la chute constante du niveau de base du fait de la subsidence continue et uniforme imposée du hanging-wall semble être directement responsable des fortes pentes au niveau des cônes alluviaux et des rivières. En effet, les cônes alluviaux s'allongent continuellement au cours des expériences pour rattraper le niveau de base. La dynamique des rivières en amont et même l'intégralité de la topographie en sont certainement affectées. Cela entraîne également la formation d'un bassin sédimentaire dont la forme n'est pas réaliste (pas de dépôts en éventail). Il nous semble donc difficile de reproduire un état d'équilibre dynamique dans ces conditions où le niveau de base descend indéfiniment jusqu'à l'arrêt de l'expérience. Pour ces raisons, nous avons choisi de modifier l'appareillage constitué ultérieurement par une plaque flexible pour simuler la déformation

flexurale du hanging-wall pendant la subsidence (*cf* partie I.I.I.I). Les résultats majeurs de ces expériences sont présentés dans la partie II.3 sous la forme d'un article publié à *Tectonophysics*. Les facettes triangulaires formées dans ces expériences ont globalement des pentes plus fortes (8° à 32° ; **figure II.5e,f**) que celles issues des modélisations expérimentales précédentes (8° à 20° ; **figure II.5d**). La **figure II.6d** montre la géométrie des dépôts obtenus avec cette modification de la cinématique du hanging-wall. Cette géométrie n'est pas en éventail à cause d'un biseau en compression qui tend à déformer le matériau qui s'y trouve en le déplaçant vers le haut. Enfin, on remarque la proximité du niveau de base par rapport à la faille alors qu'avec la subsidence continue du hanging-wall, le niveau de base s'éloignait et descendait continuellement.

II.2.2. Ajustement des conditions aux limites et initiales

II.2.2.1. Taux de précipitations et vitesse de glissement de la faille

Afin d'ajuster les conditions aux limites comme le taux de précipitations et la vitesse de glissement de la faille, nous avons réalisé plusieurs expériences tests. Trois d'entre elles nous ont permis de mettre en évidence que la topographie observée en fin d'expérience est reliée à la durée de celle-ci d'une part, et au rapport entre le taux de précipitations P et la composante verticale de la vitesse de glissement V_{vert} d'autre part. En effet, pour la première expérience, la durée trop courte (33,3 min; **tableau II.2**) ne favorise pas la mise en place d'un réseau de drainage sur toute la surface du foot-wall (**figure II.7**). En visualisant les films de cette expérience, nous constatons que la croissance du réseau de drainage s'initie depuis la trace de la faille en surface puis se poursuit progressivement en amont par érosion régressive. L'érodabilité du matériau est donc trop faible et ne favorise pas une incision et une érosion régressive rapide qui permettrait une dissection rapide du foot-wall. Ce premier constat montre qu'il est nécessaire de prolonger la durée des expériences avec ce matériau analogue, même avec une pluviométrie relativement importante (**tableau II.2**). Par ailleurs, cette expérience nous montre que la vitesse rapide de glissement de la faille est malgré tout relativement bien contrebalancée par le taux de précipitations, ce qui permet le développement d'une topographie composée de drains et de facettes triangulaires comme nous le souhaitions. Le rapport P/V_{vert} de 1,9 dans cette expérience peut donc être pris comme

une référence pour obtenir ce genre de topographie. Pour la deuxième expérience, nous avons prolongé la durée (80 min ; **tableau II.2**) et augmenté le déplacement cumulé sur la faille (60 mm) pour faciliter la dissection du foot-wall sur une surface plus grande. Pour cela, nous avons diminué la vitesse de glissement ainsi que le taux de pluviométrie relative donnant un rapport P/V_{vert} de 2,22. La topographie obtenue est composée par des drains plus longs que dans la première expérience (**figure II.7**). Cependant, le foot-wall n'est toujours pas entièrement disséqué et il semble nécessaire de prolonger encore la durée des expériences et, peut-être, d'augmenter le rapport P/V_{vert} pour favoriser une dissection plus rapide. Pour cela, la troisième expérience a duré 166,6 min pour un déplacement cumulé sur la faille de 74 mm (**tableau II.2**). Le rapport P/V_{vert} a été de 2,77. La topographie finale est formée de drains plus longs que dans les deux expériences précédentes (**figure II.7**). Cependant, il semble que le taux de précipitations soit trop important par rapport à la vitesse de glissement car le relief est mal préservé. En particulier, les facettes triangulaires sont dégradées et leur pente est très faible (10-12°). Le rapport P/V_{vert} de 2,77 dans cette expérience semble donc être une limite supérieure à ne pas franchir si l'on veut reproduire une topographie pérenne. Pour finir, notons que pour diminuer le taux de précipitations relativement au taux de glissement, nous sommes passés d'une configuration de 16 buses pour l'expérience 1 à 12 buses pour les expériences 2 et 3. Ceci a entraîné un changement dans la manière dont la brumisation s'effectue, ce qui a produit des interfluves plus larges dans les expériences 2 et 3 (**figure II.7**).

	Nombre de buses	Débit total (L/h)	P (mm/h)	V_{vert} (mm/h)	P/V_{vert}	T (min)	T_{10mm} (min)	D (mm)
Expérience 1	16	83±1	119±5	62,5	1,9	33,3	8,325	40
Expérience 2	12	61±1	90±5	40,5	2,22	80	13,33	60
Expérience 3	12	30±1	43±5	15,5	2,77	166,6	22,51	74

Tableau II.2. Paramètres imposés dans les trois expériences visant à ajuster le taux de précipitations P et la composante verticale de la vitesse de glissement de la faille V_{vert} . T est la durée totale de l'expérience, T_{10mm} est la durée pour atteindre un déplacement cumulé de 10 mm sur la faille, D est le déplacement final.

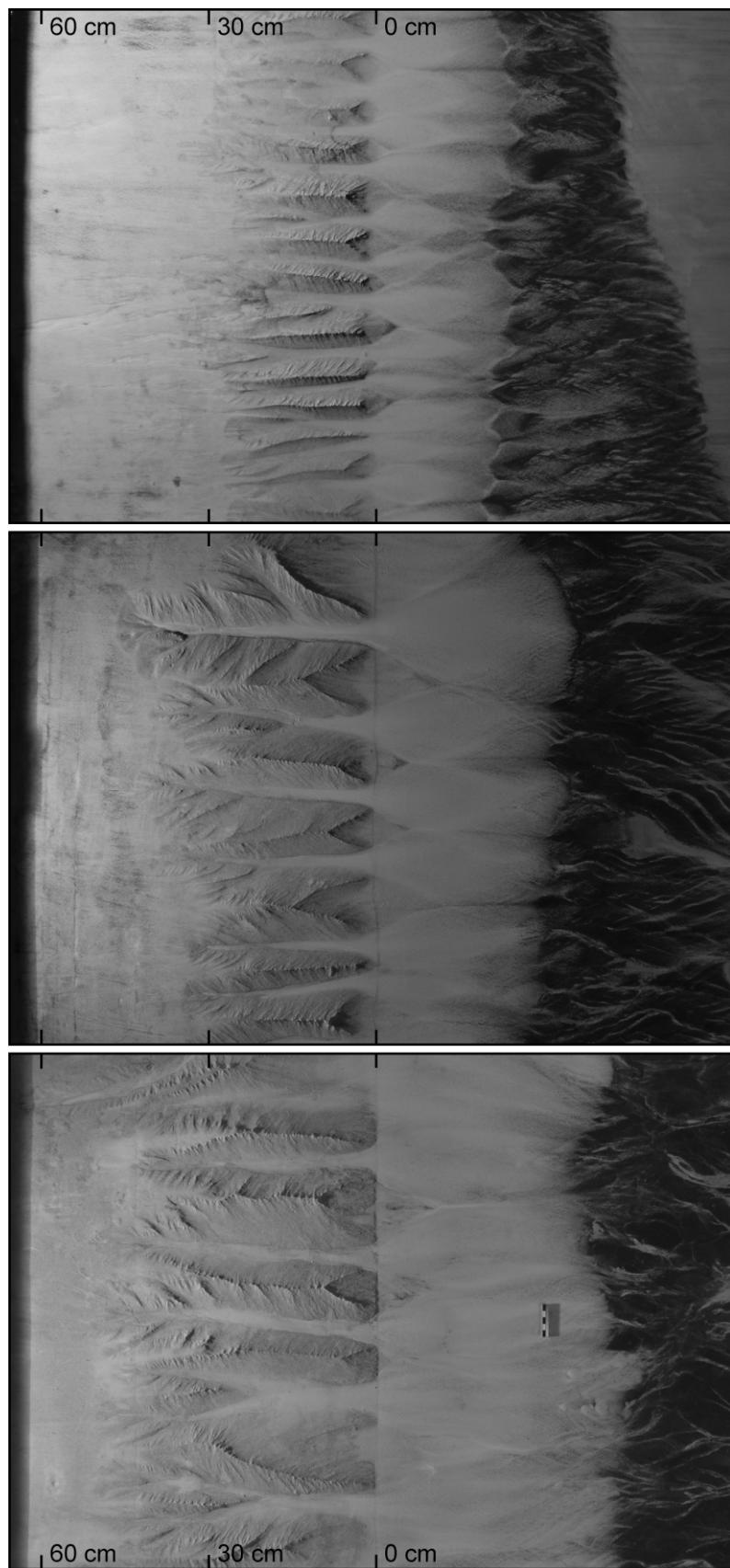


Figure II.7. (du haut vers le bas) Photographies au stade final des expériences 1, 2 et 3 du tableau II.2. Le repère à 0 cm est situé au niveau de la trace de la faille en surface.

II.2.2.2. Topographie initiale : effet d'une topographie préexistante

Pour tenter de résoudre le problème de la lenteur avec laquelle le réseau de drainage se développe sur l'intégralité du foot-wall, nous avons réalisé des expériences avec une topographie préexistante formée par le dépôt de petits tas de matériau analogue. Le but était d'accélérer la chenalisation (**figure II.8**). L'étude des topographies obtenues au stade final et l'analyse des films montrent que la topographie initiale favorise le développement de facettes triangulaires mais elles sont trop larges par rapport à ce qui était souhaité. Ceci est dû au fait que le réseau de drainage est constitué par des drains majeurs peu nombreux (3 à 4) qui ne sont pas parallèles entre eux sur toute leur longueur. Les interfluves sont donc très larges et ne favorisent pas la croissance de facettes triangulaires sur leur pente. L'érosion s'opère par érosion régressive dans les drains majeurs malgré l'existence de la topographie initiale alors que nous attendions une croissance plus rapide du réseau de drainage par rapport aux expériences sans topographie initiale. Pour ces expériences, il semble que la longueur d'onde de la topographie initiale était trop grande, ce qui conduit à des interfluves trop larges. Les facettes triangulaires ne parviennent pas à se développer sur les pentes de ces interfluves qui sont érodés simultanément par du ruissellement et des processus gravitaires. Ceci empêche le développement de drains suffisamment importants en nombre et l'incision se fait majoritairement par les drains principaux durant toute l'expérience.

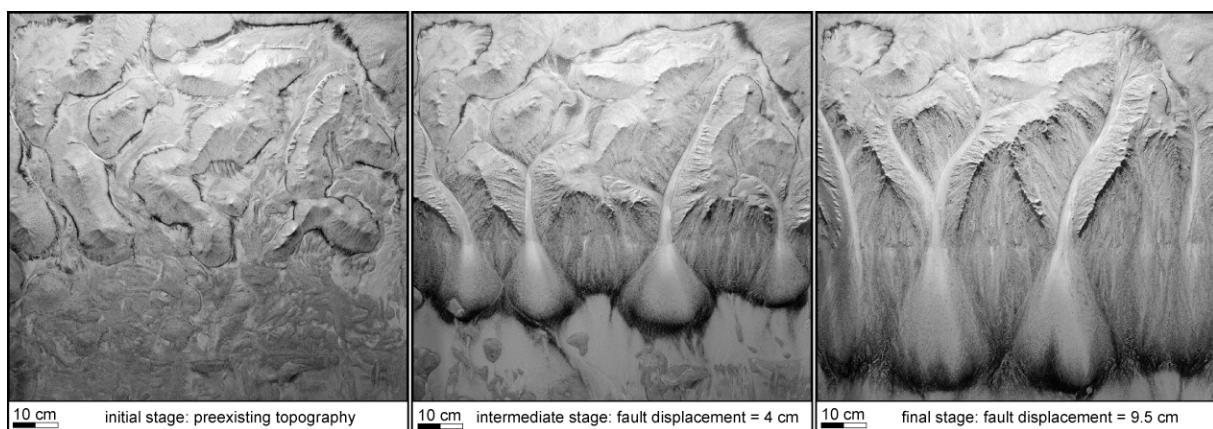


Figure II.8. Photographies d'une expérience avec une topographie initiale. Le réseau de drainage activé par le jeu de la faille normale se développe rapidement en utilisant les vallées préexistantes.

Les résultats obtenus dans ces expériences contrastent avec les observations faites dans la nature, comme dans le cas de la faille de Sweetwater (Montana, Basin and Range), où la topographie associée au jeu récent de la faille se superpose à la topographie préexistante de la région (*Densmore et al., 2009*). Les auteurs montrent que la topographie préexistante joue toujours un rôle dans le cas des failles normales récentes. En effet, les bassins versants préexistants sont dénudés et entrent en ligne de compte dans les processus de surface au niveau du foot-wall. A l'inverse, pour une faille mature comme la faille de Wassuk (Nevada, Basin and Range), les auteurs montrent que la topographie créée par le jeu de la faille remplace la topographie préexistante. Enfin, dans les modèles expérimentaux, nous avons tenté de réaliser une topographie initiale avec une longueur d'onde plus courte mais la propriété de rhéofluidification du matériau analogue nous a empêché d'y parvenir. Par la suite, les expériences ont donc été réalisées avec une surface plane au stade initial.

II.3. Expériences avec déformation flexurale du hanging-wall : effet de la vitesse de glissement de la faille normale sur l'évolution du relief.

Article publié à Tectonophysics : « Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution : Insights from experimental modelling »

L'article, publié en 2011 à *Tectonophysics*, est présenté dans cette partie. Il est consacré à l'étude de l'effet de la vitesse de glissement de la faille sur l'évolution du relief dans le cas d'un foot-wall qui se déforme par flexure. Pour cela, l'évolution morphologique des topographies de trois expériences, réalisées avec des vitesses de glissement différentes, a été analysée. Le taux de précipitations, identique pour l'ensemble des expériences, est plus faible (26 ± 4 mm/h) que dans les tests préliminaires (*cf* partie II.2.2.2). Les vitesses de glissement sont également plus faibles. Leur composante verticale est de 9,9 mm/h, 19,8 mm/h et 39,6 mm/h pour un déplacement final de 91,3 mm, ce qui donne des durées respectives de 480 min, 240 min et 120 min. Les rapports P/V_{vert} qui en découlent sont respectivement de 2,62, 1,31 et 0,66, ce qui donne une gamme de valeurs inférieures à la limite supérieure à ne pas franchir (2,77 ; *cf* partie II.2.2.2) pour éviter de dégrader le relief à cause d'une pluviométrie trop importante. Ces expériences sont donc sensées reproduire une topographie préservée sur le long terme avec des facettes triangulaires et des bassins versants dont l'évolution morphologique a été étudiée.



Figure II.9. Photographie du stade final d'un modèle expérimental présenté dans l'article (après découpe du modèle).



Review Article

Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modelling

V. Strak ^{a,b,*}, S. Dominguez ^c, C. Petit ^d, B. Meyer ^{a,b}, N. Loget ^{a,b}^a UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, IStEP, F-75005, Paris, France^b CNRS, UMR 7193, IStEP, F-75005, Paris, France^c University of Montpellier, UMR 5243, Géosciences Montpellier, UM2, CNRS, F-34095, Montpellier, France^d University of Nice, UMR 6526, GéoAzur, CNRS, F-06230, Villefranche Sur Mer, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 March 2011

Received in revised form 20 September 2011

Accepted 8 October 2011

Available online 15 October 2011

Keywords:

Experimental modelling

Active normal fault

Relief dynamics

Triangular facet

Drainage basin

River-long profile

ABSTRACT

The growth of relief in active tectonic areas is mainly controlled by the interactions between tectonics and surface processes (erosion and sedimentation). The study of long-lived morphologic markers formed by these interactions can help in quantifying the competing effects of tectonics, erosion and sedimentation. In regions experiencing active extension, river-long profiles and faceted spurs (triangular facets) can help in understanding the development of mountainous topography along normal fault scarps. In this study, we developed analogue experiments that simulate the morphologic evolution of a mountain range bounded by a normal fault. This paper focuses on the effect of the fault slip rate on the morphologic evolution of the footwall by performing three analogue experiments with different fault slip rates under a constant rainfall rate. A morphometric analysis of the modelled catchments allows comparing with a natural case (Tunka half-graben, Siberia). After a certain amount of fault slip, the modelled footwall topographies of our models reaches a dynamic equilibrium (i.e., erosion balances tectonic uplift relative to the base level) close to the fault, whereas the topography farther from the fault is still being dissected due to regressive erosion. We show that the rates of vertical erosion in the area where dynamic equilibrium is reached and the rate of regressive erosion are linearly correlated with the fault throw rate. Facet morphology seems to depend on the fault slip rate except for the fastest experiment where faceted spurs are degraded due to mass wasting. A stream-power law is computed for the area wherein rivers reach a topographic equilibrium. We show that the erosional capacity of the system depends on the fault slip rate. Finally, our results demonstrate the possibility of preserving convex river-long profiles on the long-term under steady external (tectonic uplift and rainfall) conditions.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

Contents

1. Introduction	2
2. Methodology	3
2.1. Experimental set-up and boundary conditions	3
2.2. Analogue material	3
2.3. Scaling of experiments	3
2.4. Experimental dataset	5
3. Results	7
3.1. Evolution of morphology	7
3.2. Quantitative analysis	7
3.2.1. Measurements	7
3.2.2. Drainage basin morphometric analysis	7
3.2.3. Faceted spurs morphometric evolution	9
3.2.4. Effect of fault slip rate on erosion	10
3.2.5. Link between local slope, drainage area, erosion rate and fault slip rate	11

* Corresponding author. Tel.: +33 1 44 27 52 56.

E-mail address: vincent.strak@upmc.fr (V. Strak).

4. Discussion	11
4.1. Couplings between slip rate and erosion rates	11
4.2. The preservation of long-term convex river-long profiles	11
4.3. Faceted spurs morphology	14
4.4. Analogies and limitations of the modelling	16
5. Conclusion	17
Acknowledgements	17
Appendix A. Supplementary data	17
References	17

1. Introduction

In tectonically active settings, interactions between crustal deformation and surface processes related to climate control the growth of relief in space and time (e.g., Beaumont et al., 1992; Burbank and Anderson, 2001; Pelletier et al., 2010; Willett, 1999). As shown by several studies (e.g., Avouac and Burov, 1996; Hack, 1960; Roe et al., 2006), after a transitional phase of relief maturation, tectonic uplift and erosion tend to balance each other and relief morphology reaches a topographic equilibrium. Despite the destructive effect of erosion, some morphological markers, such as uplifted erosional or alluvial surfaces, are preserved and reflect the competing effects of erosion and tectonics (e.g., Avouac, 2003; Roe et al., 2006). However, most of these markers record the deformation over a few hundreds of ka that does not allow assessing the long-term relief evolution (several Ma). The analysis of long-lived topographic markers is therefore needed to provide quantitative data to better constrain the competition between tectonics and erosion on the long-term. Amongst these markers, faceted spurs (or triangular facets) are frequently observed along active faults and are typically associated with normal fault scarps (e.g., Birot, 1958; Burbank and Anderson, 2001; Cotton, 1950; Davis, 1903). More rarely, they can form also along active fold limbs where they are associated with fold

scarp formation (e.g., Hubert-Ferrari et al., 2007). In extensional contexts, faceted spurs develop in response to progressive subsidence of the hanging-wall and uplift of the footwall coeval with incision by fault-perpendicular drains (Fig. 1). Their shape seems controlled by the progressive exhumation of the fault plane which is then submitted to surface erosion processes (e.g., Petit et al., 2009a; Wallace, 1978). Triangular facets are observed all over the world throughout various lithologies, climates and fault slip rates like in the Basin and Range (e.g., Davis, 1903; Densmore et al., 2004; Depolo and Anderson, 2000; Ellis et al., 1999; Hamblin, 1976; Wallace, 1978; Zuchiewicz and McCalpin, 2000), in the Baikal rift (e.g., Petit et al., 2009b; San'kov et al., 2000), in the Aegean region (e.g., Armijo et al., 1991, 1996; Ganis et al., 2005; Meyer et al., 2002), in Tibet (e.g., Armijo et al., 1986; Mahéo et al., 2007), in New-Caledonia (e.g., Lagabrielle and Chauvet, 2008) and in the Pyrenees (e.g., Carozza and Baize, 2004). Exceptions arise in very dry areas, like the Afars, or for very low throw rates (e.g., DePolo and Anderson, 2000) where faceted spurs do not develop or are not preserved. River-long profiles are other interesting markers of active fault dynamics. Many studies have shown that in the case of a transient tectonic or eustatic stage, river-long profiles evolve from a concave shape to a convex one with a more or less pronounced knickpoint (e.g., Cowie et al., 2006; Harkins et al., 2007; Loget et al., 2006; Valla

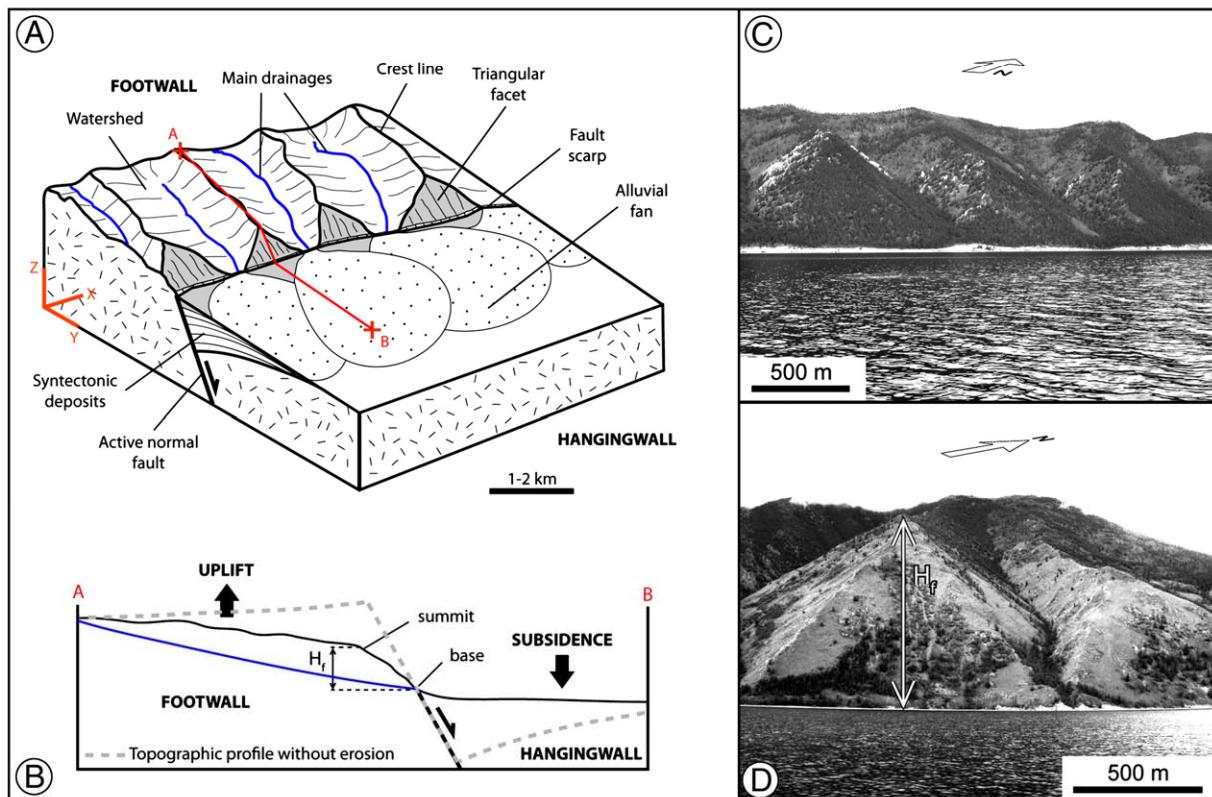


Fig. 1. (A) Synthetic block diagram showing typical morphologic and structural features associated with a normal fault. (B) Corresponding cross section. H_f is the triangular facet height. The dashed grey line is the theoretical profile without erosion (i.e., the profile of the cumulated co-seismic and inter-seismic deformations). (C) and (D) Photographs of faceted spurs along normal faults bounding Lake Baikal (Pictures by C. Petit, approximate geographical location: 51°57.54'N 105°15.50'E (top) and 53°23.30' N 107°22.45'E (bottom)).

et al., 2010; Whittaker et al., 2008). The evolution of river-long profiles is often investigated by the analysis and the correlation of fluvial terrace levels (e.g., Merritts et al., 1994). However, their poor preservation over more than hundred of ka makes difficult to study the long-term relief.

Understanding how the morphological markers form, evolve, and record deformation may nonetheless help in constraining active deformation kinematics and climate variability (e.g., Burchfiel et al., 1999; Montgomery et al., 2001). In this perspective, numerical or experimental approaches can be useful to study the evolution of the morphology. For example, considering numerical models using common incision laws, Petit et al. (2009a,b) demonstrate that, for a given rainfall, linear relationships can be established to link facet slope, facet height and fault throw rate. However, the stream power law (e.g., Howard et al., 1994; Whipple and Tucker, 1999) used in these models to generate river incision is more adapted to large-scale reliefs than to small-scale active tectonic settings where other processes like landslides, debris flow or hillslope processes contribute to the evolution of the relief (Densmore et al., 1998).

Complementary insights on how active tectonics and erosion laws interact can be also provided experimentally. In analogue models, erosion, transport and sedimentation processes are triggered by spraying water micro-droplets on a specific water-saturated analogue granular material. This approach has been extensively used to study the interactions between tectonics, erosion and sedimentation (e.g., Babault et al., 2005; Bonnet, 2009; Bonnet and Crave, 2003, 2006; Graveleau and Dominguez, 2008; Hasbargen and Paola, 2000; Lague et al., 2003; Niemann and Hasbargen, 2005; Paola et al., 2009; Pelletier, 2003 for a thorough review). In most studies, tectonics was simulated by an overall constant uplift rate equivalent to long wavelength regional uplift or base level subsidence. Graveleau and Dominguez (2008) introduced more realistic deformation mechanisms allowing for thrust fault formation to study the evolution of active foreland morphology, hence allowing differential uplift and deformation propagation.

In this paper, we present the results of explorative experimental modelling, based on the experimental protocol of Graveleau and Dominguez (2008) applied to the study of active normal faults. Our objectives are to document quantitatively the morphometric evolution of a normal fault escarpment and investigate, for a given rainfall rate, the impact of different fault slip rates on the morphologic evolution of the models as well as on the couplings between erosion and tectonics.

2. Methodology

2.1. Experimental set-up and boundary conditions

The experimental set-up is adapted from Graveleau and Dominguez (2008). It is composed of a deformation device, a rainfall system and a laser interferometer used to monitor the topography of the model through time (Fig. 2). The deformation device is composed of two plates (total size 130 × 100 cm) representing the footwall and the hanging-wall of a normal fault (size 100 × 60 cm and 100 × 70 cm, respectively). The footwall (upper plate) is maintained fixed while the hanging-wall (lower plate) can move along a predetermined normal fault plane that separates the two plates. Due to technical constraints, the maximum fault slip is limited to 10 cm. This simple configuration has been tested and improved to better simulate the hanging-wall subsidence and river base level drop. Consequently, we adapt on the mobile plate a flexural tray to simulate the downward tectonic flexure of the hanging-wall (e.g., Armijo et al., 1986; Fig. 2). In terms of boundary conditions, this configuration is more realistic than a simple horizontal plate subsiding uniformly but requires an additional scaling to constrain the flexural deformation of the hanging-wall basement through time (buckling/bending and wavelength, see Section 2.3.). The boundary that separates the two plates dips at 60° and controls the dip of the fault plane where propagating throughout the analogue material towards the surface. The slip rate and azimuth of slip are controlled using two computerised stepping motors linked to perpendicular linear

guideways ensuring an accurate control on the fault kinematics. In this paper, we simulate a continuous dip slip normal fault displacement. The rainfall system is made up of 4 sprinklers that diffuse water micro-droplets homogeneously (26 ± 4 mm/h) over the footwall and the hanging-wall plate (the subsidizing basin). The data acquisition system is composed of a laser interferometer coupled to CCD cameras to measure the topography of the model and to record morphology evolution. The laser interferometer provides Digital Elevation Models (DEMs) at different key stages of the experiment with a spatial resolution of 0.5 mm and a precision better than 1 mm rms. During data acquisition (about 15 min), tectonics and rainfall are stopped.

2.2. Analogue material

The analogue material used in our experiments to model natural rocks is directly derived from the wet granular mixture used by Graveleau and Dominguez (2008) and Graveleau et al. (2011) to model tectonic-erosion coupling in an active foreland. However, to improve the modelled morphology and especially to enhance hillslope diffusion versus river incision, slight modifications in material composition were made (Table 1), resulting in slight modifications of its physical parameters. The new analogue material is made of glass microbeads (40%), silica powder (35%), plastic (PVC) powder (23%) and graphite powder (2%). The use of a PVC powder with a smaller grain size decreases the bulk granulometry of the mixture and increases the distances for transport of river sediments. The increase of the proportion of the PVC powder and the decrease of that of the silica powder allow decreasing the cohesion of the material in order to better simulate the behaviour of rivers at small scale. Indeed, a decrease in material cohesion yields an increase in the transport capacity of rivers, in turn related to an increase of hillslope processes. The physical parameters of this new granular mixture were measured using dedicated devices available at Geosciences Montpellier laboratory. Amongst those, we used a modified Hubbert-type direct shear apparatus (Graveleau et al., 2011; see their Fig. 5) to measure internal friction and cohesion of dry and wet granular materials. Measurements were made using a water saturation of $20 \pm 1\%$ which is the average water saturation of the analogue material under the experimental conditions. Internal friction coefficient, cohesion, density and median grain size of the analogue material are respectively: $\phi = 35 \pm 2^\circ$, $C = 600 \pm 100$ Pa, $d = 1.6 \pm 0.1$ g/cm³, $D_{50} = 80 \pm 5$ µm. Erodability properties of the analogue material are close to those of the mixture used by Graveleau and Dominguez (2008), despite a slight increase of the erodability due to the slight decrease in cohesion, as previously discussed.

2.3. Scaling of experiments

Previous works have shown that a reasonable scaling can be achieved considering several proportionality ratios between model and nature parameters (e.g., Cobbold and Jackson, 1992; Davy and Cobbold, 1991; Horsfield, 1977; Hubbert, 1937, 1951; Richard, 1991; Shemenda, 1983). Accordingly, an analogue model is properly scaled if it respects geometric, kinematic and dynamic similarity criteria. Since inertial forces can be neglected in nature and in our experiments, and considering that natural rocks and granular analogue materials deform according to the Mohr-Coulomb failure criterion, the similarity criteria to be considered are:

$$L^* = L_m/L_n \text{ for the geometric criterion} \quad (1)$$

$$S^* = C^* = d^* \cdot g^* \cdot L^* \text{ for the dynamic criterion.} \quad (2)$$

L^* , S^* , C^* , d^* , and g^* are model to nature ratios for length, stress, cohesion, density and gravity respectively. L_m and L_n are characteristic lengths in models and in nature, respectively. For natural rocks, internal friction and cohesion values range between 20–40° and 5–180 MPa, respectively (Byerlee, 1978; Lama and Vutukuri, 1978). Note that

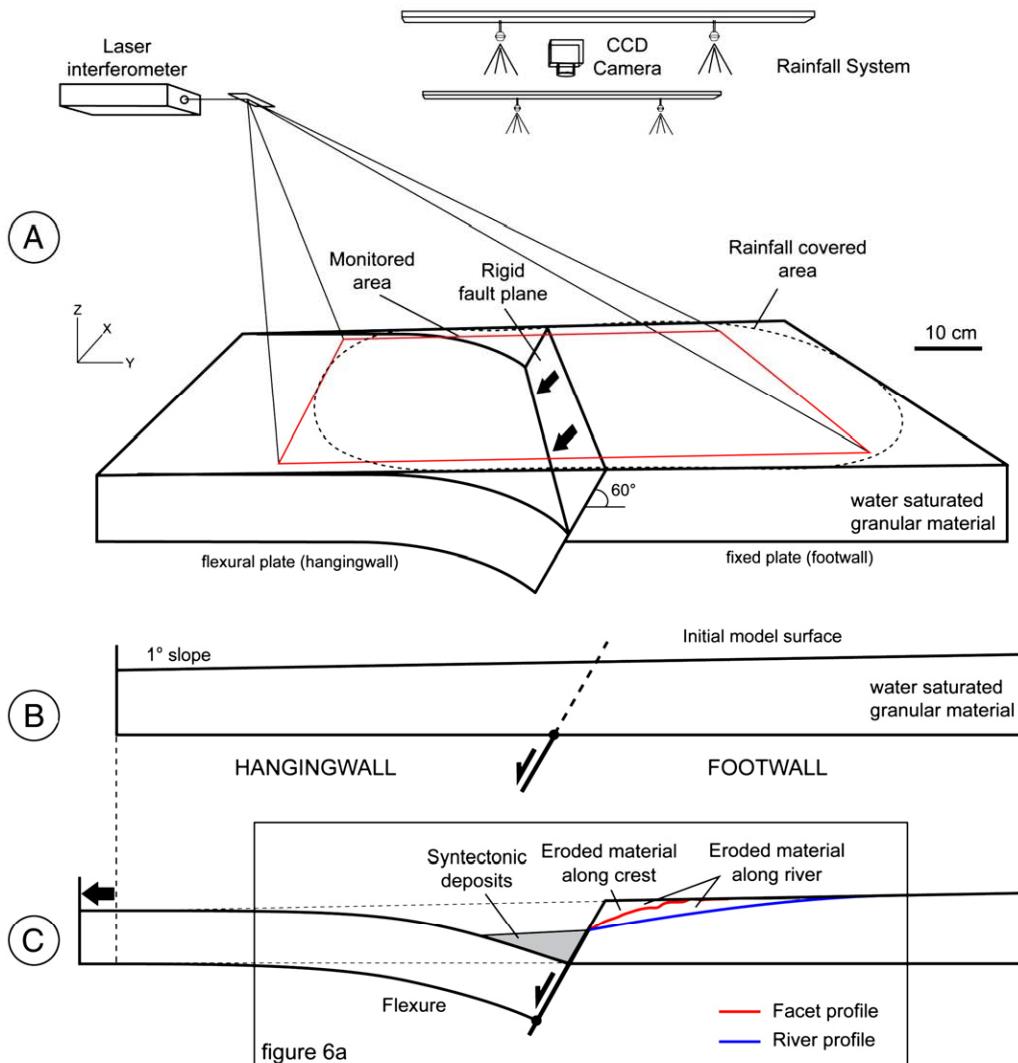


Fig. 2. (A) Experimental set-up constituted by a deformation device, a rainfall system and CCD cameras coupled with a laser interferometer used to monitor model topography. (B) Schematic cross-sections of the model at initial and (C) final stages with typical fault-perpendicular profiles along crests and rivers (red and blue lines, respectively).

Table 1

Physical properties of the granular elements forming the analogue material made of a water-saturated paste of glass microbeads, silica powder and plastic powder.

Component	Texture	Granulometry (μm)	Intrinsic density (g/cm^3)	Apparent density (g/cm^3)	Mass percentage
Glass microbeads		40–70	2.5	1.55	40%
Silica powder		1–200	2.65	1.58	35%
Plastic powder		D50 = 50	1.38	0.65	23%
Graphite powder		90–180	2.25	0.92	2%

according to the scaling theory, the internal friction coefficient of the analogue material should be equivalent to those of natural rock. Considering the physical and mechanical properties of the analogue material (see Section 2.2), a mean natural rock density of $\sim 2500 \text{ kg/m}^3$, a mean natural rock cohesion of $\sim 40 \text{ MPa}$ and using Eqs. (1) and (2), we estimate a mean length ratio of $L^* = 2.10^{-5}$, so 1 cm in the model represents 500 m in nature. This ratio is close to the value estimated by Gravéleau et al. (2011) but should be nonetheless used with caution considering the limits of the scaling theory and the uncertainties on natural rocks and analogue material physical parameters. However, we consider that the scaling method described above allows for a first order estimation of the model to nature spatial ratio good enough to extrapolate experimental quantitative results to nature.

As mentioned by Paola et al. (2009), a fully dynamical scaling in morphodynamic experiments is elusive. According to the dynamic criterion, the fluid used in the experiments (i.e., water) has a too high kinematic viscosity to be compatible with the Reynolds dimensionless variable. Indeed, Reynolds number measured in natural rivers is high ($\text{Re} > 10^6$; Malverti et al., 2008), indicating that turbulent behaviour is dominant whereas it is low in analogue models ($\text{Re} < 500$; Gravéleau et al., 2011), indicating a laminar behaviour. However, the other dimensionless variable, the Froude number, is not affected by this discrepancy and appears to be equivalent in nature and in analogue models (from 0.2 to 0.6 and from 0.01 to 1, respectively). This indicates that the ratio between gravitational forces and viscous and inertial forces is respected (e.g., Niemann and Hasbargen, 2005). As noticed by Malverti et al. (2008), laminar and turbulent flows in analogue experiments give river-long profiles that are governed by identical dimensionless equations and therefore follow the same dynamics. Thus, we consider that the long-term dynamics/behaviour of natural rivers is well simulated in our analogue experiments.

Evaluating time scaling is a difficult task because the morphotectonic processes (e.g., fault slip, fluvial incision, sediment transport and hillslope processes) that shape natural and modelled topographies occur over several orders of velocities. This feature complicates the determination of dimensioning equations compatible with all these processes. Achievable time scaling requires also to neglect inertial forces, which would not be possible if we aimed at reproducing the short-term behaviour of natural fluid flows. In our experiments, fluid flows locally produce small accelerations which can be neglected because their impact on the topography is weak. Moreover, considering the large time span of landscape evolution which we seek at reproducing and the spatial scaling of our models, we can assume that water and eroded sediments in nature are routed down at an almost constant velocity in a laminar flow. Therefore, accelerations are small enough to neglect inertial forces. Finally, model rheology cannot help constraining the time scaling because the mechanical properties of the analogue material (Mohr–Coulomb mechanical behaviour) can be considered as time-independent under our experimental protocol.

Based on these considerations, we propose a simplified solution where time scaling can be reasonably estimated by comparing long-term erosion rates in the models and in nature. To achieve this goal, we use two similarity criteria that include time and velocity (e.g., Hubbert, 1937):

$$T^* = T_m/T_n \text{ for the kinematic criterion} \quad (3)$$

$$V^* = V_m/V_n = \frac{T_m/T_n}{L_m/L_n} = L^*/T^* \text{ for the similarity of velocities.} \quad (4)$$

T^* and V^* are model to nature ratios for time and velocity, respectively. T_m and T_n are characteristic times in models and in nature, respectively. V_m and V_n are velocities in models and in nature, respectively. In our experiments, we measure catchment-averaged denudation rates ranging from 1.4 to $5.4 \pm 0.5 \text{ mm/h}$. In nature, catchment-averaged denudation rates on normal fault footwalls have been determined for the Weber and the Salt Lake City segments of the Wasatch fault (e.g., Stock et al., 2009) using cosmogenic radioisotope analysis. Stock et al. (2009) found a mean long-term denudation rate for all catchments of about 0.2 mm/yr, consistent with those obtained by Densmore et al. (2009) in a similar study in the Basin and Range and by Cowie et al. (2006) which use a numerical modelling approach scaled from an Apennine natural case. They are also in the same order than the long-term hillslope erosion rate found by Tucker et al. (2011) on facet slopes of the Magnolia fault (Apennines). We use then the mean denudation rates for the Wasatch fault of 0.2 mm/yr to compare with our experiments. Considering the length scaling calculated previously (see Section 2.2) and using Eq. (4), we estimate that 1 s in the model is equivalent to 65 to 375 years in nature. Keeping in mind the difficulty of a fully dynamical scaling, we arbitrarily assume that 1 s equals 200 years. Thus, the topography of the experiments would approximate natural long-term landscapes ranging between 1.5 Myr and 6 Myr well within the known ages of mature normal fault systems. Finally, to constrain the geometry and the kinematics of the hanging-wall flexure, we used both available numerical models and natural examples (e.g., King et al., 1988; Stein et al., 1988) and the well-documented geometry of the flexure of the Xylokastro fault in the Corinth Rift (see Fig. 23 in Armijo et al., 1996).

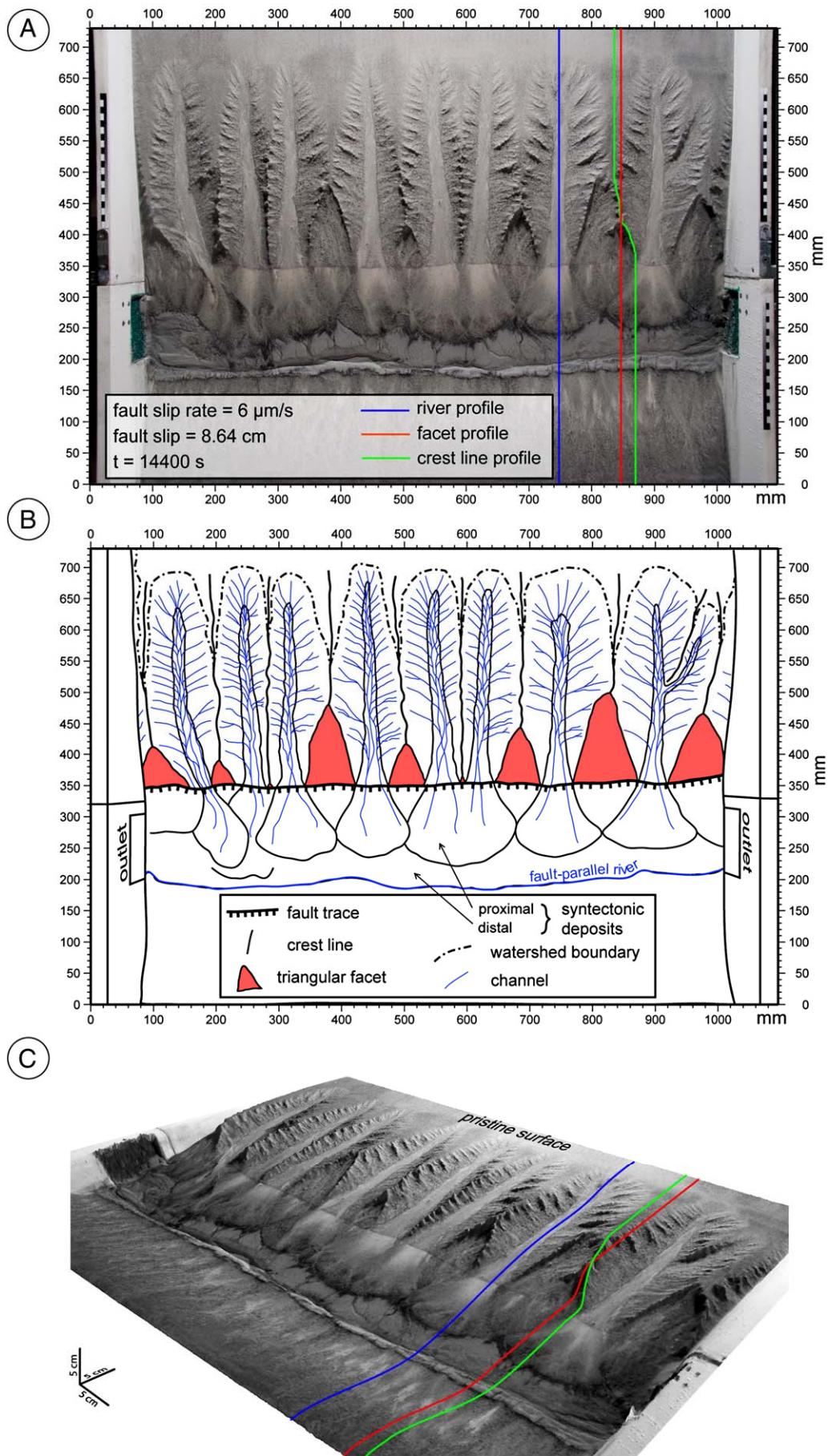
2.4. Experimental dataset

We performed three experiments with fault slip rates of 3, 6 and $12 \mu\text{m/s}$ (comparable to about 0.75, 1.5 and 3 mm/yr in nature according to model scaling) and a constant rainfall rate of $26 \pm 4 \text{ mm/h}$ (in the lower range of rainfall rates used by Babault et al., 2005; Bonnet and Crave, 2003, 2006; Gravéleau and Dominguez, 2008; Lague et al., 2003; Niemann and Hasbargen, 2005). 8 DEMs were computed for the 3 and $6 \mu\text{m/s}$ experiments and 4 for the $12 \mu\text{m/s}$ experiment. A DEM of the initial 1° tilted flat surface is also acquired before onset of each experiment. The DEMs were acquired at similar values of fault slip (fault displacement) to facilitate comparisons between the three experiments (Table 2). For each experiment we first describe qualitatively the morphological evolution of the topography, focusing on the growth of the drainage network and faceted spurs. Second, we present a quantitative analysis of the DEMs to extract morphometric characteristics and quantities (slope and height of facets, local river slopes, drainage areas, amount of eroded material). We also attempt to evaluate the effects of incision and diffusion processes by quantifying the amount of eroded material along rivers and crests. For that purpose, instantaneous and finite erosion rates were approximated as the difference in the amount of erosion between two successive DEMs and between the initial and the final DEMs, divided by the corresponding time span, respectively.

Table 2

Time and fault slips for successive DEMs of three experiments achieved with fault slip rates of 3.17 , 6.34 and $12.68 \mu\text{m/s}$. To simplify the presentation of the results in the text and in the figures, we call these experiments the $3 \mu\text{m/s}$, the $6 \mu\text{m/s}$ and the $12 \mu\text{m/s}$ experiment.

Fault slip rate ($\mu\text{m/s}$)	Time (in s) and fault slip (in mm) since the initial stage for successive DEMs									
	DEM 1	DEM 2	DEM 3	DEM 4	DEM 5	DEM 6	DEM 7	DEM 8		
3.17	3600	11.4	7200	22.8	10,800	34.2	14,400	45.6	18,000	57.1
6.34	1800	11.4	3600	22.8	5400	34.2	7200	45.6	9000	57.1
12.68	1800	22.8	3600	45.6	5400	68.5	7200	91.3		



3. Results

The modelled landscapes succeed in developing the main morphological features commonly observed along normal fault scarps: faceted spurs, drainage basins and alluvial fans (Fig. 3). To evaluate the degree of morphological similarities between our models and natural landscapes, we first analysed qualitatively relief evolution, then, we determined quantitatively the geometric relationships that characterise the different morphological features.

3.1. Evolution of morphology

The three models share the same general morphological evolution. The hydrographic network first develops along the fault trace as dense fault-perpendicular gullies. This incipient drainage network rapidly connects to a main fault-parallel drainage running on the subsiding hanging-wall (Figs. 3 and 4). The position of the fault-parallel drainage is controlled by the subsidence of the material overlying the flexural tray and by the position of the lateral outlets of the model. This defines the local river base level which controls footwall river incision during the experiment. On the footwall, regressive erosion associated to river incision digs fault-perpendicular valleys separated by intervening parallel topographic ridges. Close to the fault trace, each crest line splits into two oblique crests (i.e., the facet edges) trending a few tens of degrees (20° on average) apart from the main crest line direction. They delimit a triangular facet which geometry evolves during the experiment. The surface of the triangular facets is progressively carved by hillslope processes inducing a rapid erosion of the exhumed fault plane. Consequently, triangular facets in our models do not display a typical convex shape but rather a concave one. Despite significant erosion of the facets, their edges are sufficiently preserved during the experiments so the evolution of faceted spur geometries can be tracked. The dissection of the initial flat topography spreads progressively upstream while alluvial fans develop downstream in response to flexural subsidence (Figs. 3 and 4). The topography evolves from small and narrow catchments localised atop the fault scarp to wider catchments propagating upstream on the initial flat surface (Fig. 4). At the beginning of the experiments, small trapezoidal facets grow in response to incision occurring in small catchments. At the same time, sorted particles are deposited in growing alluvial fans downstream the fault. The small drainage basins progressively merge in response to regressive erosion, inducing a decrease in the number of facets, fault-perpendicular crest lines and catchments. In the next stage, once a stable number of facets and catchments is reached (typically 6 to 8), the evolution of the morphology is dominated by the elongation of the fault-perpendicular drains and the subsequent incision of the upstream relief which becomes more dissected. The alluvial fans prograde on the hanging-wall inducing the migration of the fault-parallel river and defining the local base level away from the fault trace.

Comparing the final stages of the three experiments, several morphological differences can be evidenced (Fig. 5). First, for the $3 \mu\text{m/s}$ experiment, the length of the main drains is significantly longer because regressive erosion has more time to propagate upfault when the fault slip rate is slow. Mean values of headward erosion rates are 0.012 , 0.022 and 0.04 mm/s for the slowest to the fastest experiment. Thus, the higher the fault slip rate, the faster the headward erosion rate. This first-order difference indicates that tectonic and erosion rates are closely coupled because the ratio between this migration retreat rate and the throw rate is constant (4 ± 0.25) whatever the slip rate. Second, the relief along the fault scarp is less well preserved for the fastest experiment. For this experiment, the

drainage network is not sufficiently developed to provide enough sediment required to fill the hanging-wall basin, and then to maintain reasonable slopes in the footwall. Consequently, mass wasting is enhanced at the scarp front preventing a good preservation of faceted spurs. Third and by contrast, the relief displays smaller details for the slowest experiment because for a given fault slip, the amount of rainfall is more important. Finally, the regional slope (i.e., the model long wavelength topographic gradient) is higher when the fault slip rate is faster.

3.2. Quantitative analysis

3.2.1. Measurements

For each experiment, fault-perpendicular topographic profiles were extracted from the DEMs and compared to erosionless theoretical topographic profiles (Fig. 6). We analysed topographic profiles running either along river beds, along facet edges or cutting the facets in the middle to extract facet heights (H_f), averaged facet slopes (S_f) and local river slopes (S_r) (Figs. 3C and 6). We also plotted fault-parallel topographic profiles at several distances from the fault to quantify the amount of eroded material along rivers (HR_r) and crests (HR_c). We also extracted the upstream drainage area (A), the upstream length (L) and the local slope along the main channels (S_r). We first studied footwall topographic evolution throughout different morphological characteristics (i.e., hypsometry, river-long profiles, slope-area relationship, morphometric characteristics of faceted spurs). Second, we investigated how normal fault slip influences the rates of erosion in the footwall for the three experiments performed with different fault slip rates.

3.2.2. Drainage basin morphometric analysis

Similarities with natural field data are analysed using ASTER satellite DEMs of the Tunka half-graben (South-west of the Baikal Rift) using the Rivertools® software. ASTER DEMs have a spatial resolution of 30 m and a vertical precision of about 15 m , good enough to measure the geometry of the faceted spurs that develop along the North-Tunka active normal fault. The cumulated throw is about 5000 to 5600 m and the average geological throw rate of about 0.2 mm/yr (Arjannikova et al., 2004; Larroque et al., 2001; McCalpin and Khromovskikh, 1995). We also compare our results with other natural cases available in the literature (e.g., Hurtrez et al., 1999; Snyder et al., 2000) and with analogue models (Bonnet and Crave, 2006; Lague et al., 2003).

Hack's (1957) law is a well known morphometric benchmark that defines the relationship between main river length and upstream drainage area. For all the DEMs extracted from the three experiments, the same power law fits the data stemming from all the drainage basins (Fig. 7). It is thus independent of the fault slip rate, as already proposed by Montgomery and Dietrich (1992) and Hurtrez et al. (1999) using field data. In our experiments, the Hack exponent is of 0.48 , which is close to the value of 0.49 computed in experiments by Lague et al. (2003). It is also in the range of values obtained for natural basins (e.g., Hack, 1957; Montgomery and Dietrich, 1992), including the value of 0.52 for the Tunka mountain range (Fig. 7B). This analysis indicates that models are characterised by a drainage network organisation comparable to nature.

We derived hypsometric curves for all the drainage basins of the modelled footwalls using each extracted DEM (Fig. 8A). The hypsometric curve represents the relative proportion of the model surface situated above/below a given height (Strahler, 1952). It has been shown that active reliefs typically display an S-shaped hypsometric curve with a high hypsometric integral (i.e., the area below the

Fig. 3. (A) Picture of the final stage of the $6 \mu\text{m/s}$ experiment and (B) morphological interpretation. (C) Perspective view draped on the corresponding DEM with three fault perpendicular profiles running along a river (blue line), along a crest and across a facet (red line) and along a crest and a facet edge (green line).

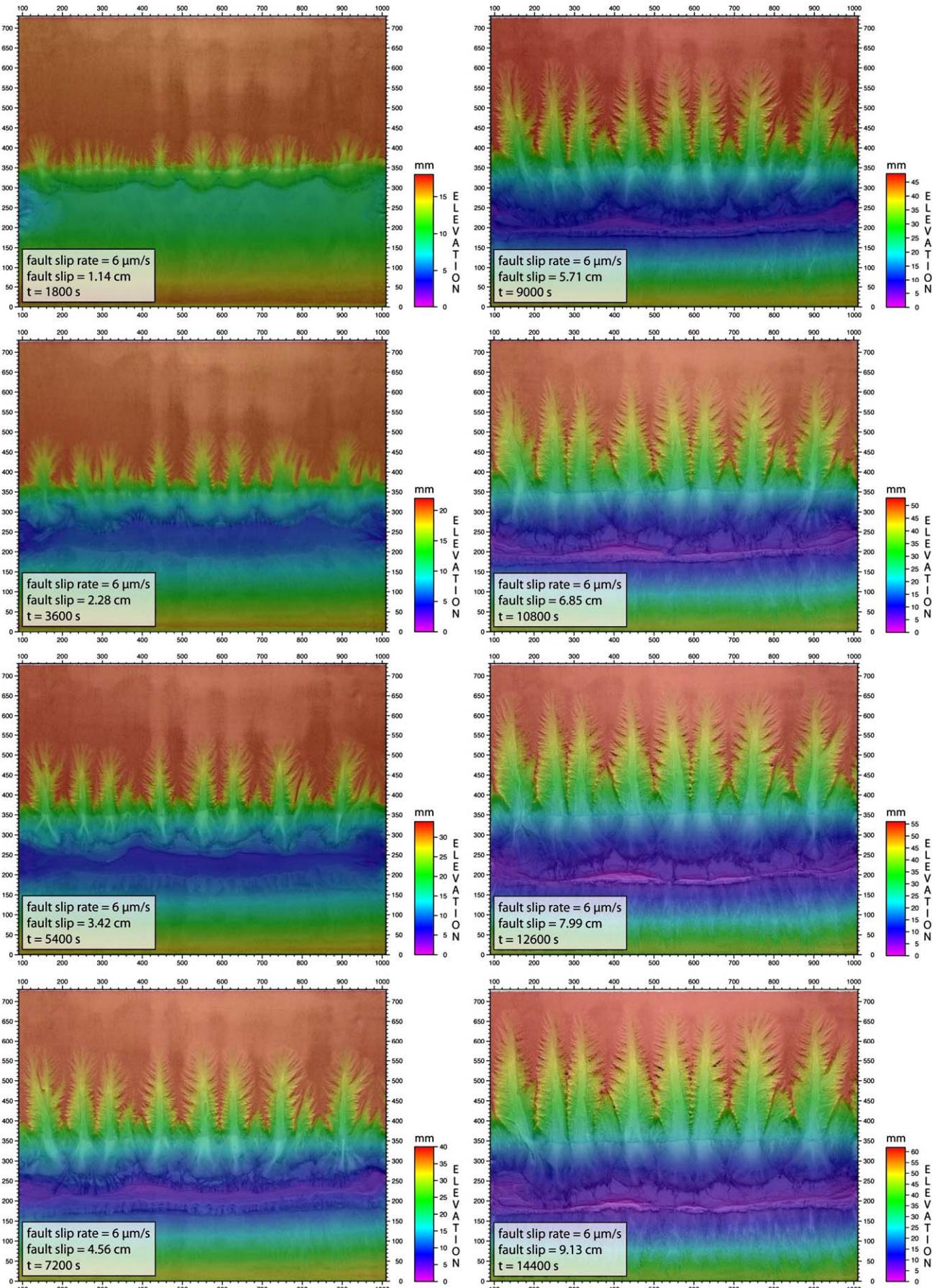


Fig. 4. Successive DEMs of the 6 $\mu\text{m/s}$ experiment. The corresponding fault slips are indicated. The elevation is relative to the lowest point of the DEM.

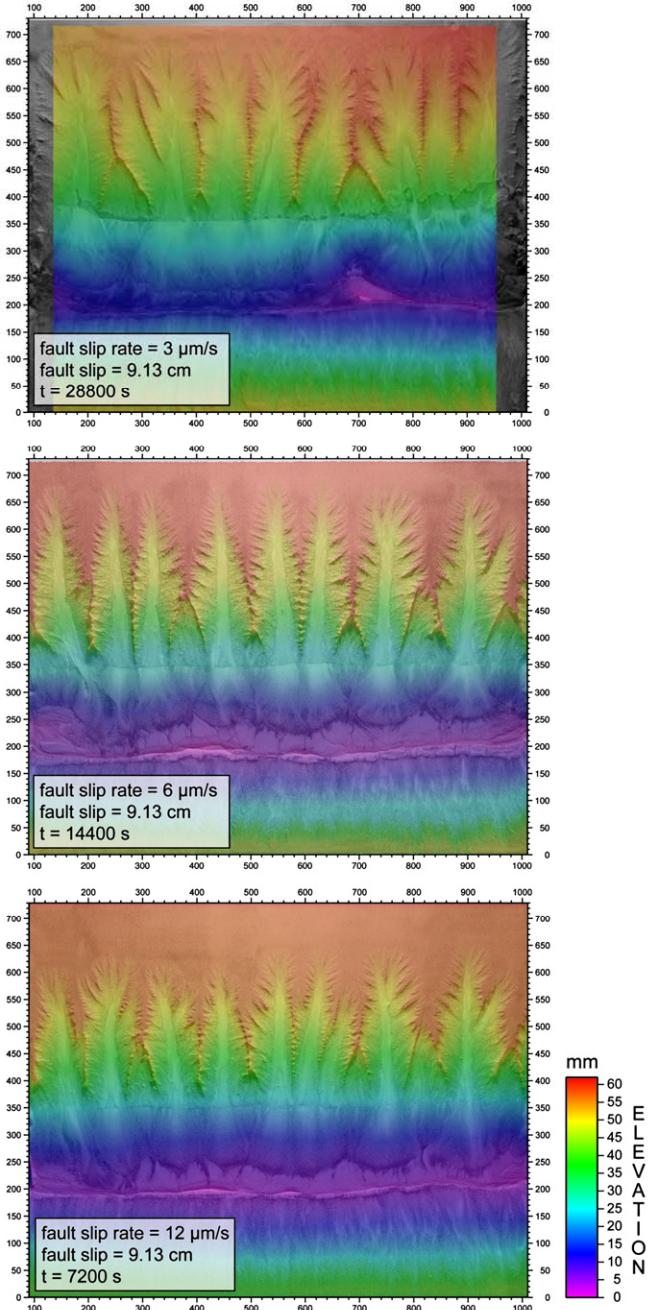


Fig. 5. DEMs of the final stage (i.e., corresponding to a fault slip of ~9 cm) for the 3 $\mu\text{m/s}$, 6 $\mu\text{m/s}$ and 12 $\mu\text{m/s}$ experiments.

curve) whereas it is more concave with a lower integral for reliefs in declining equilibrium (e.g., Hurtrez et al., 1999; Willgoose, 1994). All our experiments display a convex hypsometric curve pointing to the large proportion of high elevations due to the preservation of the initial plateau. Comparing with the footwall of the Tunka mountain range, the hypsometric curve is more S-shaped and has a lower normalized integral than that for the experiments. Through time, the experimental curves remain convex for the 3, 6 and 12 $\mu\text{m/s}$ experiments up to 7200, 14,400 and 21,600 s respectively, because the main river heads are continuously migrating towards the boundary of the sandbox, and are then permanently rejuvenated. For the 3 $\mu\text{m/s}$ experiment at a more advanced time (28,800 s), the hypsometric curve becomes more S-shaped and comparable to the Tunka natural case. This indicates that the drainage network is more mature due to the entire dissection of the plateau. For a given fault slip (45.6

and 91.3 mm) and consequently for three different times, the longer the time the more dissected the topography (Fig. 8B). As anticipated, an important parameter that controls the dissection of the relief is the duration of rainfall. For a given time (7200 and 14,400 s) and consequently for three different fault slips, the faster the fault slip rate the more dissected the topography (Fig. 8C). Another important parameter that controls the dissection of the relief is the fault slip rate. However, one can notice that the curves of the 3 and 6 $\mu\text{m/s}$ experiments at 7200 s are very close while they diverge at 14,400 s. These results likely show a threshold effect of the topographic gradient, which becomes apparent between the fault slips 45.6 and 91.3 mm.

In our analogue models, river-long profiles typically exhibit a convex shape (Fig. 9). This is also the case for the main rivers of the Tunka mountain front (Fig. 9C,D), except at channel heads where the river-long profiles become concave. This slight difference with nature is due to the initial planar surface and to the lack of a fault-parallel drainage divide on the model footwall. Indeed, the main river heads are permanently migrating towards the boundary of the sandbox and thus, are permanently rejuvenating while in the field example, they are fixed because they have reached the drainage divide. The evolution of river-parallel topographic cross-sections displays a progressive base level fall when the altitude reference point is on the top of the footwall (Fig. 10A). The base level corresponds to the position of the fault-parallel river in the hanging-wall (Fig. 6). When the relative altitude of the base level is fixed, the evolution of these profiles shows that a topographic equilibrium is reached for the last DEMs up to about 10 cm upfault (Fig. 10B). Therefore, in this area, erosion and tectonics balance each other in riverbeds.

Finally, we analysed the relationship between local river slope and upstream drainage area (e.g., Hack, 1957; Lague et al., 2003; Montgomery, 2001; Snyder et al., 2000). In our experiments, this correlation is linear (Fig. 11) due to the convexity of river-long profiles, whereas a power-law relationship is observed in many different geologic settings (e.g., Hack, 1957; Snyder et al., 2000 and references therein) and in the experiments performed by Lague et al. (2003) and Bonnet and Crave (2006). Moreover, the slope-area relationship computed for our models is inverted (slope increases with upstream drainage area) compared to that predicted with the stream power law (Montgomery, 2001). Comparing the slope-area relationship between the three models, we observe that it is dependent on the fault slip rate. Indeed, both slope and Y-intercept of the linear correlations increase with the fault slip rate. This effect is also described in natural settings (Snyder et al., 2000) and in experimental modelling (Lague et al., 2003). This observation that highlights the impact of the fault slip rate on the river bed slope will be discussed further (Section 3.2.5).

3.2.3. Faceted spurs morphometric evolution

To study the morphometric evolution of faceted spurs through time we analyse the relationships between their geometry (slope and height) and the fault slip for the three experiments (Fig. 12). Mean facet slope (S_f) increases at the beginning of the 6 $\mu\text{m/s}$ experiment and remains stable (around 22°) after a cumulated fault slip of 45.6 mm (Fig. 12A). For the two other experiments, the mean facet slope reaches equilibrium values of 17° and 22° for the 3 $\mu\text{m/s}$ and 12 $\mu\text{m/s}$ experiments, respectively. Facet slope appears to scale with fault slip rate for the 3 $\mu\text{m/s}$ and 6 $\mu\text{m/s}$ experiments. This is not the case for the 12 $\mu\text{m/s}$ experiment, which displays mean slopes close to that of the 6 $\mu\text{m/s}$ experiment. This is due either to enhanced erosion (hillslope processes and mass wasting) possibly triggered under such a rapid fault slip rate or to the threshold slope from which hill-slope processes are activated (Montgomery, 2001).

Mean facet height (H_f) appears to be proportional to the cumulated fault slip (Fig. 12B). For the slowest experiment, facet height increases at the beginning of the experiment, and stabilizes at about 18 mm. Facet height reaches 28 mm at the end of the 6 $\mu\text{m/s}$

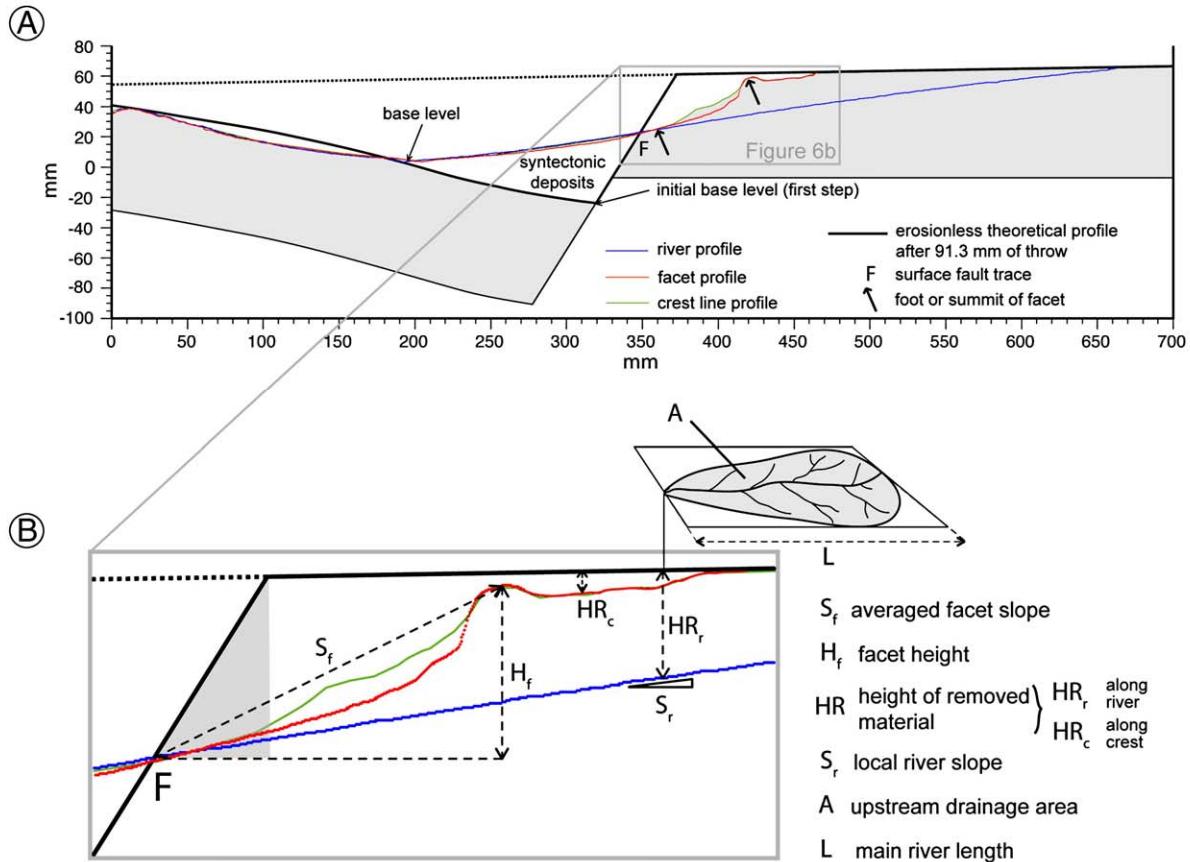


Fig. 6. (A) Topographic profiles of the final stage of the $6 \mu\text{m/s}$ experiment and (B) close-up view pointing to the measured quantities (see Fig. 3C for legend). The grey triangle upfault is the area where we could not measure eroded material (see corresponding area in Fig. 14).

experiment. The apparent stabilization of the facet height at the end of this experiment suggests that the value of 28 mm is close to the steady-state value. Here again the $12 \mu\text{m/s}$ experiment displays a different behaviour with smaller facets. For this experiment, because the fault scarp undergoes strong erosion, it is difficult to seek for a precise relationship between fault slip rate and facet height or slope. The stabilization of the facet height at the end of the experiments indicates that, for a given distance from the fault, the erosion rate in the rivers equals the erosion rate on the crests. Indeed, the height between the summit of a crest and the riverbed remains constant and indicates that a local equilibrium is reached.

3.2.4. Effect of fault slip rate on erosion

We compute, for the main drains and along the crests, the averaged erosion rates cumulated over the whole experiment and the averaged erosion rates between two successive DEMs. The former corresponds to the height of removed material since the beginning of the experiment (HR) divided by the total time T (Fig. 6). It is equivalent to erosion rates averaged over large time spans as often measured in the field. The latter is defined as the height of removed material between two successive DEMs (ΔHR) divided by the corresponding time span (Δt). It may be considered as an approximation of the instantaneous erosion rate. We analyse these measurements at several distances from the fault trace along the main drains and along the crests which correspond to the facet edges.

At the beginning of the experiments, at 20 mm upfault (Fig. 13A, B), the erosion rate increases rapidly in the drains to reach a constant value, while it appears to be delayed upstream (up to $20\text{--}40 \text{ mm}$ of fault slip) due to the propagation of regressive erosion (Fig. 13C,D). Erosion on the crests is delayed compared to erosion in the drains but once initiated, it reaches rapidly a comparable value. This

observation suggests that the river dynamics (river bed incision) controls the hillslope processes, which in turn govern the evolution of the crests. As already suggested by the stability of the facet height during the last stages of the $3 \mu\text{m/s}$ experiment (right part of the green curve on Fig. 12B), the erosion rates in the drains and on the crests become identical up to 80 mm upstream from the fault (right part of the blue and green curves on Fig. 13B,D). We thus infer that, at this stage, the interactions between tectonics, hillslope and river processes have reached dynamic equilibrium (or a steady state) up to 80 mm upfault. This agrees with the equilibrium profile of rivers observed for the latest stages of the experiments up to 100 mm (Fig. 10). This equilibrium is reached for the $3 \mu\text{m/s}$ and $6 \mu\text{m/s}$ experiments but it is less obvious for the $12 \mu\text{m/s}$ one where $\Delta\text{HR}/\Delta t$ along the crests is higher than $\Delta\text{HR}/\Delta t$ along the drains at the final stages (Fig. 13B,D). This is again related to the drastic erosion of the mountain front that characterises this experiment. Finally, the most outstanding result is that erosion increases with fault slip rate. This allows determining a constant ratio of 0.35 ± 0.02 between erosion rate (mm/s) and fault throw rate (mm/s) 20 mm upstream from the fault. This reflects the relative height of the footwall submitted to erosion due to the dynamics of the sedimentary basin (i.e., due to the base-level dynamics). When examining the relationship between the averaged erosion rate and the distance upstream from the fault (Fig. 14), a linear correlation is evidenced for the drains. Both slope and Y-intercept of the linear correlations increase with the fault slip rate. The slope of the linear correlations characterises the long-term topographic gradient of the footwall, which is higher when the fault slip rate is faster. The Y-intercept represents the long-term erosion rate close to the fault, which is linked to the fault slip rate. Along the crests, HR/T decreases rapidly upfault to zero where the crests merge with the pristine plateau (Fig. 14), progressively dissected in response to regressive erosion.

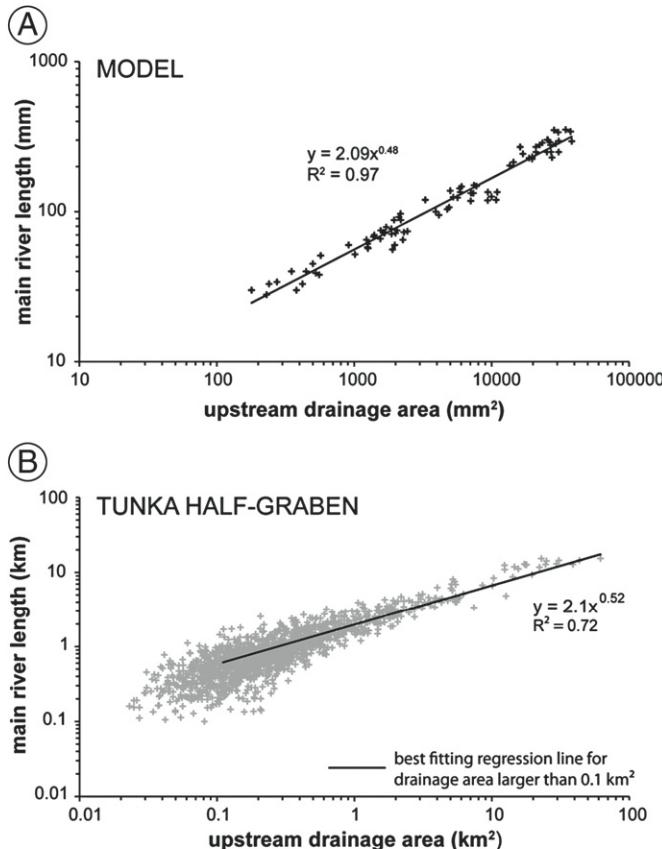


Fig. 7. (A) Relationship between main river length L and upstream drainage area A . The data are acquired on all the drainage basins for each experiment. The solid line is the best fitting regression line which follows the power law described by Hack (1957). (B) Same relationship for the Tunka half-graben in the Baikal Rift System.

These results demonstrate that erosion rate in the drains depends closely on the fault slip rate and influences hillslope processes and the overall morphology of the model.

3.2.5. Link between local slope, drainage area, erosion rate and fault slip rate

To evaluate the influence of the local slope and the drainage area on the incision rate, we compute relationships between measured river erosion rates versus upstream drainage area (A) and versus local river slope (S) respectively (Fig. 15A,B). The variables can be adjusted by a power law relationship.

Generic incision laws used in numerical models include local river slopes S and upstream drainage area A , which are linked to the incision rate (e.g., Howard et al., 1994; Whipple and Tucker, 1999). The incision rate law, also called stream power law is of the form:

$$E = K \cdot A^m \cdot S^n \quad (5)$$

where K is a dimensional coefficient of erosion and where the exponents m and n depend on global climate parameters. We aim at examining this empirical relationship in the light of our experimental results (Fig. 15C). We are aware that our models do not reach a global steady-state everywhere, in particular for the 6 and 12 $\mu\text{m/s}$ experiments where the pristine plateau is not entirely dissected. However, a local steady state is reached in the rivers for the three experiments up to 10 cm upfault. By computing best fitting laws for relationships between measured river erosion rates versus $A \times S$ (Fig. 15C), we observe that the stream power law is respected with $m = n = 1$. Indeed, in each experiment the incision rate is a linear function of the stream

power, with a linear coefficient linked to the fault slip rate (Fig. 15C). As for the slope-area relationship, the positive correlation between incision rate and fault slip rate is related to a general increase in mean river slopes with increasing fault velocity. The slope coefficient relating the incision rate to the $A \times S$ product (K in Eq. (5)) increases with the fault slip rate (Fig. 15D) following an empirically determined relationship such as:

$$K = a \cdot V \cdot \exp(b) \quad (6)$$

where V is the fault slip rate, and a and b are equal to 2.10^{-7} and 128, respectively.

If sediments were not deposited in the piedmont, the ratio between incision and tectonic uplift (throw) on the long-term would equal 1 close to the fault. In our experiments, the ratio between the incision rate near the fault and the throw rate closes to $0.42 +/ - 0.04$. This is due to the aggradation downfault (hanging-wall basin) which suggests that the sedimentation fills approximately 3/5 of the vertical space created by the fault kinematics. This result suggests that piedmont sedimentation plays a major role in the dynamic evolution of the footwall because it reduces the tectonic uplift by modifying the elevation of the base level (Babault et al., 2005).

4. Discussion

4.1. Couplings between slip rate and erosion rates

Our results evidence important couplings between the fault slip rate and the morpho-dynamics of the model.

We first highlight a linear relationship between the throw rate and the regressive erosion rate (headward erosion rate, Fig. 5), a point that could be tested in natural settings.

Moreover, our models indicate a strong control of the fault throw rate on the vertical erosion rate (Figs. 13 and 14). Rivers respond quickly to tectonic perturbations, dissecting the relief until reaching a stable incision rate balancing the relative tectonic uplift. After some time, river incision triggers the activation of hillslope processes which tend to equilibrate with the river incision rate to maintain a constant slope (around 20° on average).

4.2. The preservation of long-term convex river-long profiles

An unexpected result is the preservation of the convex shape of experimental river-long profiles (Fig. 11). It is classically admitted that when river incision balances tectonic uplift, river-long profiles exhibit a concave shape (e.g., Hack, 1957; Sklar and Dietrich, 1998; Snyder et al., 2000; Stock and Montgomery, 1999; Whipple, 2001). This concavity can be explained by deriving erosion-transport laws of current rivers and then introduced in numerical models (e.g., Howard et al., 1994; Whipple and Tucker, 1999). However, some natural rivers display a convex longitudinal profile either in relation with an acceleration of the uplift rate or with a sudden drop of the base level (e.g., Cowie et al., 2006; Harkins et al., 2007; Loget et al., 2006; Valla et al., 2010; Whittaker et al., 2008). In normal faulting settings, many studies seem to indicate that this convex shape can persist over long time periods (>1 Ma; e.g., Cowie et al., 2006; Whittaker et al., 2008) whereas theoretical landscape response times indicate that steady-state should be reached (e.g., Whipple, 2001). This might be a key point to better understand whether convex river-long profiles document changes in tectonic rate or a dynamic equilibrium between erosional and tectonic processes at a constant uplift rate.

Although our experimental protocol does not allow us to reach a global dynamic equilibrium of the landscape, our results indicate that a constant fault throw rate can produce long-lived convex river-long profiles. Several hypotheses could explain this observation:

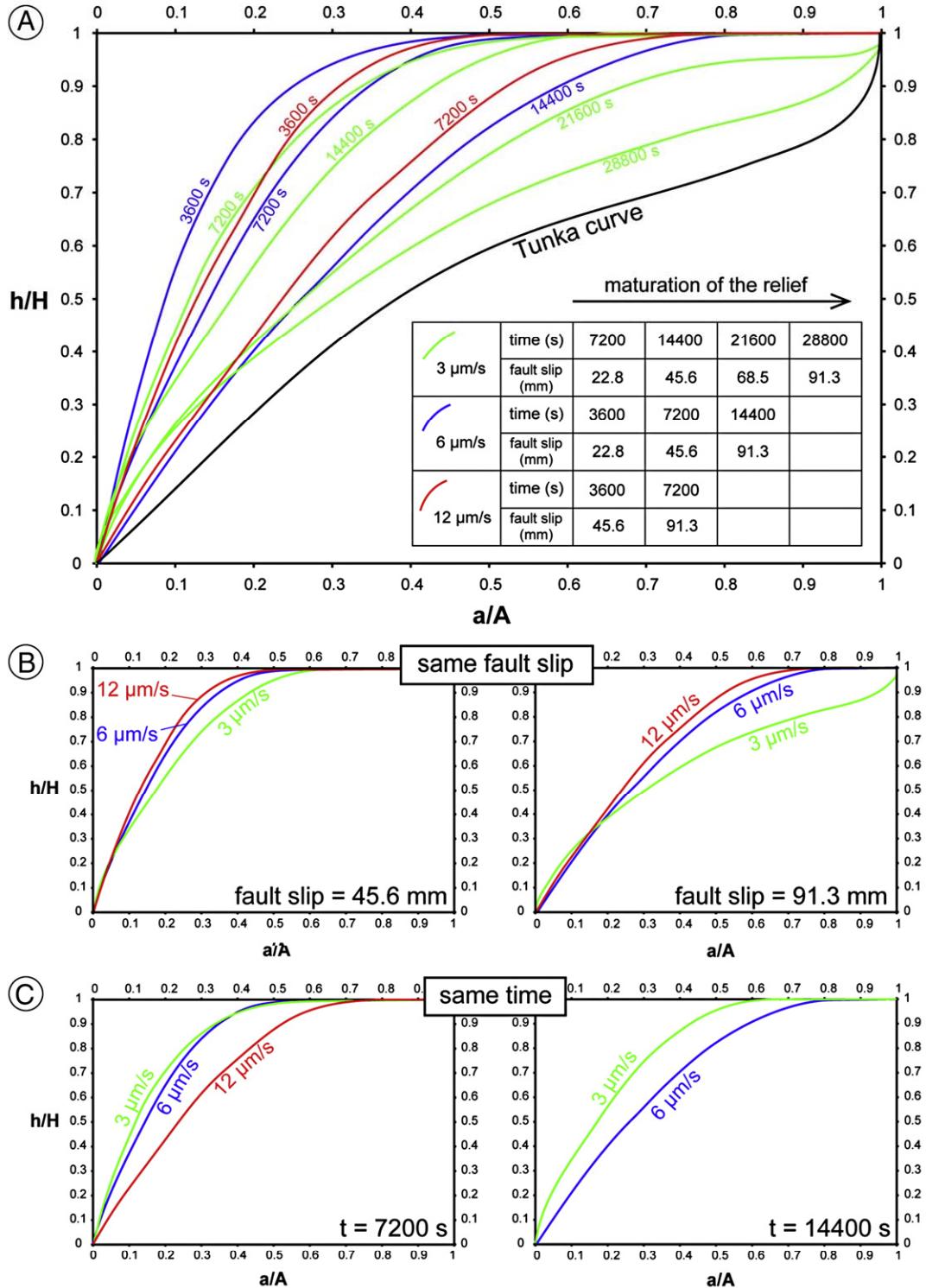


Fig. 8. (A) Hypsometric curves for the whole footwall at several stages of the three experiments. The hypsometric curve for the Tunka mountain range is shown for comparison. (B) Hypsometric curves for a given fault slip (45.6 mm, left and 91.3 mm, right). (C) Hypsometric curves for a given time (7200 s, left and 14,400 s, right).

- Experimental conditions may influence erosional processes that control river-long profiles. In our experiments, self-sustaining rivers inducing local continuous incision do not develop due to river avulsion. However, this is also the case in other morpho-dynamic experiments (Lague et al., 2003; Paola et al., 2009 for a thorough review) where the concavity of the river-long profiles is well simulated, which suggests that river avulsion is not the cause of observed convex river-long profiles. Moreover, we can identify

permanent channelized flows inside valleys indicating that we do simulate river processes and not other gravitational processes such as debris flows or mass wasting. The absence of any pre-existing topography or topographic roughness precludes the early development of watersheds away from the fault trace, slowing down the evolution of the model towards a global dynamic equilibrium. However, this initial condition does not preclude the preservation of convex river-long profiles in areas where

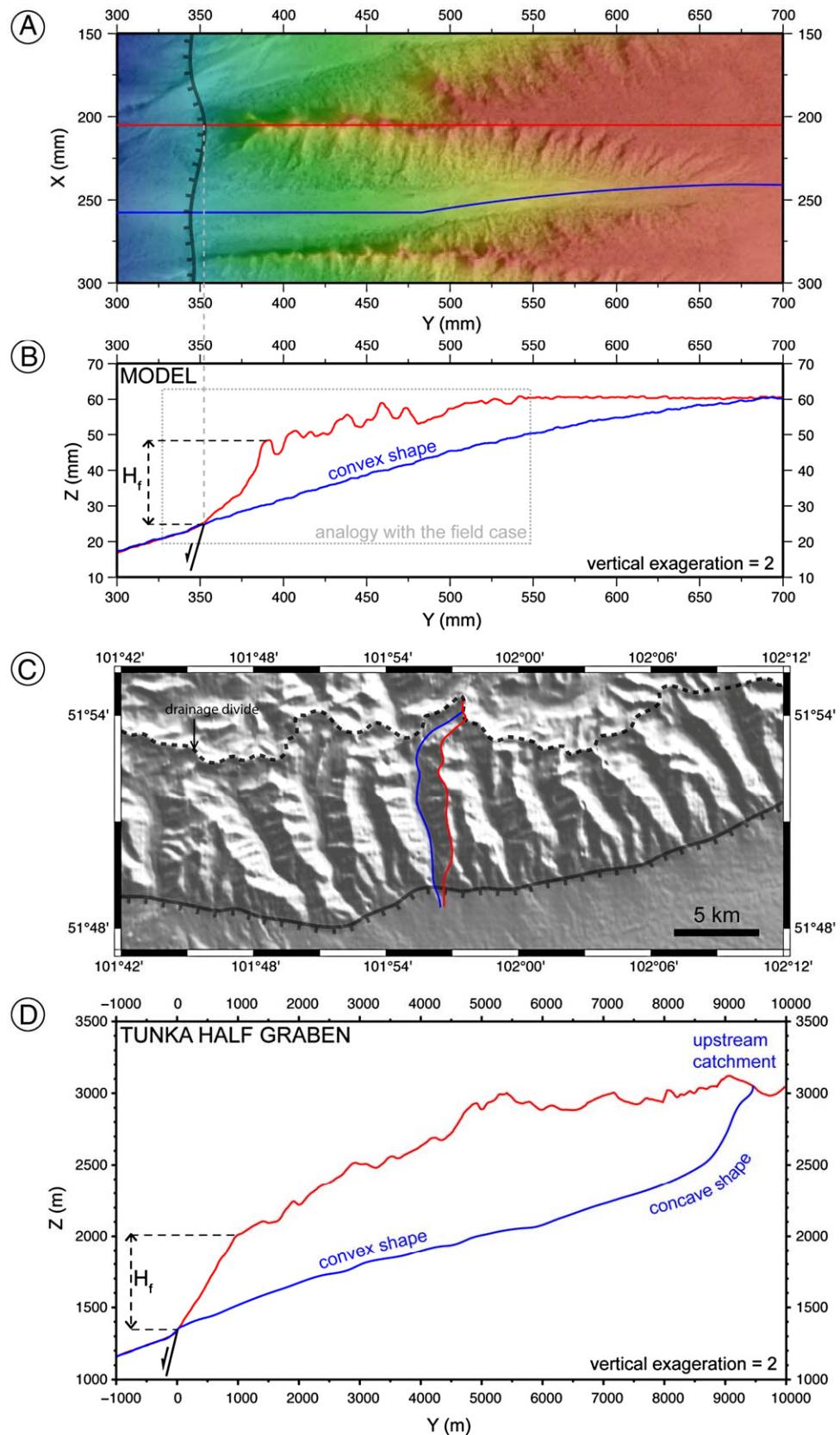


Fig. 9. (A) DEM superimposed on photography of the final stage of the $6 \mu\text{m/s}$ experiment with (B) corresponding along river and facet profiles. (C) Grey-shaded DEM of the central part of the mountain range of the Tunka half-graben with (D) representative examples of river and facet profiles.

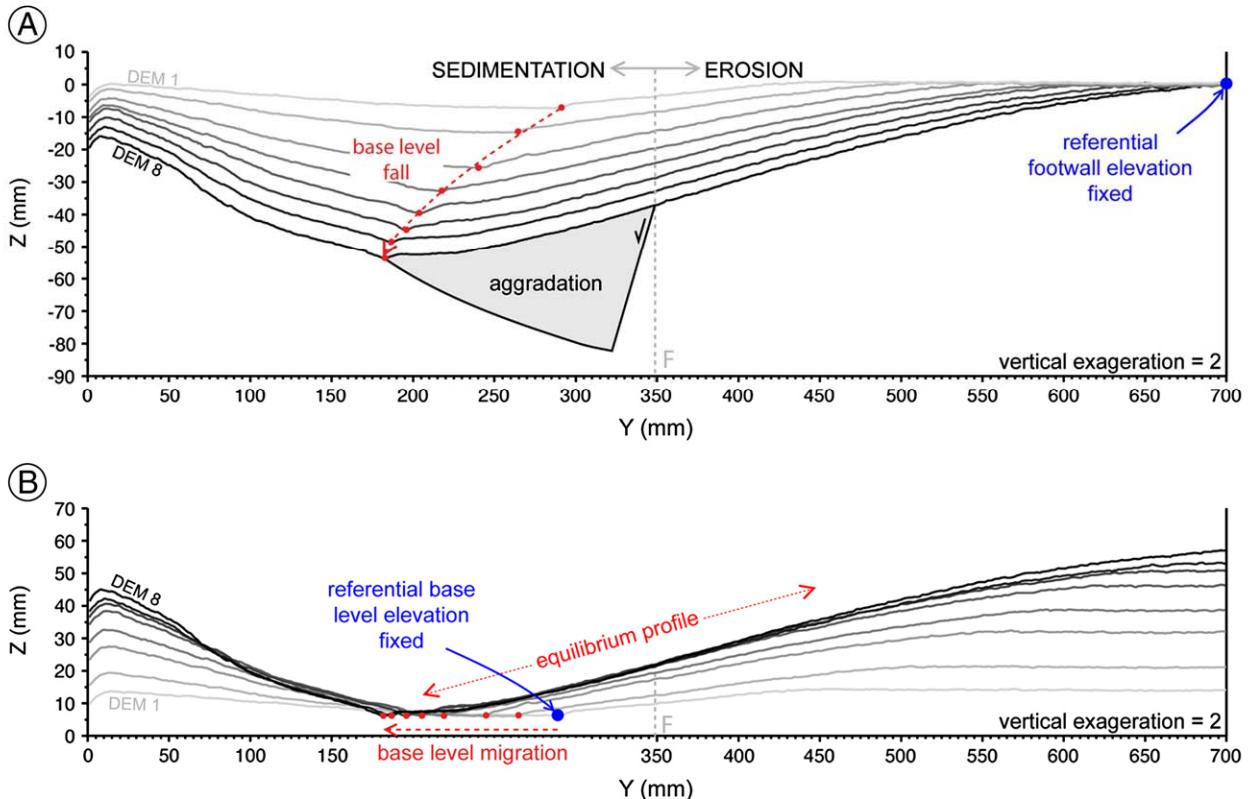


Fig. 10. Evolution of the topography along rivers for the $6 \mu\text{m/s}$ experiment. The referential for the elevations is (A) the top of the footwall (showing base level fall) and (B) the base level (showing the length along which rivers reach equilibrium). F is the position of the fault trace for the last stage (fault slip of 91.3 mm).

dynamic equilibrium is reached. Therefore, we conclude that regressive erosion can only partly explain the convex shape of river-long profiles away from the equilibrium area.

Erosional processes and in particular the capacity of rivers to transport sediments can modify their longitudinal profile (e.g., Whipple and Tucker, 2002). We have shown that local river erosional rates are driven by a classical stream power law. Unfortunately, it is not possible to distinguish which erosion law model is best approached, i.e. detachment limited, transport limited, or hybrid model including transport capacity of rivers (e.g., Cowie et al., 2008; Howard et al., 1994; Kooi and Beaumont, 1996; Loget et al., 2006; Whipple and Tucker, 2002). However, we suggest that the hybrid model is the better approximation of erosion law in our experiments. Yet, investigating the role of erosional

processes on the convex shape of river-long profiles requires accurate specific experiments that are currently difficult to achieve.

- Sedimentation in the hanging-wall and at the base of the fault scarp plays a major role. Indeed, sedimentation partly compensates the base level fall induced by the subsidence of the hanging-wall, which decreases the fluvial incision in the footwall. Several studies have shown that piedmont sedimentation controls partly the relief evolution in the uplifted domain (e.g., Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005), and particularly the elevation of the topography (e.g., Babault et al., 2005).

Based on these observations, we suggest that convex river-long profiles observed in our experiments are formed initially by regressive fluvial erosion. Numerical models suggest that piedmont sedimentation coupled with a stochasticity of the rainfall can allow a long-term preservation of convex river-long profiles in the uplifted domain (Carretier and Lucazeau, 2005). Our results also suggest that preservation of long-term convex river-long profiles in the footwall domain is favoured by piedmont sedimentation, but we do not have a physical explanation for the moment.

4.3. Faceted spurs morphology

In nature, the typical height of faceted spurs varies between 200 m and 1000 m (up to ~1500 m for first-order generation of faceted spurs) and their mean slope ranges between 15° and 35° (e.g., Depolo and Anderson, 2000; Mahéo et al., 2007; Petit et al., 2009a,b; Zuchiewicz and McCalpin, 2000). In our experiments, mean facet height varies between 10 and 28 mm, which considering the model to nature spatial ratio ($1 \text{ cm} = 500 \text{ m}$; see Section 2.3) would be equivalent to 500 m to 1400 m in nature, respectively. This indicates a good analogy between model and nature. Modelled mean slopes range between 15° and 23° , which corresponds well to field values

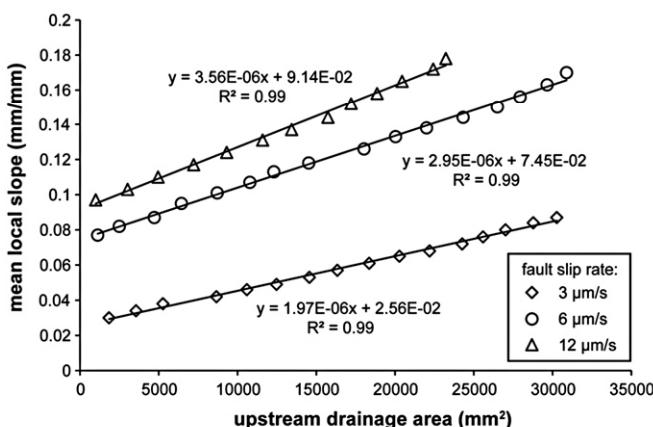


Fig. 11. Relationship between local river slope and upstream drainage area for the last stage of the three experiments.

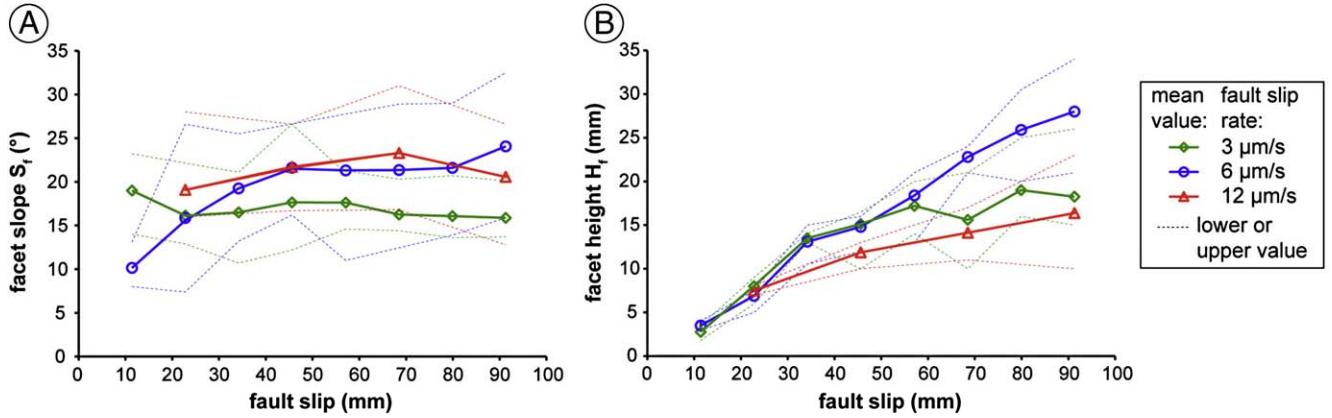


Fig. 12. (A) Facet slope and (B) facet height versus fault slip for the three experiments. The thick lines correspond to the mean values. The dashed lines correspond to the minimal or maximal values in order to give an estimate of the standard deviation.

except for steepest slopes which appear limited by a threshold (around 23°) lower than in nature (e.g., 35° in the North Baikal Rift System, Petit et al., 2009b). For the slowest and the intermediate experiments, the morphometry of faceted spurs depends on the throw rate as suggested by Petit et al. (2009a,b). For the fastest experiment, heights and slopes are lower than expected due to the enhanced erosion of the escarpment in relation with experimental conditions. This

experiment represents an end-member case where the fast fault slip rate may give high slopes on the escarpment, but these high slopes are rapidly destabilized by mass wasting. The reason of this destabilization probably stems from the empty space created in the hanging-wall basin, which is quickly filled by mass wasting of the escarpment, rather than by the products of river incision. This behaviour is enhanced by the lack of topographic roughness at the beginning of the

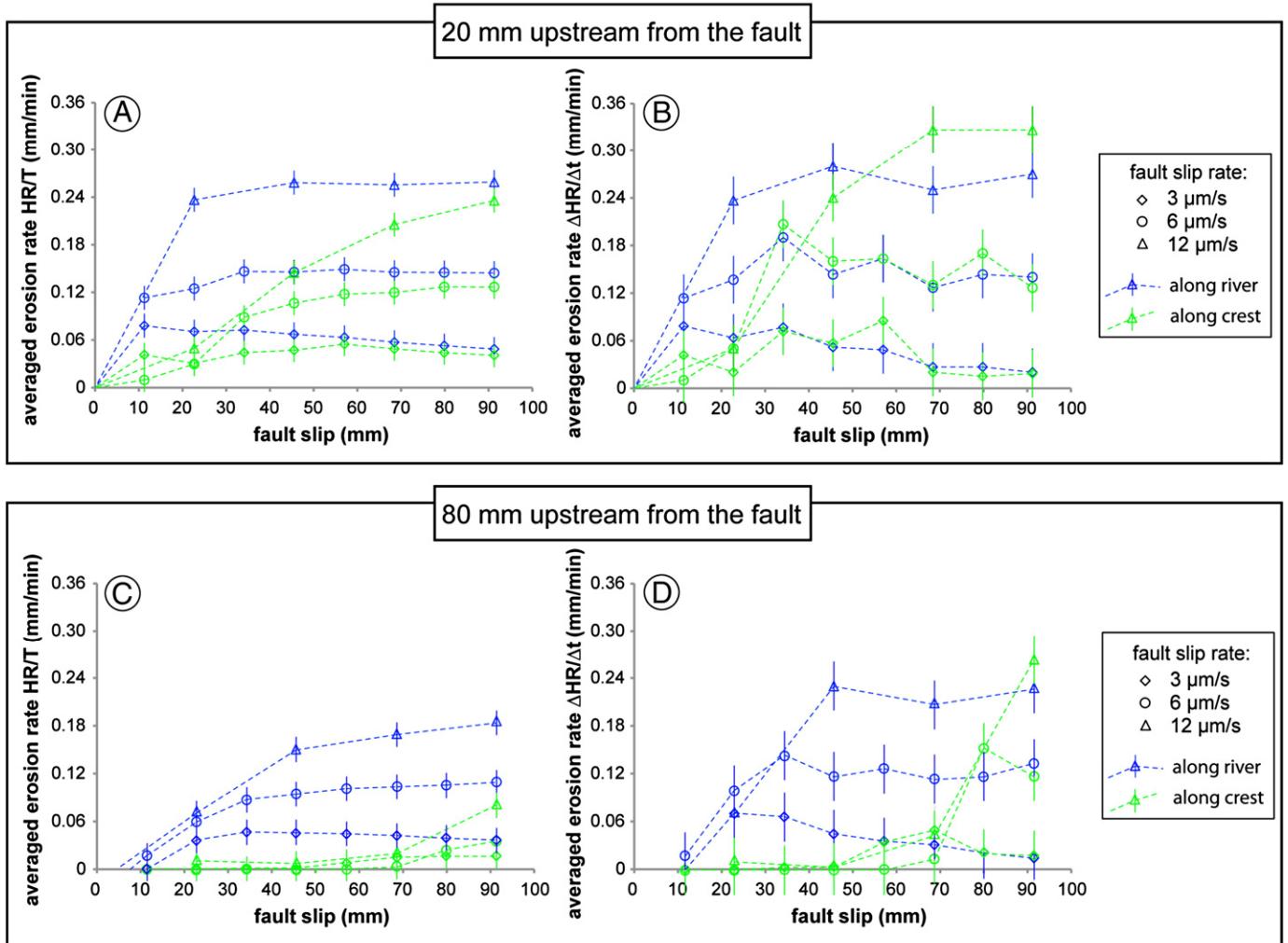


Fig. 13. Erosion rates at a given distance upfault versus fault slip for the three experiments. (A, C) Finite erosion rates averaged since the beginning of the experiment (HR/T) and (B, D) erosion rates averaged between two successive DEMs ($\Delta HR/\Delta t$).

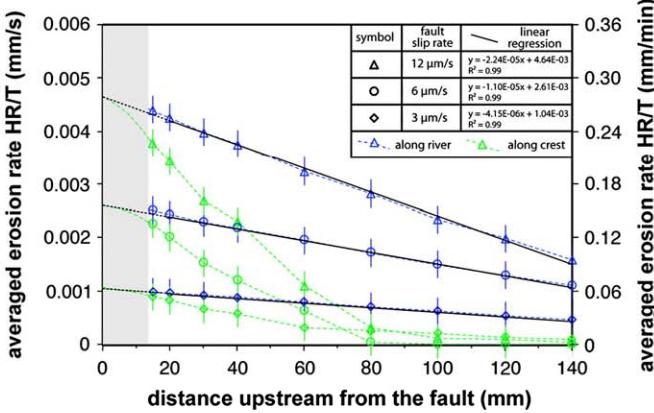


Fig. 14. Averaged erosion rates along rivers and along crests (blue and green lines and symbols, respectively. See Fig. 3B for an example of location of profiles) since the beginning of the experiment (HR/T) for a given fault slip of 6.85 cm versus distance upfault, for the three experiments. The grey rectangle corresponds to the area without meaningful values of eroded material (see Fig. 6B).

experiments, which delays river network development and produces drainage basins shorter than for the two other experiments for a given fault displacement. In nature, the topographic profile of the facets is often convex even if concave ones can also be observed (e.g., Mariolakos et al., 2010). Facet profile may depend on the lithology (e.g., Mariolakos et al., 2010) and on the nature of hillslope processes that shape their surface. Indeed, under appropriate climatic (i.e., alternation of glacial and interglacial cycles in periglacial

environments) and lithological (i.e., porosity higher than 10%) conditions, it has been shown that solifluction processes favour the development of concave hillslope topographic profiles (e.g., Font et al., 2002). In our experiments, the rainfall is constant and mass wasting seems to be the main hillslope process that explains the concavity of the facet profiles. The resemblance between facet profiles in the experiments and in nature could be improved by inducing very short precipitation events instead of a continuous rainfall. Indeed, the manner in which the analogue material is eroded is very sensitive to pluviometry variations like alternation of short wet and dry periods that favour fluvial incision and decrease relatively the intensity of hillslope processes. In this case, we may alternate periods of intense erosion (with mass wasting on hillslopes and large flows of rivers) and weak erosion (with more diffusive hillslope processes and more entrenched rivers).

4.4. Analogies and limitations of the modelling

The spatial scaling has been evaluated by comparing the mechanical and physical properties (internal friction, cohesion, density) of the analogue material and of natural rocks (see Section 2.3). Based on these parameters and the scaling theory, we determined that 1 cm in the model is equivalent to about 500 m in nature. However, because natural rocks exhibit a wide range of strength parameters, the uncertainty on length scaling is most probably as large as 50% (i.e., 1 cm = 250 m to 750 m). Nevertheless, this scaling value seems validated regarding the sizes and geometries of the morphologic features (e.g., faceted spurs, drainage basins, alluvial fans) that develop during model relief evolution. The time scaling (1 s = 200 yr) has

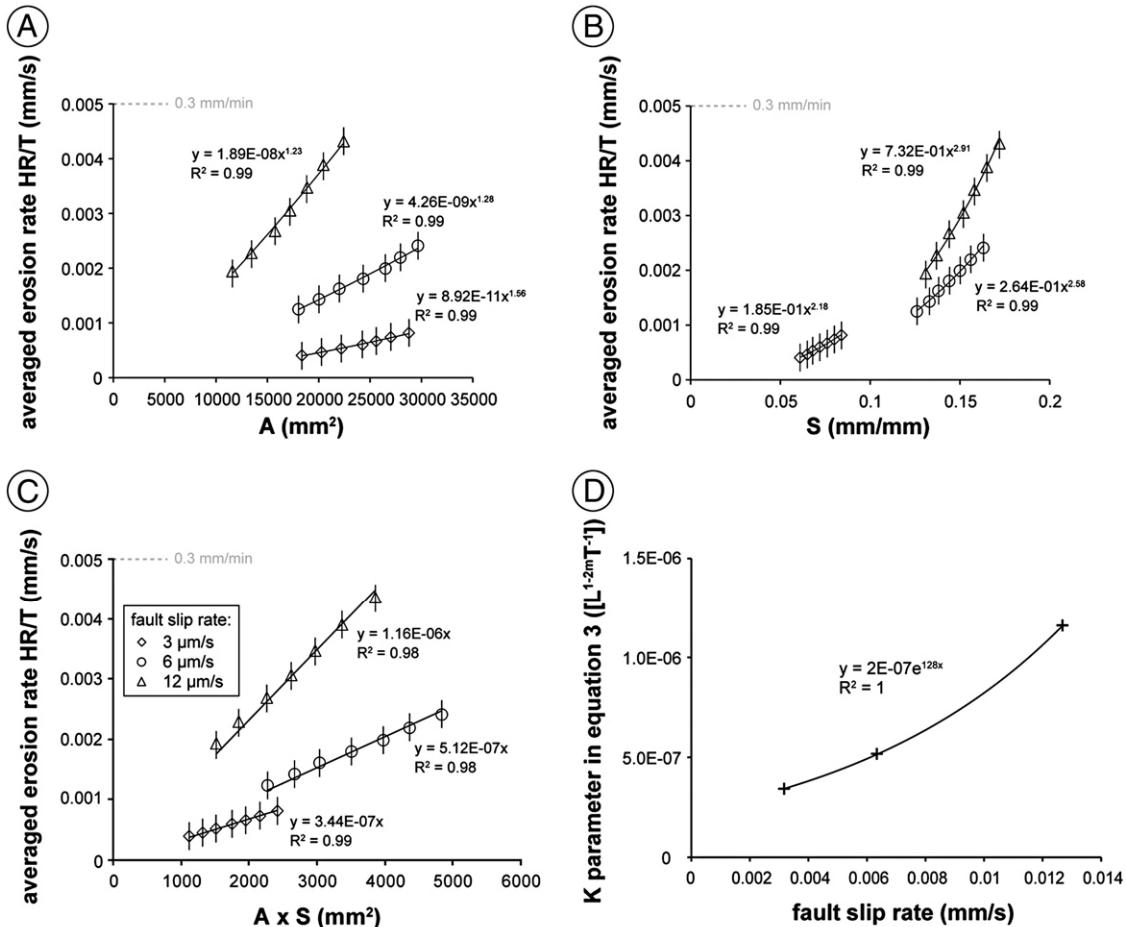


Fig. 15. Averaged erosion rates (HR/T) measured along rivers for each experiment and for the time span corresponding to the cumulated fault slip of 91.3 mm versus (A) upstream drainage area, (B) local river slope and (C) $A \times S$. The data presented correspond to the area where river profile is at equilibrium. (D) K parameter versus the fault slip rate (Eq. (5)).

been estimated by comparing mean erosion rates measured in our experiments and in nature for normal fault footwalls (see Section 2.3). Although this method is based on a crude comparison, we believe that this is a reasonable approach regarding the difficulty to dynamically scale down analogue models aimed at simulating erosion-transport processes. Presently, a rigorous time scaling is not achievable mainly because some hydraulic processes, like the river flow, cannot be scaled-down properly using water and also because some hillslope processes, like the landslides occur too rapidly in nature to be correctly time scaled in models. Again, the evaluated time scaling should be considered as a first order estimation with an uncertainty that we estimate as large as about 75% (i.e., 1 s = 50 to 350 yr). This temporal scale makes the analogue modelling suited to the study of relief dynamics at the scale of a few thousand years and during a period of a few million years. By contrast, the analysis of individual river evolution is out of reach because in nature rivers evolve at a much shorter time scale (typically a few tens of years which correspond to a few hundred of milliseconds in the experiments) than that attainable in the analogue modelling. Consequently, the flat-floored channels observable in the experiments should be considered as equivalent to main flood plains of braided rivers in nature and not as individual rivers.

The initial 1° tilted planar surface facilitated performing series of experiments sharing the same initial conditions but has some impact on the development of the river network. The low dipping flat surface erode slowly because channelling process is limited by the lack of topographic roughness and because the 1° slope is below the threshold slope from which particles are detached by the water flow. In nature, river networks and watersheds often pre-exist before fault inception favouring a rapid erosional response to ongoing uplift. The analogue physical properties, in particular its thixotropic behaviour, make difficult the simulation of a pre-existing drainage network or topographic roughness. New technical developments to solve this problem are being tested. Using a constant rainfall during the whole experiment is only compatible with wet natural climatic conditions. The experimental results should not be compared, then, to morphologies developing under arid climatic conditions or submitted to climatic fluctuations associated to glaciation cycles. These limitations probably explain why the triangular facets of the experiments do not display a typical convex shape as often observed in nature, but a concave one. In preliminary tests with twice less rainfall, we observed the development of a fault escarpment with a high slope (70–80°). Therefore, the erodability behaviour of the analogue material would be probably improved by changing the manner in which the rainfall is sprayed (see also Section 4.3).

In our analogue experiments, erosion processes include river incision, hillslope diffusion, mass wasting and landsliding depending on local rainfall/morphologic/tectonic conditions. These processes are dynamically very similar to those that shape natural landscapes but their relative efficiency can be slightly different. Indeed, analogue material cohesion and permeability are two key parameters that determine the river incision capacity and the hillslope process intensity (i.e., Graveleau et al., 2011). So varying these parameters has a strong effect on the model morphology. If the cohesion is too high and the permeability too low ($C_o > 2000 \text{ Pa}$ and $k < 10^{-13} \text{ m}^2$), bad-land type morphologies develop. On the opposite, if the cohesion is too low and the permeability too high ($C_o < 100 \text{ Pa}$ and $k > 10^{-12} \text{ m}^2$), model reliefs are smoothed by intense hillslope processes including landsliding and mass wasting (Graveleau et al., 2011). Based on the modelled morphologies we can conclude that the cohesion ($C_o = 500\text{--}700 \text{ Pa}$) and permeability ($k = 5 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$) of our analogue material are satisfactory. They could still be modified to increase the capacity of river incision, hence decrease relatively the intensity of the hillslope processes. Although out of reach of this first experimental study under a single and constant rainfall, such modifications may favour the preservation of convex faceted spur

surfaces and accelerate the development of the drainage network. The erodability behaviour of the analogue material is sensitive to a balance between the rainfall simulation and the analogue material properties (cohesion, permeability) but testing this sensibility is far beyond the scope of this paper.

5. Conclusion

We performed analogue experiments aimed at studying the morphologic evolution of a mountain range bounded by a normal fault. We tested the role of the fault slip rate on different morphologic and morphometric markers by performing three experiments with different fault slip rates under a given uniform rainfall rate.

- Our results indicate a strong coupling between the throw rate and erosion rates (headward erosion, incision and hillslope erosion rates). The ratio between the incision rate and the throw rate is $0.42 +/ - 0.4$ at the fault scarp. The ratio between the headward erosion rate and the throw rate is $4.00 +/ - 0.25$.
- We cannot evidence, for this experimental setup, any clear relationship between the throw rate and facet morphology.
- The analysis of faceted spurs morphometries shows a good analogy with nature even if their surfaces are too carved by mass wasting processes.
- Our models do not exhibit a global steady-state, but a local equilibrium is reached in rivers up to 10 cm upfault, allowing us to examine the stream-power law in this area.
- The averaged erosion rate can be explained by a stream power law of rivers with m and n exponents equal to 1 and K is correlated to the fault slip rate.
- The preservation of convex experimental river-long profiles in this area suggests that such a shape could exist in landscapes under a constant throw rate and during long time periods (may be up to steady state conditions).

Acknowledgements

This study would have been impossible without financial assistance from INSU-CNRS and from Université Pierre et Marie Curie (UPMC). VS received a Ministry of Research and Education PhD scholarship granted by UPMC. We are indebted to C. Romano for building the experimental set-up and for technical assistance. We thank F. Graveleau for fruitful discussions and acknowledge both the thorough reading and the constructive comments of two anonymous reviewers.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at doi:10.1016/j.tecto.2011.10.005.

References

- Arjannikova, A., Larroque, C., Ritz, J.-F., Déverchère, J., Stéphan, J.-F., Arjannikov, S., San'kov, V., 2004. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy-Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia-Siberia). *Terra Nova* 16, 265–272.
- 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 (B14), 13803–13872. doi:10.1029/JB091iB14p13803.
- Armijo, R., Lyon-caen, H., Papanastassiou, D., 1991. A possible normal-fault rupture for the 464 BC Sparta Earthquake. *Nature* 351 (6322), 137–139.
- Armijo, R., Meyer, B., King, C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International* 126 (1), 11–53.
- Avouac, J.-P., 2003. Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. *Advances in Geophysics* 46, 1–80.
- Avouac, J.-P., Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research* 101 (B8), 17747–17769. doi:10.1029/96JB01344.

- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., Van Den Driessche, J., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach. *Geology* 33, 301–304. doi:10.1130/G21095.1.
- Beaumont, C.P., Fullsack, P., Hamilton, J., 1992. Erosional control of active compressional orogens. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, New York, pp. 1–18.
- Biró, P., 1958. *Morphologie Structurale, tome second, types d'évolution du relief, théories orogéniques*. Presses Universitaires de France. 464 pp.
- Bonnet, S., 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. *Nature Geoscience* 2, 766–771. doi:10.1038/NGEO666.
- Bonnet, S., Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology* 31 (2), 123–136.
- Bonnet, S., Crave, A., 2006. Macroscale dynamics of experimental landscapes. Geological Society, London, Special Publications 253 (1), 327–339 January 1.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science.
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Molnar, P., Jianbang, S., Zhangming, W., Huichuan, Y., 1999. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *International Geology Review* 41, 665–700.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rock. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615–626.
- Carozza, J.M., Baize, S., 2004. L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Péistocène ou d'une exhumation Pléistocène? *Comptes Rendus Geosciences* 336 (3), 217–226. doi:10.1016/j.crte.2003.10.026.
- Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin research* 17, 361–381. doi:10.1111/j.1365-2117.2005.00270.x.
- Cobbbold, P.R., Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics* 210, 255–271.
- Cotton, C.A., 1950. Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America Bulletin* 61, 717–758. doi:10.1130/0016-7606(1950)61[717:TSAVF]2.0.CO;2.
- Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Naylor, M., Ganias, A., Roberts, G.P., 2006. Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach. *Basin Res.* 18, 231–266.
- Cowie, P.A., Whittaker, A.C., Attal, M., Roberts, G.P., Tucker, G.E., Ganias, A., 2008. New constraints on sediment-flux-dependent river incision: implications for extracting tectonic signals from river profiles. *Geology* 36, 535–538. doi:10.1130/G24681A.1.
- Davis, W.M., 1903. The mountain ranges of the Great Basin: Harvard Univ. Museum of Comparative Zoology Bulletin, Geological Series 40 (3), 129–177.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1–25.
- Densmore, A.L., Ellis, M.A., Anderson, R.S., 1998. Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains. *Journal of Geophysical Research* 103 (B7), 15203–15219.
- Densmore, A.L., Dawers, N.H., Gupta, S., Guidon, R., Goldin, T., 2004. Footwall topographic development during continental extension. *Journal of Geophysical Research* 109, F03001. doi:10.1029/2003JF000115.
- Densmore, A.L., Hetzel, R., Ivy-Ochs, S., Krugh, W.C., Dawers, N., Kubik, P., 2009. Spatial variations in catchment-averaged denudation rates from normal fault footwalls. *Geology* 37, 1139–1142. doi:10.1130/G30164A.1.
- DePolo, C.M., Anderson, J.G., 2000. Estimating the slip rates of normal faults in the Great Basin, USA. *Basin Res.* 12, 227–240. doi:10.1046/j.1365-2117.2000.00131.x.
- Ellis, G.A., Densmore, A.L., Anderson, R.S., 1999. Development of mountainous topography in the Basin Ranges, USA. *Basin Research* 11, 21–41.
- Font, M., Lagarde, J.L., Amorese, D., Coutard, J.P., Ozouf, J.C., 2002. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire: la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). *Comptes Rendus Geosciences* 334, 171–178.
- Ganas, A., Pavlides, S., Karastathis, V., 2005. DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology* 65, 301–319. doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.006.
- Graveleau, F., Dominguez, S., 2008. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus Geosciences* 340 (5), 324–333. doi:10.1016/j.crte.2008.01.005.
- Graveleau, F., Hurtrez, J.-E., Dominguez, S., Malavieille, J., 2011. A new experimental material for modelling relief dynamics and interactions between tectonics and surfaces processes. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.029.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey, Professional Paper 294(B), 45–97.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science* 258, 80–97.
- Hamblin, W.K., 1976. Patterns of displacement along the Wasatch Fault. *Geology* 4, 619–622. doi:10.1130/0091-7613(1976)4<619:PODATW>2.0.CO;2.
- Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., Reiser, U., 2007. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S04. doi:10.1029/2006JF000570.
- Hasbargen, L.E., Paola, C., 2000. Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology* 28, 1067–1070.
- Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. In: Frost, R.T.C., Dikkers, A.J. (Eds.), *Fault Tectonics in N.W. Europe*: Geol. Mijnbouw, 56, pp. 363–370.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research* 99 (B7), 13971–13986.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America* 48, 1459–1520.
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America* 62, 355–372.
- Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R., Wang, X., 2007. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China). *Journal of Geophysical Research* 112 (B3). doi:10.1029/2006JB004362.
- Hurtrez, J.-E., Sol, C., Lucazeau, F., 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik hills (central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 799–808.
- King, G.C.P., Stein, R.S., Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes 1. Conceptual Framework. *Journal of Geophysical Research* 93 (B11), 13307–13318.
- Kooi, H., Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research* 101 (B2), 3361–3386.
- Lagabrielle, Y., Chauvet, A., 2008. The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New Caledonia. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179 (3), 197–202.
- Lague, D., Crave, A., Davy, P., 2003. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research* 108 (B1), 2008. doi:10.1029/2002JB001785.
- Lama, R.D., Vutukuri, V.S., 1978. *Handbook on Mechanical Properties of Rocks. Testing Techniques and Results*, Vol. III, No. 2. Trans Tech Publications (International Standard Book Number 0-87849-022-1, Clausthal, Germany).
- Larroque, C., Ritz, J.-F., Stéphan, J.-F., San'kov, V., Arjannikova, A., Calais, E., Déverchère, J., Loncke, L., 2001. Interaction compression-extension à la limite Mongolie-Sibérie: analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka. *Comptes Rendus Geosciences* 332, 177–184.
- Loget, N., Davy, P., Van den Driessche, J., 2006. Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from the modeling of the Mediterranean sea-level drop during the Messinian (Late Miocene). *Journal of Geophysical Research* 111, F03005. doi:10.1029/2005JF000387.
- Mahéo, G., Leloup, P.H., Valli, F., Lacassine, R., Arnaud, N., Paquette, J.-L., Fernandez, A., Haibing, L., Farley, K.A., Tappognon, 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, 233–243. doi:10.1016/j.epsl.2007.01.029.
- Malverti, L., Lajeunesse, E., Métivier, F., 2008. Small is beautiful: upscaling from microscale laminar to natural turbulent rivers. *Journal of Geophysical Research* 113, F04004. doi:10.1029/2007JF000974.
- Mariolakos, I., Nikolopoulos, V., Bantekas, I., Palyvos, N., 2010. Oracles on faults: a probable location of a "lost" oracle of Apollo near Oraviai (Northern Evia Island, Greece) viewed in its geological and geomorphological context. *Bulletin of the Geological Society of Greece* XLIII (2), 829–844.
- McCalpin, J.P., Khromovskikh, V.S., 1995. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia. *Tectonics* 14 (3), 594–605.
- Merritts, D.J., Vincent, K.R., Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research* 99 (B7), 14031–14050.
- Meyer, B., Armijo, R., Dimitrov, D., 2002. Active faulting in SW Bulgaria: possible surface rupture of the 1904 Struma earthquakes. *Geophysical Journal International* 148, 246–255.
- Montgomery, D.R., 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Science* 301, 432–454.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science* 255, 826–830.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics and the morphology of the Andes. *Geology* 29, 579–582.
- Niemann, J.D., Hasbargen, L.E., 2005. A comparison of experimental and natural drainage basin morphology across a range of scales. *Journal of Geophysical Research* 110, F04017. doi:10.1029/2004JF000204.
- Paola, P., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L., 2009. The "unreasonable effectiveness" of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews* 97, 1–43. doi:10.1016/j.earscirev.2009.05.003.
- Pelletier, J.D., 2003. Drainage basin evolution in the rainfall erosion facility: dependence on initial conditions. *Geomorphology* 53, 183–196.
- Pelletier, J.D., DeCelles, P.G., Zandt, G., 2010. Relationships among climate, erosion, topography, and delamination in the Andes: a numerical modeling investigation. *Geology* 38 (3), 259–262.
- Petit, C., Gunnell, Y., Gongga-Saholiariliva, N., Meyer, B., Séguinot, J., 2009a. Faceted spurs at normal fault scarps: insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research* 114, B05403. doi:10.1029/2008JB005955.
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., Gongga-Saholiariliva, N., 2009b. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics* 28, TC6010. doi:10.1029/2009TC002555.
- Richard, P., 1991. Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. *Journal Of Structural Geology* 13 (4), 459–469.
- Roe, G.H., Stolar, D.B., Willett, S.D., 2006. Response of a steady-state critical wedge orogen to changes in climate and tectonic forcing. *Geological Society of America Special Papers* 398, 227–239.
- San'kov, V., Déverchère, J., Gaudemer, Y., Houdry, F., Filippov, A., 2000. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia. *Tectonics* 19 (4), 707–722.
- Shemenda, A.I., 1983. Similarity criteria for mechanical modeling of the tectonic processes. *Geologiya i Geofizika* 24 (10), 8–16.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In: Tinkler, K.J., Wohl, E.E. (Eds.), *River Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*: AGU Monograph, pp. 237–260.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bulletin* 112 (8), 1250–1263.

- Stein, R.S., King, G.C.P., Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes 2. Field examples of continental dip-slip faults. *Journal of Geophysical Research* 93 (B11), 13319–13331.
- Stock, J.D., Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on river bedrock incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research* 104 (B3), 4983–4993.
- Stock, et al., 2009. Spatial and temporal variations in denudation of the Wasatch Mountains, Utah, USA. *Lithosphere* 1 (1), 34–40. doi:10.1130/L15.1.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117–1142.
- Tucker, G.E., McCoy, S.W., Whittaker, A.C., Roberts, G.P., Lancaster, S.T., Phillips, R., 2011. Geomorphic significance of postglacial bedrock scarps on normal-fault footwalls. *Journal of Geophysical Research* 116, F01022. doi:10.1029/2010JF001861.
- Valla, P.G., Van Der Beek, P.A., Carcaillet, J., 2010. Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ^{10}Be . *Terra Nova* 22, 18–25. doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00911.x.
- Wallace, R.E., 1978. Geometry and rates of change of fault-related fronts, north-central Nevada. *Journal of Research of the United States Geological Survey* 6, 637–650.
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science* 301, 313–325.
- 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 (B8), 17661–17674.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 107, B2. doi:10.1029/2000JB000044.
- Whittaker, A.C., Attal, M., Cowie, P.A., Tucker, G.E., Roberts, G., 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100, 506–526.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* 104, 28957–28981.
- Willgoose, G., 1994. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief. *Water Resources Research* 30 (2), 151–159.
- Zuchiewicz, W.A., McCalpin, J.P., 2000. Geometry of faceted spurs on an active normal fault: case study of the Central Wasatch Fault, Utah, U.S.A. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 70, 231–249.

II.4. Discussion et Conclusions

La majorité des modèles expérimentaux sont associés à des topographies qui ont des caractéristiques communes avec les cas naturels, malgré les quelques limitations concernant la forme de certaines figures morphologiques (rivières larges, facettes triangulaires concaves et profils en long convexes des rivières). Les modèles présentés dans l'article ne permettent pas de confirmer la corrélation linéaire, observée par *Petit et al. (2009a)* à partir de modélisations numériques, entre la hauteur des facettes triangulaires et la vitesse de glissement de la faille. Cependant, nous pensons que cette corrélation est biaisée dans ces modèles expérimentaux par des limitations liées au rapport P/V_{vert} . En effet, le modèle réalisé avec une vitesse de glissement élevée ($V_{vert} = 39,6$ mm/h) doit avoir un rapport P/V_{vert} qui est trop faible (0,66), ce qui entraîne une mise en place trop lente du réseau de drainage et une dégradation de la topographie au niveau de l'escarpement car les processus gravitaires doivent compenser la lenteur de l'érosion régressive. Nous connaissons la borne supérieure à ne pas franchir concernant le rapport P/V_{vert} , nous avons dorénavant une borne inférieure.

Malgré cette principale limitation, les modélisations expérimentales montrent que la vitesse de glissement de la faille a une forte influence sur les vitesses d'érosion : l'érosion régressive, l'incision des rivières et l'érosion des lignes de crêtes sont corrélées à la vitesse de glissement. De plus, à partir du stade d'équilibre dynamique (même local), le taux d'érosion des lignes de crêtes est équivalent au taux d'incision des rivières à une même distance de la faille. Ceci signifie que la hauteur des facettes triangulaires est acquise pendant la phase de croissance du relief, phase pendant laquelle la vitesse d'érosion des lignes de crêtes doit être plus lente que l'incision des rivières adjacentes. Pour finir, la corrélation entre la vitesse de glissement de la faille et le taux d'incision des rivières est mise en évidence dans l'équation de puissance du courant déduite de l'érosion des modèles expérimentaux. Cette loi de puissance du courant pourrait être comparée, de même que la dynamique globale de la topographie, avec des simulations numériques, ceci dans le but de mieux contraindre les lois régissant les processus de surface incluses dans ces modèles.

CHAPITRE III. Approche numérique

III.1. Modélisation numérique de l'évolution du relief : état de l'art

III.1.1. Le principe des modèles numériques d'évolution de la topographie

Les géomorphologues ont couramment eu recours aux modélisations numériques pour étudier l'évolution de la topographie à différentes échelles de temps et d'espace (e.g., *Van Der Beek, in press*) dans différents contextes tectoniques et climatiques. Je n'aborderai pas ici les modèles hydrologiques visant à reproduire précisément les caractéristiques hydrauliques du cours d'eau. Ces modèles étudient l'évolution d'un seul paramètre (taille des grains, profondeur du cours d'eau...) à l'échelle de la rivière et pour des périodes de temps courtes (e.g., *Ikeda et Parker, 1989 ; Benda et Dunne, 1997 ; Parker et al., 1998 ; Cui et al., 2006*). De l'autre côté du spectre, les modèles d'évolution de la topographie, couramment appelés Surface Process Models (SPMs) ou Landscape Evolution Models (LEMs), permettent d'étudier la réponse de la topographie face à des sollicitations tectoniques et/ou climatiques. Leur principe repose sur la simulation des processus de surface classiquement décrits dans la nature par le biais de formulations intégrées sous la forme d'un algorithme dans les modèles numériques. Les paramètres physiques qui les contrôlent ont été définis et ont été utilisés pour établir des formulations représentatives des processus de surface (*cf* partie I.2.2) et de l'évolution topographique qu'ils engendrent. L'évolution topographique dans les SPMs est simulée par les changements d'altitude de la surface d'une grille constituée d'un grand nombre de mailles élémentaires (modèles à 2 dimensions). La variation d'altitude de chacune des mailles engendre des différentiels topographiques à petite échelle spatiale. Le sens de l'écoulement de l'eau est alors défini dans le sens de la plus grande pente d'un nœud à un autre (**figure III.1a**). Les SPMs développés par les géomorphologues sont variés et utilisent différents processus de surface ou différentes combinaisons de processus de surface (**figure III.1b**) selon les études réalisées. Dans la majorité des cas, deux processus de surface sont modélisés (**Tableau III.1**) : l'incision fluviatile et les processus de versant. Les processus de versant produisent et transportent le régolithe (couche superficielle de sédiment mobile) sur de courtes distances tandis que le transport par les processus fluviaux s'opère sur des distances plus importantes. L'incision fluviatile peut être modélisée par au moins cinq formulations différentes (voir plus loin). Les processus de versant sont couramment simulés par des lois de diffusion linéaire et non linéaire qui se rapprochent des équations (3) et (4),

respectivement (*cf* chapitre I.2.2.1). Les glissements de terrain sont parfois pris en considération indépendamment des lois de diffusion. Les processus d'érosion glaciaire, quant à eux, ont été plus récemment pris en compte par certains auteurs (e.g., *Tomkin, 2009*).

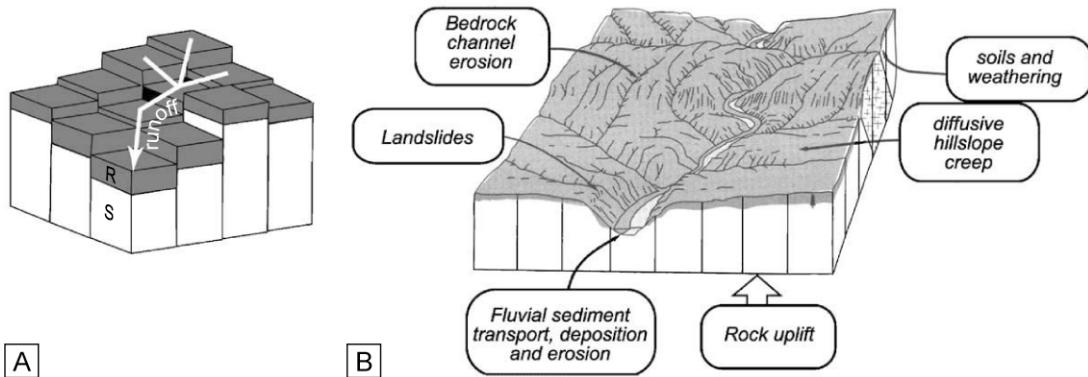


Figure III.1. (A) Illustration conceptuelle d'un maillage régulier utilisé dans les SPMs (modifiée à partir de *Tucker et Slingerland, 1994*). Le sens de l'écoulement est déterminé selon la plus grande pente d'une maille à une autre. Une maille se voit attribuer une certaine quantité de régolithe (R) à chaque pas de temps. S représente le substratum. (B) Schéma conceptuel des différents processus de surface pris en compte dans les SPMs (d'après *Tucker et Slingerland, 1994*). Les processus tectoniques sont simplifiés sous la forme d'une surrection.

Dans la littérature, plusieurs synthèses permettent d'avoir une idée des algorithmes principaux utilisés pour réaliser les SPMs (e.g., *Coulthard, 2001* ; *Dietrich et al., 2003* ; *Codilean et al., 2006* ; *Van Der Beek, in press*). Ces synthèses montrent que le maillage utilisé est de deux sortes : régulier avec maille rectangulaire ou irrégulier avec maille triangulaire. Le maillage irrégulier possède des avantages comme, entre autres, la possibilité de définir aléatoirement des zones à maillage fin permettant de développer des topographies plus réalistes (e.g., *Braun et Sambridge, 1997*). Cependant, le maillage régulier demeure couramment utilisé (e.g., *Allen et Densmore, 2000* ; *Petit et al., 2009a*) et permet de reproduire les caractéristiques principales du relief, des bassins versants et des rivières. Les synthèses énoncées plus haut montrent par ailleurs que l'ensemble des SPMs se base sur l'équation de continuité, qui relie la variation temporelle d'élévation h [L] à la vitesse de surrection U [L.T⁻¹] et à la divergence du flux sédimentaire Q_s [L³.T⁻¹] :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = U - \nabla Q_s \quad (23)$$

Par le biais de cette équation de continuité, des formulations permettent de simuler les processus de surface (équations (24) à (30) qui suivent). Elles relient le flux de sédiments à différents paramètres selon le processus modélisé. Ces paramètres peuvent être le gradient de pente, la pente locale et la largeur des rivières ainsi que l'aire drainée en amont, la capacité de transport des rivières et une longueur caractéristique pour l'érosion ou le transport.

- lois de diffusion

L'équation (23) permet d'établir une loi de diffusion linéaire qui tient compte de la conservation des masses et qui relie linéairement le flux sédimentaire au gradient de pente. Cette loi, proche de l'équation (3) (*cf chapitre I.2.2.I*), est de la forme :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -K_D \nabla^2 h \quad (24)$$

où K_D est un coefficient de diffusion [$\text{L}^2 \cdot \text{T}^{-1}$] et $\nabla^2 h$ est le gradient de pente. A l'équilibre dynamique, cette formulation produit des pentes paraboliques où le taux d'érosion dépend linéairement du gradient de pente. Les observations de terrain montrent que cette loi est valable pour des pentes moyennes inférieures à $\sim 20^\circ$ (e.g., *Anderson, 1994 ; Van Der Beek, in press*). Pour des pentes plus fortes ($> \sim 20^\circ$), la relation linéaire entre le taux d'érosion et le gradient de pente est perdue et les pentes deviennent linéaires (e.g., *Anderson, 1994 ; Burbank et al., 1996a ; Roering et al., 1999 ; Montgomery et Brandon, 2002*). Ceci a conduit différents auteurs à proposer une loi de diffusion non linéaire qui tient compte d'un seuil de pente critique S_c (e.g., *Anderson, 1994 ; Howard, 1994 ; Dietrich et Montgomery, 1998 ; Roering et al., 1999*). Cette loi, proche de l'équation (4) (*cf chapitre I.2.2.I*), permet de simuler de façon plus réaliste les morphologies réelles. Elle est de la forme :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{K_D \nabla^2 h}{1 - \left(\frac{\nabla h}{S_c}\right)^2} \quad (25)$$

- lois d'incision

Les études qui synthétisent les SPMs existants rendent également compte de la diversité des formulations du processus d'incision d'un algorithme à un autre. En effet,

l'incision fluviatile peut être modélisée par l'intermédiaire de 5 équations qui sont représentatives de régimes d'érosion-transport différents (e.g., *Van Der Beek et Bishop, 2003* ; *Codilean et al., 2006* ; *Van Der Beek, in press*). Je détaille ci-après seulement quatre d'entre elles, celles le plus couramment utilisées dans les SPMs, à partir de la synthèse de *Van Der Beek (in press)*.

La première équation correspond à la loi de puissance du courant la plus communément utilisée décrite dans le chapitre *I.2.2.1* (équation (2)). Elle s'exprime comme suit :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K \cdot A^m \cdot S^n \quad (26)$$

où K est un coefficient d'érosion [$L^{1-2m} \cdot T^{-1}$], A est l'aire drainée en amont du point du lit étudié [L^2], S la pente locale [$L \cdot L^{-1}$]. m et n sont des exposants positifs adimensionnels qui dépendent de l'hydrologie du bassin versant (e.g., *Whipple et al., 2000*, *Lague et al., 2005*), elle-même reliée à la géométrie de la rivière et aux paramètres climatiques globaux. Cette formulation est associée à un régime en détachement limité car le taux d'incision est directement corrélé à la puissance du courant. La limite principale de cette formulation est qu'en tout point de la rivière il y a incision sauf quand l'aire drainée ou la pente locale sont nulles (e.g., *Van Der Beek, in press*).

Le régime en transport limité est classiquement modélisé par l'intermédiaire de la capacité de transport des rivières Q_c [$L^2 \cdot T^{-1}$], qui est le paramètre limitant l'incision en étant directement corrélé à la puissance du courant par l'intermédiaire de la formulation :

$$Q_c = K' \cdot A^{m'} \cdot S^{n'} \quad (27)$$

De même que pour l'équation (26), K' est un coefficient de transport [$L^{1-2m} \cdot T^{-1}$], A est l'aire drainée en amont du point du lit étudié [L^2], S la pente locale [$L \cdot L^{-1}$] et m' et n' sont des exposants positifs adimensionnels. Pour cette formulation, la charge maximale de sédiments que la rivière peut transporter est considérée comme atteinte en tout point et l'incision ou le dépôt sont contrôlés par des variations spatiales et/ou temporelles de cette charge maximale (e.g., *Van Der Beek, in press*). L'évolution altimétrique est alors modélisée par une

formulation issue de la combinaison de l'équation (27) et de l'équation de continuité (équation(23)), qui donne :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{W} \nabla Q_c \quad (28)$$

où W [L] est la largeur de la rivière. Une grande partie des SPMs utilise les deux types de formulation (équations (26) et (28)), ce qui permet de simuler aussi bien le comportement des rivières à régime en détachement limité qu'en transport limité (e.g., *Tucker et Slingerland, 1994* ; *Densmore et al., 1998* ; *Tucker et Whipple, 2002* ; *Carretier et Lucaleau, 2005*). L'un ou l'autre de ces régimes limite alors l'incision fluviatile, selon la position considérée le long de la rivière.

Une troisième approche prend en considération un seuil critique d'incision sous lequel les particules déposées ou des fragments du substratum rocheux ne peuvent être transportés (e.g., *Tucker, 2004* ; *Lague et al., 2005*), ce qui permet de se rapprocher un peu plus du comportement physique réel du mécanisme d'incision des rivières. La formulation utilisée se base sur la loi de puissance du courant (équation (26)) et s'écrit comme suit (e.g., *Van Der Beek, in press*) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = k_e (\tau - \tau_c)^a = k_e \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_t} S^{n_t} - \tau_c \right)^a \quad (29)$$

où τ_c est le seuil critique de cisaillement que la contrainte cisallante basale τ doit dépasser pour mettre une particule en mouvement. k_e et k_t sont des constantes dimensionnelles, a , m_t et n_t sont des exposants adimensionnels. L'utilisation de cette formulation a permis de simuler des comportements dynamiques des rivières bien différents de ceux découlant des formulations précédentes, comme par exemple le passage cyclique d'un régime en détachement limité à un régime en transport limité, en particulier lorsque la charge sédimentaire varie de façon aléatoire au cours du temps (e.g., *Baldwin et al., 2003* ; *Tucker, 2004*).

Une quatrième formulation prend en compte l'influence de la charge solide des rivières sur l'incision, de manière assez similaire à la deuxième loi (équation (27)) décrite ici (e.g., *Beaumont et al., 1992* ; *Kooi et Beaumont, 1994*). Elle tient compte du fait que les alluvions contenues dans le flux d'eau peuvent diminuer la capacité d'incision du substratum

par la rivière car celle-ci ne peut se charger indéfiniment en sédiments. De ce fait, la charge sédimentaire doit être inférieure à la capacité de transport de la rivière pour inciser le substratum (« *undercapacity model* »). La formulation s'exprime comme suit :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{(Q_c - Q)}{WL_f} \quad (30)$$

où Q_c [$L^2 \cdot T^{-1}$] est la capacité de transport des rivières (équation (27)), Q [$L^2 \cdot T^{-1}$] est le flux de sédiments à un instant T , et L_f est une longueur caractéristique pour l'incision ou le transport. Elle représente, le long des rivières, la distance pour laquelle le régime passe de détachement limité à transport limité (e.g., *Beaumont et al., 1992* ; *Kooi et Beaumont, 1994*). Si L_f est faible, la rivière incise un matériau facilement érodable et se charge rapidement en sédiments : elle atteint rapidement un régime en transport limité. A l'inverse, si L_f est fort, la rivière incise un matériau difficilement érodable et c'est le régime en détachement limité qui est simulé. La valeur de L_f est très souvent comprise entre 10 et 100 km. Cette formulation mixte est fréquemment utilisée (e.g., *Braun et Sambridge, 1997* ; *Crave et Davy, 2001* ; *Garcia-Castellanos, 2002* ; *Davy et Lague, 2009* ; *Petit et al., 2009a*) car elle permet la simulation des régimes en détachement limité et en transport limité avec la même équation.

Echelle spatiale			Echelle temporelle		Processus tectonique		Processus de surface		Question scientifique		Références		
S (km ²)	M (m)	Objet(s) étudié(s)	Durée (Ma)	T _c (Ma)	R	U	E	C	I	D	L		
~40×120	4000 (r)	relief intégral, rivières, pentes	4-10	0,1-1	N	O	N	N	O	O	O	Evolution topographique des montagnes de Santa Cruz en relation avec l'uplift régional	<i>Anderson, 1994</i>
1-1000	- (r)	relief intégral et rivières à différentes échelles spatiales	1-300	0,1-6	O	O	N	N	O	O	N	Réponse de la topographie à un forçage tectonique et étude du temps de réponse	<i>Kooi et Beaumont, 1996</i>
100×100	1000 (i)	relief intégral, réseau de drainage, rivières	1	-	O	O	N	N	O	O	N	Evolution de la topographie suite à un forçage tectonique	<i>Braun et Sambridge, 1997</i>
20×30 cm	1 mm (r)	relief intégral	45 min	-	O	N	N	N	O	O	N	Evolution de la topographie en contexte d'uplift uniforme à l'échelle d'un modèle analogique	<i>Lague et al., 2003</i>
50×150	1000 (i)	relief intégral, rivières, pentes	1-100	-	O	N	N	N	O	O	N	Evolution topographique post-rift des marges passives et de l'escarpement associé	<i>Kooi et Beaumont, 1994 ; Gilchrist et al., 1994</i>
50×150	1000 (i)	relief intégral	~1-100 ?	-	O	N	N	N	O	O	O		<i>Tucker et Slingerland, 1994</i>
1D	relief intégral		50-100	-	O	N	N	N	O	O	N	+ modélisation de l'exhumation	<i>Van Der Beek et al., 1995</i>
100×300	1000 (i)	relief intégral, rivières	100	-	O	N	N	N	O	O	O	+ modélisation des profils en long des rivières	<i>Van Der Beek et Braun, 1998, 1999</i>
144×144	800 (i)	relief intégral, bassins versants, rivières	7,5	0,2	N	N	O	N	O	O	O	Evolution topographique en contexte de rift avec modèle de croissance des failles	<i>Cowie et al., 2006</i>
-	- (i)	relief intégral	-	-	N	O	N	O	O	O	N	Evolution topographique en contexte de prisme convergent	<i>Willett et al., 2001</i>

Tableau III.1. Exemples d'études utilisant des modèles d'évolution de la topographie (Surface Process Models SPMs ou Landscape Evolution Models LEMs). S et M indiquent la surface de la grille et la taille de la maille utilisées, respectivement. r indique un maillage régulier avec une maille de forme rectangulaire. i indique un maillage irrégulier avec une maille de forme triangulaire (Delaunay triangulation). T_c est le temps de réponse caractéristique du relief ou d'une figure morphologique à une sollicitation tectonique ou climatique. Il peut varier en fonction de l'objet étudié et de son échelle spatiale. O et N indiquent respectivement la présence et l'absence de modélisation concernant le contexte tectonique : R pour la relaxation, U pour la surrection, E pour l'extension et C pour la convergence. Ils indiquent également respectivement la présence et l'absence de modélisation concernant les processus de surface qui sont : l'incision (I), les processus de versants simulés par la loi de diffusion (D) et les glissements de terrain (L).

Echelle spatiale			Echelle temporelle		Processus tectonique			Processus de surface			Question scientifique	Références	
S (km ²)	M (m)	Objet(s) étudié(s)	Durée (Ma)	T _c (Ma)	R	U	E	C	I	D	L		
50x30	500 (i)	relief intégral, bassins versants, profil en long des rivières	3-8	0,001-4	N	O	N	N	O	O	N	Effet de la sédimentation au front des chaînes et analyse de différents temps de réponse	<i>Carretier et Lucaleau, 2005</i>
10x10	100 (r)	relief intégral	1,5	0,1	N	N	O	N	O	O	O	Evolution topographique associée au jeu d'une faille normale	<i>Densmore et al., 1998</i>
30-400	100 (r)	relief intégral, facettes triangulaires	2	1	O	N	O	N	O	O	O	+ simulation d'un horst et d'un champ de précipitation asymétrique	<i>Ellis et al., 1999</i>
10x10	100 (r)	relief intégral, relations entre bassins versants et cônes alluviaux	2,5	0,05	N	N	O	N	O	O	O	+ effet de variations tectoniques et climatiques	<i>Allen et Densmore, 2000</i>
8x4	100 (r)	relief intégral, facettes triangulaires	1,5	1	N	N	O	N	O	O	N	+ relation entre morphométrie des facettes triangulaires et tectonique, application à la faille de Wasatch (Basin and Range)	<i>Petit et al., 2009a</i>
~65	~250 (i)	profil en long des rivières à l'échelle d'un bassin versant	3	0,1-0,5	N	N	O	N	O	O	N	Réponse d'un bassin versant à un forçage tectonique lié au jeu d'une faille normale	<i>Attal et al., 2008</i>
1D	relations entre bassins versants et cônes alluviaux		5	0,5-2	N	N	O	N	O	O	N	Réponse d'un cône alluvial à des variations tectoniques et climatiques	<i>Densmore et al., 2007</i>
~300x600	4000	fleuve (paléo-vallée du Rhône)	~0,6	~0,1-1	O	N	N	N	O	O	N	Evolution du profil en long du Rhône suite à la crise messinienne	<i>Loget et al., 2006</i>
1D	500	profil en long des rivières	21	-	N	N	N	N	O	N	N	Contraindre la loi d'incision à partir d'exemples naturels	<i>Van Der Beek et Bishop, 2003</i>
1D	-	escarpement de faille normale	~3-7 ka	-	N	N	O	N	N	O	N	Evolution d'un escarpement de faille normale soumis à une loi de diffusion 1D	<i>Mattson et Bruhn, 2001</i>

Tableau III.1. (suite) Autres exemples d'études utilisant des SPMs.

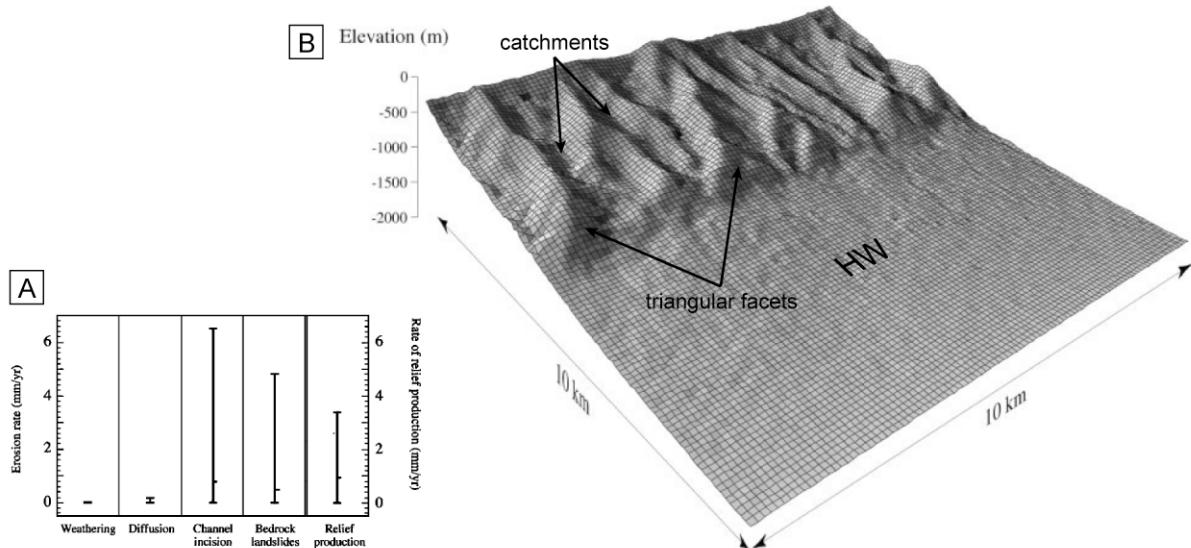
III.1.2. Exemples d'applications à différentes échelles d'espace et de temps

Le **Tableau III.1** regroupe divers exemples d'études visant à étudier l'évolution de la topographie en utilisant les SPMs. Ces études concernent différentes échelles d'espace et de temps. Elles peuvent par exemple, en termes d'échelle temporelle, s'intéresser à la dynamique long terme d'une topographie (e.g., *Anderson, 1994*) ou à sa perturbation transitoire et son retour à l'équilibre dynamique (e.g., *Loget et al., 2006*). En termes d'échelle spatiale et/ou de contexte géodynamique, ces études peuvent être regroupées en six catégories principales qui concernent :

- l'évolution de la topographie à l'échelle d'une chaîne de montagne (e.g., *Anderson, 1994 ; Kooi et Beaumont, 1996 ; Braun et Sambridge, 1997 ; Lague et al., 2003*) et parfois son interaction avec la sédimentation (*Carretier et Lucaleau, 2005*).
- l'évolution de la topographie des marges passives et de leur escarpement en domaine post-rift (e.g., *Kooi et Beaumont, 1994 ; Gilchrist et al., 1994 ; Tucker et Slingerland, 1994 ; Van Der Beek et al., 1995 ; Van Der Beek et Braun, 1998, 1999*),
- l'évolution de la topographie syn-rift à l'échelle d'une population de failles (e.g., *Cowie et al., 2006*),
- l'évolution de la topographie associée aux prismes convergents (e.g., *Willett et al., 2001*),
- l'évolution de la topographie du footwall de failles normales (e.g., *Densmore et al., 1998 ; Ellis et al., 1999 ; Allen et Densmore, 2000 ; Petit et al., 2009a*).
- l'évolution de la topographie à l'échelle d'un bassin versant (e.g., *Loget et al., 2006 ; Attal et al., 2008*) et parfois la dynamique sédimentaire associée des cônes alluviaux (e.g., *Densmore et al., 2007*).

Les études de *Densmore et al. (1998)*, *Ellis et al. (1999)*, *Allen et Densmore (2000)* et *Petit et al. (2009a)* sont celles qui se rapprochent le plus de la problématique de ce travail de thèse. *Densmore et al. (1998)*, *Ellis et al. (1999)* et *Allen et Densmore (2000)* utilisent le même code (Zscape) pour reproduire la topographie observée au niveau des foot-wall des failles normales actives. L'incision fluviatile est modélisée par l'utilisation simultanée des formulations correspondant au régime en détachement limité et au régime en transport limité (équations (26) et (28), respectivement). Les processus de versant sont modélisés par une

équation qui simule la production de régolithe puis par le transport de ce régolithe simulé simultanément par l'équation de diffusion non linéaire (équation (25)) et par des glissements de terrain. Dans cette approche, les glissements de terrain sont les processus de versant dominants dans l'évolution de la topographie (**figure III.2a**). Les auteurs parviennent à reproduire la topographie caractéristique observée le long des failles normales actives. Cette topographie est constituée par des rivières principales perpendiculaires à la direction de la faille et par des facettes triangulaires (**figure III.2b**). Ces dernières se développent grâce à la prédominance des glissements de terrain sur le comportement diffusif des pentes alors que l'inverse est observé dans la nature, les glissements de terrain étant rares sur les facettes triangulaires. La pente des facettes triangulaires semble alors contrôlée par un seuil de stabilité du matériau rocheux, dépendant de la résistance et leur hauteur n'est pas contrôlée par la vitesse de glissement de la faille normale (*Ellis et al., 1999*).



Enfin, le code numérique développé par *Petit et al. (2009a)* est celui qui a été utilisé dans ce travail de thèse. Il est présenté en détail plus loin dans la partie III.2. Les auteurs ont modélisé l'évolution topographique associée au jeu d'une faille normale. Les processus de surface modélisés sont l'incision fluviatile d'une part, et les processus de versant d'autre part. A la différence du code Zscape développé par *Densmore et co-auteurs*, les glissements de

terrain ne sont donc pas modélisés. Ils sont implicitement inclus dans l'ensemble des processus de versant simulés par une loi de diffusion. Les auteurs ont réussi à reproduire une topographie semblable à celles observées dans la nature dans le contexte des failles normales actives. Elle est constituée par des bassins versants dont l'axe d'allongement est perpendiculaire à la direction de la faille et par des facettes triangulaires (**figure III.3**). Ils ont étudié sous quelles conditions climatiques et avec quelles valeurs de paramètres inclus dans les formulations les facettes triangulaires peuvent se développer (**figure III.3**). Le paramètre climatique qu'ils ont testé est le taux de précipitations V_r et les paramètres testés qui sont inclus dans les formulations sont le coefficient de diffusion K_D et la longueur caractéristique pour l'érosion L_f . Les auteurs montrent que la topographie développe des facettes triangulaires ressemblantes à celles observées dans la nature pour un rapport f compris entre 10 et 100. Ce rapport f est défini comme suit :

$$f = \frac{K_D L_f}{V_r S} \quad (31)$$

En effet, l'analyse systématique de cette étude montre que plus L_f est faible, plus le relief semble facilement érodable par l'incision, et plus K_D est élevé, plus le relief est émussé. Donc plus L_f et K_D sont faibles, plus le relief est disséqué (« *strongly incised scarp* » sur la **figure III.3**). Bien évidemment, plus la quantité d'eau est importante (produit $V_r \times S$), plus le relief est disséqué. L'avantage de cette étude est donc la possibilité d'ajuster les paramètres K_D , L_f et V_r en fonction du type de morphologie que l'on souhaite obtenir. En utilisant des paramètres permettant d'obtenir une morphologie de type facettes triangulaires (**figure III.3**), les auteurs ont pu ensuite mettre en évidence le contrôle de la vitesse de glissement de la faille normale sur la morphométrie (hauteur et pente) des facettes (*cf* précédemment partie *I.4.4.3*).

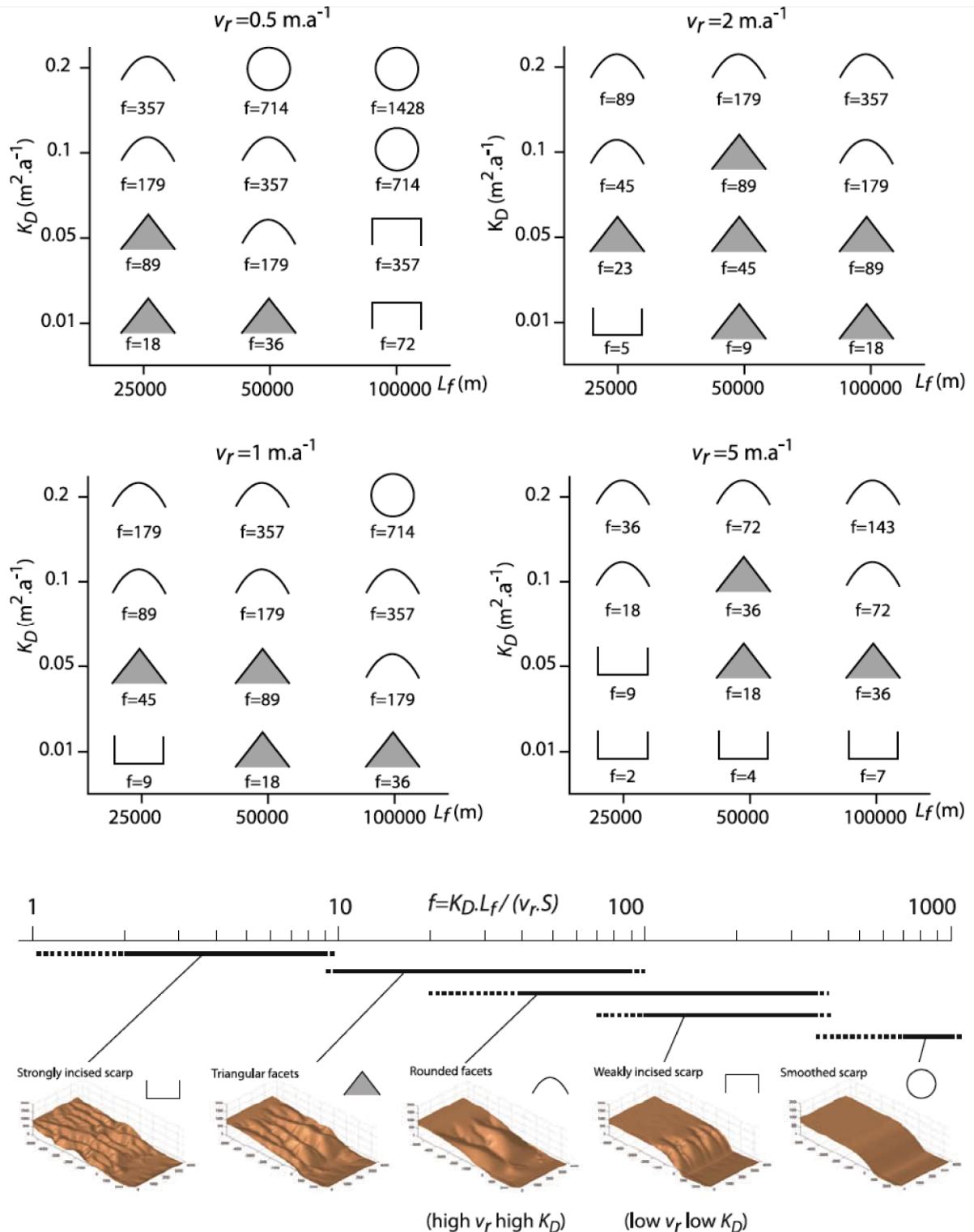


Figure III.3. Diagrammes montrant la sensibilité morphologique de l’escarpement long terme en relation avec différentes associations de valeurs des paramètres internes aux formulations des processus de surface (coefficients de diffusion K_D et longueur caractéristique d’érosion L_f) et d’un paramètre climatique (taux de précipitation v_r). S est la surface de la grille. La topographie est constituée par des facettes triangulaires réalistes quand le rapport f est compris entre 10 et 100 (d’après Petit *et al.*, 2009a).

III.1.3. Discussion et conclusions

Nous avons vu précédemment que différentes formulations prises en compte dans les SPMs permettent de modéliser l'incision fluviatile. Il n'est pas facile de distinguer laquelle de ces formulations est la plus apte à modéliser de façon réaliste la dynamique des rivières. Certaines études ont tenté de mieux calibrer les lois d'incision en essayant de reproduire au mieux les profils longitudinaux de rivières naturelles pour des conditions initiales et aux limites bien contraintes (e.g., *Stock et Montgomery, 1999* ; *Van Der Beek et Bishop, 2003* ; *Loget et al., 2006* ; *Attal et al., 2008*). Ces études ne s'accordent pas sur une formulation unique idéale permettant de simuler de façon réaliste l'incision fluviatile. Cependant, elles mettent en évidence l'importance de considérer le flux sédimentaire, l'ajustement dynamique de la largeur des rivières et le seuil d'incision dans les formulations des lois d'incision.

Les formulations concernant les processus de versant sont plus ubiquistes d'un code numérique à un autre. La majorité des SPMs modélise les processus de versant par le biais des lois de diffusion. L'utilisation de formulations pour simuler les glissements de terrain est un peu plus rare (**Tableau III.1**).

L'ensemble des SPMs montre que le style topographique est fortement contrôlé par l'équilibre entre les processus d'incision et les processus diffusifs (e.g., *Kooi et Beaumont, 1994* ; *Van Der Beek et Braun, 1998* ; *Petit et al., 2009a*). Par exemple, en utilisant la formulation de type « *undercapacity model* » pour simuler l'incision fluviatile et une loi de diffusion pour simuler les processus de versant, les paramètres érosifs que l'on peut faire varier en entrée du modèle numérique sont la longueur caractéristique L_f pour l'érosion ou le dépôt et le coefficient de diffusion K_D . Faire varier ces deux paramètres favorise le passage d'un style topographique à un autre (relief très disséqué ou plus arrondi) et il est donc possible de les ajuster pour obtenir le style topographique recherché.

Le temps de réponse caractéristique de la topographie ou d'un objet géomorphologique suite à un forçage externe (tectonique, climatique ou eustatique) peut varier sur plusieurs ordres de grandeur dans les SPMs comme dans la nature (**Tableau III.1** ; e.g., *Carretier et Lucaleau, 2005*). En effet, ce temps de réponse est fortement dépendant de l'échelle spatiale (aire drainée), de la nature de l'objet étudié (relief intégral ou rivière), de

l'amplitude du forçage externe et du climat (e.g., *Loget et Van Den Driessche, 2009*). Dans la nature, le temps de retour à l'équilibre des rivières est caractérisé par la vitesse de propagation des knickpoints. Celui-ci semble dépendre principalement de l'aire drainée, du régime de la rivière (alluviale ou bedrock) et du climat (*Loget et Van Den Driessche, 2009*). Ainsi, une rivière peut avoir un temps de réponse variant entre 10^1 et 10^7 ans. Malgré tout, le réseau de drainage à l'échelle régionale semble avoir un temps de réponse caractéristique supérieur compris entre 10^5 et 10^7 ans, ce qui correspond au temps de réponse du réseau hydrographique déduit par plusieurs auteurs à l'aide de simulations numériques (*Ellis et al., 1999*) et analytiques (*Whipple, 2001*). D'après les modélisations numériques réalisées par *Carretier et Lucaleau (2005)*, les temps de réponse caractéristique très courts (1 ka - 10 ka) correspondent par exemple au temps de divagation d'une rivière sur un cône alluvial, alors que ceux qui sont représentatifs de l'évolution topographique et sédimentaire à plus grande échelle spatiale sont de l'ordre du million d'année (0,6-4 Ma).

Enfin, l'ensemble des simulations numériques montrent que pour des échelles de temps courtes ($< 10^4$ a), les variations climatiques (e.g., pluviométriques) ont une forte incidence sur l'évolution topographique tandis que pour des échelles de temps longues ($> 10^4$ a), la dynamique long terme de la morphologie est dominée par la tectonique. C'est le cas, par exemple, de la dynamique sédimentaire des cônes alluviaux associée à la dynamique érosive des bassins versants (*Allen et Densmore, 2000*). Ceci permet de conclure sur l'intérêt d'étudier les morphologies en relation avec le signal tectonique long terme, ce qui correspond à l'approche de ce travail de thèse.

Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser une formulation de type « *undercapacity model* » pour modéliser l'incision fluviatile. En effet, cette formulation permet de simuler les régimes en détachement limité et en transport limité par le biais d'une seule équation. Les deux régimes ont été simulés pour des problèmes similaires à ceux que nous souhaitons aborder (e.g., *Densmore et al., 1998* ; *Ellis et al., 1999* ; *Allen et Densmore, 2000*). Son avantage est de ne pas faire de supposition a priori sur la relation pente/aire drainée (ou taux d'érosion/pente/aire drainée), ce qui permet de traiter cette relation comme une sortie du modèle, de la même manière que lors de l'analyse des modèles expérimentaux. Par ailleurs, elle est utilisée en même temps qu'une loi de diffusion dans un code numérique développé par

Petit et al. (2009a). C'est ce code que j'ai utilisé dans ce travail de thèse car les valeurs des paramètres érosifs qui permettent de développer une topographie avec des facettes triangulaires sont préalablement connues.

III.2. Description du modèle numérique utilisé dans ce travail

Le code développé par *Petit et al. (2009a)* a été utilisé pour modéliser l'évolution topographique en relation avec le jeu d'une faille normale. Il a été sensiblement modifié afin de réaliser des modèles numériques avec des conditions initiales semblables à celles des modèles expérimentaux du chapitre II. De même quelques sensibles modifications du code ont permis une meilleure conservation de la masse entre la matière érodée et celle sédimentée. Les modèles sont représentés par une surface topographique composée par un maillage régulier (modèles 2D). Les mailles sont carrées et font 200 m de côté. Le code permet la simulation simultanée des processus d'incision fluviatile et du comportement diffusif des pentes (selon la même formulation que *Kooi et Beaumont, 1994*). Il est couplé avec un modèle cinématique de déformation de la grille qui simule la déformation crustale associée au jeu d'une faille normale.

III.2.1. Modélisation de la tectonique

Pour simuler la déformation de surface associée au jeu d'une faille normale, un modèle cinématique basé sur le modèle de dislocation élastique d'*Okada (1985)* a été utilisé en considérant une faille infinie latéralement. La dislocation est appliquée pour chaque maille relativement à la trace de la faille en surface de telle sorte que la position de la trace de la faille en surface reste constante dans le repère cartésien du modèle. La position de la trace de la faille en surface définit l'origine sur l'axe Y. L'axe X est dans la direction de la faille et l'axe Z correspond à l'axe des élévations (**figure III.4**). De manière à reproduire les conditions aux limites des modèles expérimentaux, nous avons considéré un foot-wall fixe. Afin de préserver une bonne résolution du maillage au niveau de la faille, un remaillage est imposé si la distance entre deux nœuds dépasse deux fois la taille de la maille élémentaire. Le cumul des dislocations engendre une déformation élastique long terme de la grille qui se rapproche de la déformation crustale long terme associée au jeu d'une faille normale, et les déplacements post-sismiques sont négligés (*King et al., 1988* et *Stein et al., 1988* ; cf partie I.1.1 et **figure I.1**). La conséquence est probablement une surestimation de l'amplitude de la topographie négative créée.

III.2.2. Modélisation des processus de surface

Les processus de surface modélisés sont l'incision fluviatile d'une part, et les processus de versant par l'intermédiaire d'une loi de diffusion d'autre part. L'incision fluviatile est simulée à l'aide de la formulation de type « undercapacity model » (équation (30)). Les processus de versant sont modélisés par la loi de diffusion linéaire (équation (24)) et le coefficient de diffusion est multiplié par 1,5 pour les fortes pentes ($> 40^\circ$), ce qui permet de simuler des glissements gravitaires sur le long-terme et d'obtenir une topographie plus réaliste. Pour une maille donnée et à un instant T, le flux local d'eau est transféré dans son intégralité à une des 8 mailles voisines dans le sens de la plus grande pente (méthode D8 de *O'Callaghan et Mark, 1984*). L'écoulement d'eau, l'incision ou le dépôt, et les flux diffusifs sont calculés à chaque pas de temps. Des modifications du code initial ont permis de mieux simuler la sédimentation dans le bassin flexural du hanging-wall, notamment en contrôlant à chaque pas de temps la conservation de la masse de sédiments.

III.2.3. Les paramètres érosifs et tectoniques en jeu

Les paramètres érosifs sont les paramètres qui ont une influence sur l'érosion. Il s'agit du taux de précipitation effectif v_r , du coefficient de diffusion K_D et de la longueur caractéristique L_f . *Petit et al. (2009a)* montrent que la topographie des modèles est constituée par des facettes triangulaires pour différentes combinaisons de ces paramètres climatiques. Lors de ces tests, v_r est compris entre 0,5 et 5 m.a⁻¹, K_D entre 0,01 et 0,2 m².a⁻¹ et L_f entre 25 et 100 km. Dans les modélisations réalisées au cours de ce travail de thèse, v_r , K_D et L_f sont identiques d'un modèle à un autre et ont été calibrés suite à des tests sur la morphologie similaires à ceux réalisés par *Petit et al. (2009a)*. Leur valeur est de 3 m.a⁻¹, 0,2 m².a⁻¹ et 50 km, respectivement. Les paramètres tectoniques en jeu sont le pendage de la faille et la vitesse de glissement V dont la composante verticale sera noté V_{vert} . Le pendage du plan de faille est de 60° pour l'intégralité des modèles réalisés. Seule la vitesse de glissement V de la faille varie d'un modèle à un autre, le but étant de tester son rôle sur l'évolution de la topographie de la même façon que lors de l'approche expérimentale détaillée dans le chapitre II.

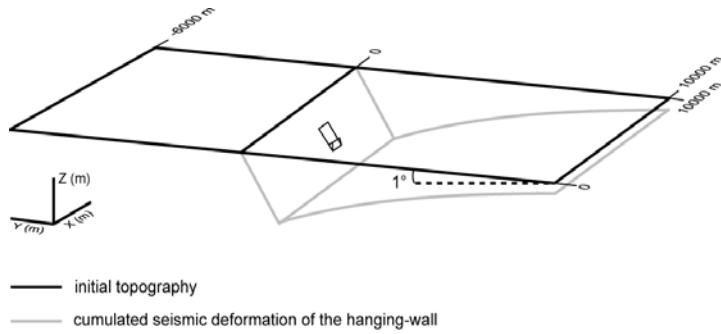


Figure III.4. Topographie au stade initial des modèles numériques de cette étude. Une dislocation élastique de type Okada (1985) permet de simuler la déformation flexurale du hanging-wall, le foot-wall étant immobile afin de reproduire les conditions cinématiques des modèles expérimentaux du chapitre II.

III.2.4. Conditions initiales et aux limites

Les conditions initiales et aux limites sont basées sur celles des modèles expérimentaux décrits dans le chapitre II. Toutefois, les modèles numériques ont une dimension plus petite (foot-wall de 10×6 km) que l'équivalent naturel des modèles expérimentaux (foot-wall de 50×30 km). Cela correspond à la dimension des foot-wall des failles normales étudiées dans la nature dans le cadre de cette étude. La taille totale de la grille ($X \times Y$) est de 10×16 km (10×6 km pour le foot-wall et 10×10 km pour le hanging-wall). La position $Y=0$ correspond à la trace de la faille en surface au stade initial. Seul le hanging-wall est autorisé à se déplacer pour respecter les mêmes conditions que dans les modèles expérimentaux (**figure III.4**). La pente initiale de la surface est de 1° , favorisant l'écoulement de l'eau vers le hanging-wall dans les premiers stades des modèles. Les altitudes initiales sont arbitrairement fixées de manière à conserver l'ensemble de la grille au-dessus du niveau zéro pendant toute la durée du modèle (**figure III.4**). Un bruit topographique aléatoire d'une amplitude de 3 m est ajouté pour favoriser la dissection du plateau initial et la chenalisation. La vitesse de glissement de la faille est le paramètre testé dans cette étude. Le pas de temps est de 1000 ans. Quatre modèles numériques ont été réalisés avec des vitesses de glissement de la faille différentes (composante verticale V_{vert}) :

- $V_{vert} = 0,325 \text{ mm.a}^{-1}$ (modèle 1),
- $V_{vert} = 0,65 \text{ mm.a}^{-1}$ (modèle 2),
- $V_{vert} = 1,3 \text{ mm.a}^{-1}$ (modèle 3),

- $V_{vert} = 1,95 \text{ mm.a}^{-1}$ (modèle 4).

Compte tenu du dimensionnement temporel calibré pour les modèles expérimentaux ($1s = \sim 200$ ans), les expériences 2 et 3 sont équivalentes aux modèles expérimentaux réalisés avec une vitesse de glissement de faille de 3 et $6 \mu\text{m.s}^{-1}$, respectivement (*cf* article dans la partie II.3).

III.3. Effet de la vitesse de glissement de la faille normale sur l'évolution du relief

III.3.1. Evolution topographique et sédimentaire

Les modèles numériques reproduisent au premier ordre les morphologies observées le long des failles normales actives : les facettes triangulaires se développent entre des rivières principales à faible indice de sinuosité et qui sont perpendiculaires à la direction de la faille, tout comme les lignes de crêtes et donc également comme l'axe d'allongement des bassins versants (**figure III.5**).

Je décris ici l'évolution topographique uniquement pour le modèle 2 ($V_{vert} = 0,65$ mm/a ; **figure III.5**) car cette évolution est semblable pour les trois autres modèles. Dans les stades précoce de mise en place du réseau hydrographique ($t < 250$ ka), les rivières s'installent sur toute la longueur du modèle du fait de la pente initiale de 1° . En effet, le niveau de base du modèle se situe tout en bas du hanging-wall au début des modèles. Par la suite, le foot-wall est progressivement disséqué par l'érosion régressive et les rivières se localisent uniquement dans le foot-wall, leur exutoire se situant au niveau de l'escarpement de faille. Ceci traduit une migration du niveau de base contrôlant l'incision fluviatile depuis le bas du hanging-wall vers la base de l'escarpement de faille. A 500 ka, le foot-wall est complètement disséqué et la géométrie du réseau hydrographique ne variera que très peu pendant le reste du modèle. En effet, les rivières majeures prennent place très rapidement (250 ka) et leur tracé n'évoluera presque plus par la suite. On remarque malgré tout la coalescence de deux rivières ($4000 \text{ m} < X < 6000 \text{ m}$) par le retrait d'une ligne de crête ($X \approx 5000 \text{ m}$) à partir de 0,75-1 Ma. L'évolution des lignes de crête et plus généralement des bassins versants est semblable à l'évolution des rivières décrite ci-dessus. Les facettes triangulaires se forment rapidement ($t < 250$ ka) au niveau de la terminaison des lignes de crête situées au niveau de l'escarpement. Leur hauteur moyenne semble se stabiliser autour de 1 Ma comme dans les modélisations numériques réalisées par *Petit et al. (2009a)*. Des mesures de la hauteur moyenne H_f des facettes triangulaires modélisées dans ce travail de thèse ont été effectuées. Elles montrent une relation linéaire avec la vitesse de glissement de la faille V_{vert} . Cette relation est très proche de celle obtenue par *Petit et al. (2009a)* pour des conditions initiales

(cinématique du foot-wall) différentes : le rapport V_{veri}/H_f dans les modèles de ce travail de thèse est de 0,0012, comparable à celui obtenu par *Petit et al. (2009b)*. Cela paraît logique compte tenu du fait qu'il s'agit du même code et que l'on utilise une paramétrisation assez voisine ici.

De même que pour l'évolution topographique, je décris ci-après l'évolution de la sédimentation cumulée pour le modèle 2 ($V_{veri} = 0,65 \text{ mm/a}$; **figure III.6**). On observe bien le remplissage du bassin flexural du hanging-wall par les sédiments issus de l'érosion du foot-wall. Dans les premiers stades d'évolution du modèle ($t < 250 \text{ ka}$), les sédiments se déposent majoritairement en bas du hanging-wall. En effet, comme vu précédemment, les rivières drainent toute la longueur du modèle du fait de la pente initiale de 1° . Elles déposent donc leur charge sédimentaire lorsque le niveau de base qui se situe en bas du hanging-wall est atteint. Par la suite, l'essentiel de la charge sédimentaire est déposée dans le bassin flexural proche de l'escarpement du fait de la migration du niveau de base. Cette dernière est contrôlée par la cinématique du hanging-wall et dépend de l'amplitude de la déformation flexurale. En conséquence, plus la vitesse de glissement de la faille est rapide, plus cette migration s'opère tôt. Par ailleurs, on observe un gradient dans l'épaisseur des sédiments à partir de 500 ka : plus on s'éloigne de l'escarpement, moins les dépôts sont épais. Ce gradient est contrôlé par la géométrie de la base du hanging-wall flexuré recouvert par les sédiments avec une pente faible ($0,2^\circ$ à $1,2^\circ$) qui dépend sensiblement de la vitesse de glissement de la faille. Pour finir, on observe une épaisseur de sédiments légèrement plus importante au niveau des lits des rivières qui se prolongent dans le hanging-wall qu'au front des facettes triangulaires, car les processus diffusifs majoritairement responsables de l'érosion des facettes ne permettent pas le transport sur de longues distances, contrairement aux rivières. De plus, les rivières ne montrent que peu ou pas d'avulsion ce qui ne favorise pas une répartition plus équilibrée de la masse sédimentaire dans le hanging-wall. Nous remarquons d'ailleurs que les rivières ont tendance à inciser leurs dépôts dans le hanging-wall, ce qui forme au premier ordre des figures analogues aux terrasses de comblement.

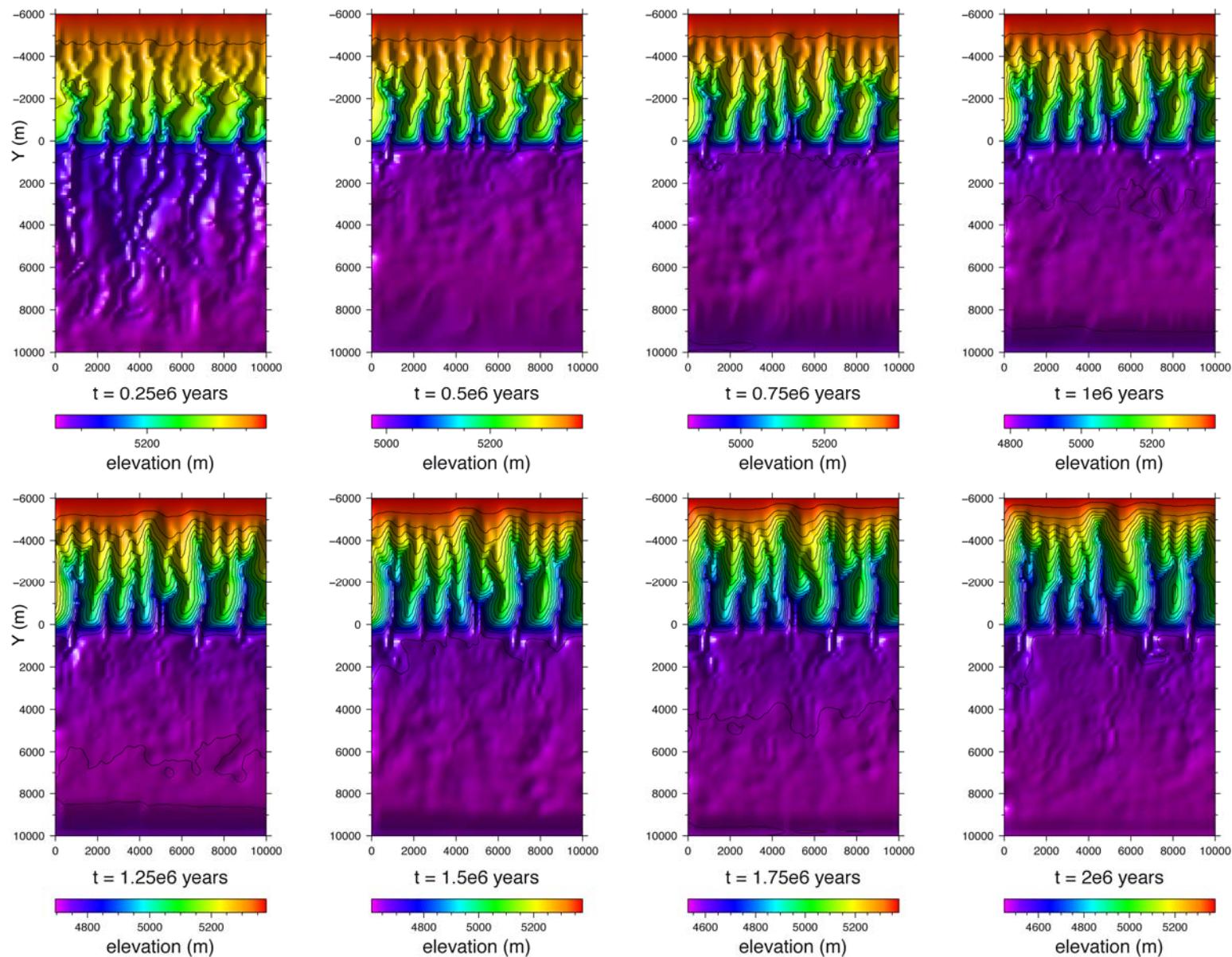
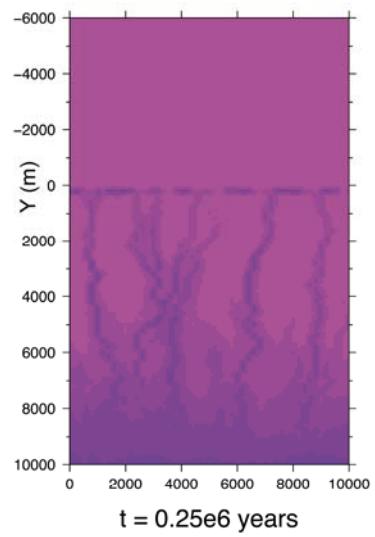
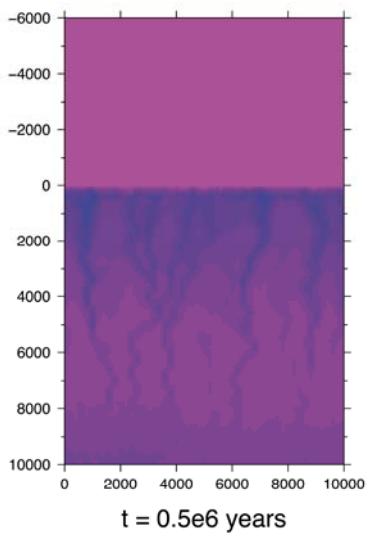


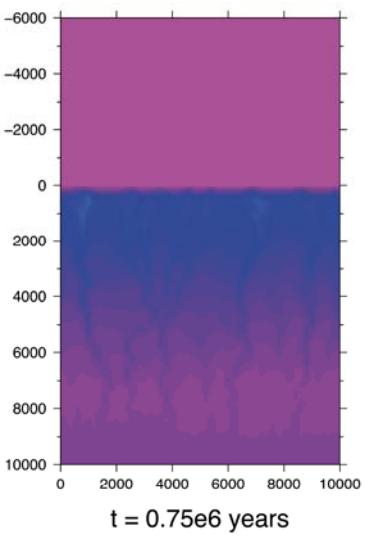
Figure III.5. Evolution de la topographie vue en carte du modèle 2 ($V_{vert} = 0,65 \text{ mm/a}$). La topographie est représentée par des MNT auxquels sont superposés des courbes de niveau dont l'équidistance est de 50 m.



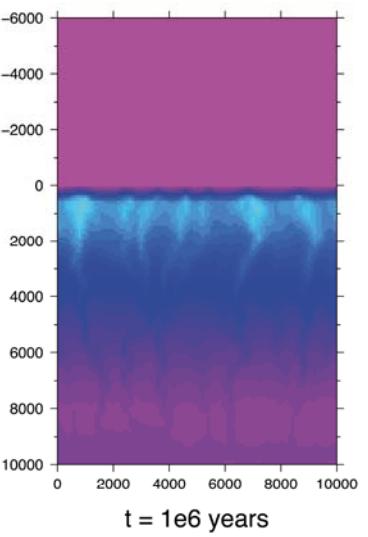
$t = 0.25 \times 10^6$ years



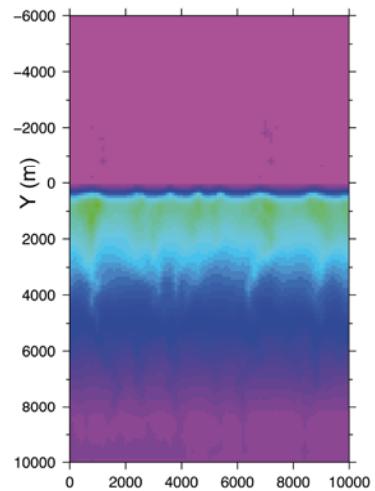
$t = 0.5 \times 10^6$ years



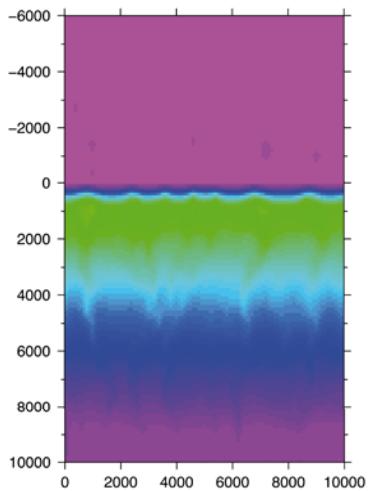
$t = 0.75 \times 10^6$ years



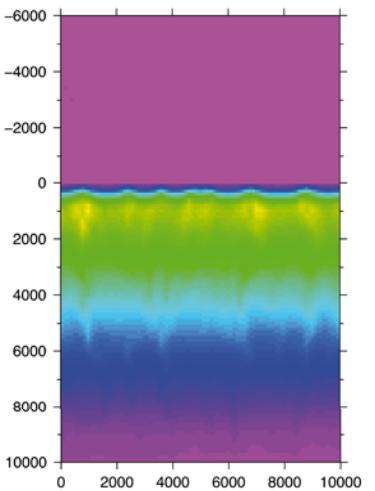
$t = 1 \times 10^6$ years



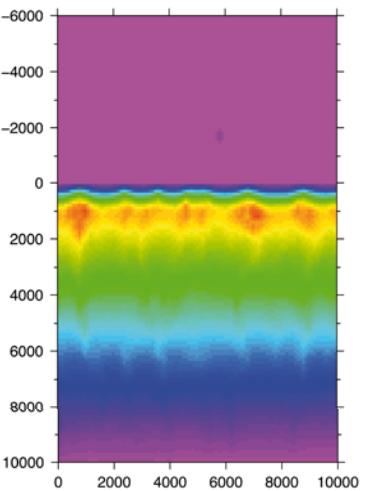
$t = 1.25 \times 10^6$ years



$t = 1.5 \times 10^6$ years



$t = 1.75 \times 10^6$ years



$t = 2 \times 10^6$ years

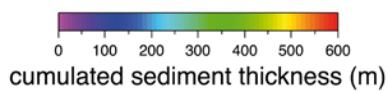


Figure III.6. Evolution de la sédimentation cumulée vue en carte pour le modèle 2 ($V_{vert} = 0,65 \text{ mm/a}$).

III.3.2. Description de la topographie au stade final

La topographie au stade final diffère en fonction de la vitesse de glissement de faille imposée (**figure III.7**). On remarque tout d'abord que l'amplitude de la topographie à grande longueur d'onde (i.e., entre la faille et le sommet du foot-wall) dépend de la vitesse de glissement de la faille. Cette observation est amplifiée par un effet de bord en haut du foot-wall : le relief y est faiblement érodé et disséqué car ce bord joue le rôle d'une limite de drainage fixe. Des tests préliminaires ont été réalisés avec une ligne de partage des eaux située en aval du bord haut du modèle pour tenter de supprimer cet effet de bord. De part et d'autre de la ligne de partage des eaux située à $Y = -6000$ m, la pente initiale est de 1° vers le bas. Ces tests montrent que (i) la ligne de partage des eaux est très faiblement érodée et disséquée et que (ii) elle migre vers la faille depuis $Y = -6000$ m à $Y = -5000$ m voire $Y = -4000$ m. Cette migration semble s'opérer de la même manière que pour le retrait des grands escarpements post-rift (e.g., *Kooi et Beaumont, 1994*), c'est-à-dire par recul de la tête des bassins versants par l'effet de l'érosion régressive sur le relief qui n'est pas encore disséqué. La réponse du relief pour $Y < -6000$ m ressemble donc à celle d'un relief en relaxation. Suite à ces tests préliminaires, nous avons donc décidé de garder les modèles avec la pente initiale de 1° . La topographie au niveau de l'escarpement de faille a également une amplitude qui augmente en fonction de la vitesse de glissement de la faille (**figure III.8**). L'amplitude de cette topographie correspond notamment à la hauteur des facettes triangulaires. Comme nous l'avons vu précédemment, la hauteur moyenne des facette triangulaires ainsi que leur pente sont contrôlées par la vitesse de glissement de la faille normale. La hauteur des facettes triangulaires se stabilise à partir de 1 Ma en moyenne, traduisant un état stationnaire où le taux de surrection relatif au niveau de base est équivalent aux taux d'érosion des facettes triangulaires. Plus en amont, l'écart entre l'altitude d'une rivière et celle de la crête adjacente semble aussi dépendre de la vitesse de glissement de la faille. L'analyse de la topographie au stade final uniquement ne permet pas d'étudier l'état d'équilibre du relief. Pour cela, il est nécessaire de s'intéresser à l'évolution des taux d'érosion du relief.

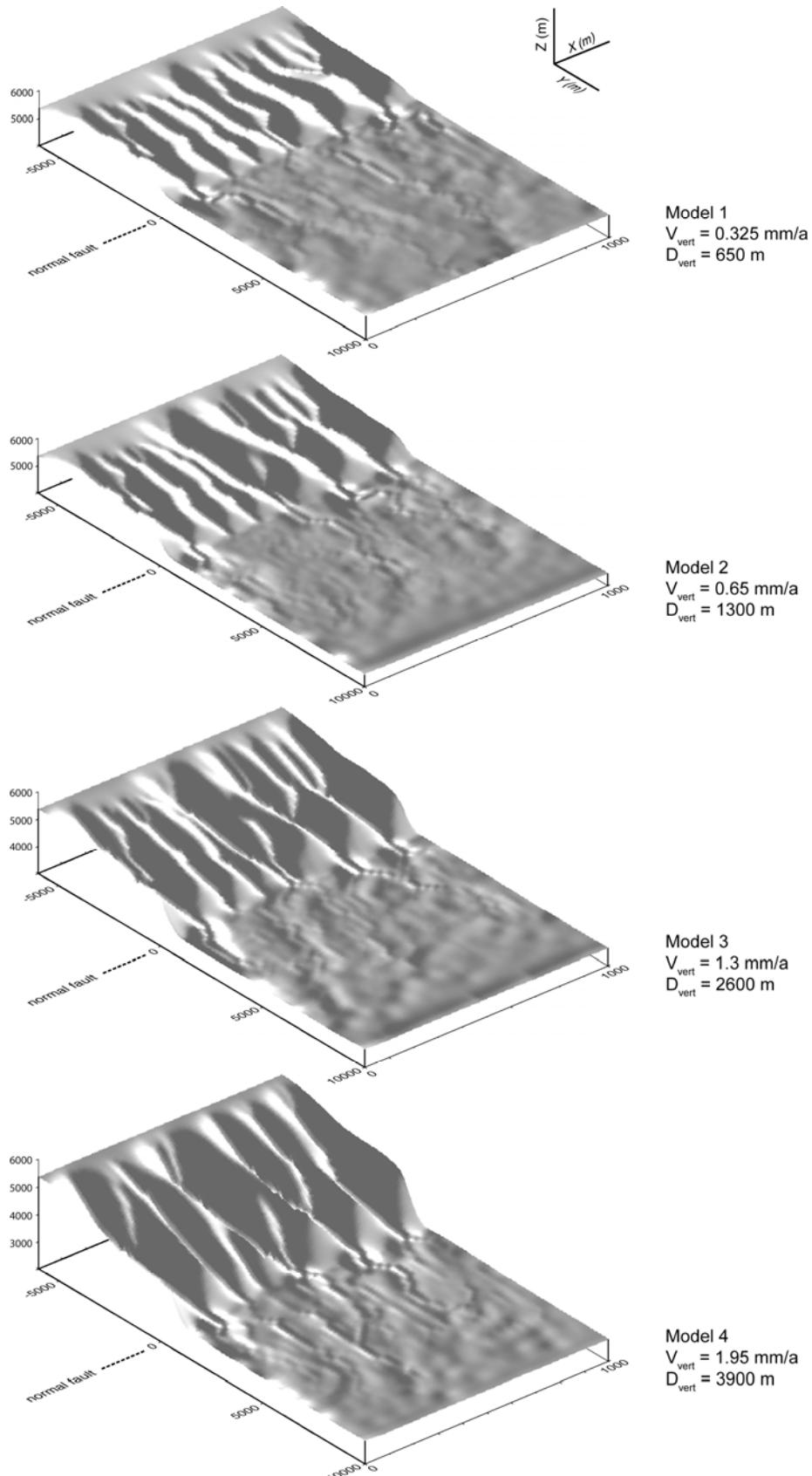


Figure III.7. (du haut vers le bas) Topographie au stade final des modèles numériques réalisés dans ce travail de thèse. V_{vert} est à la composante verticale de la vitesse de glissement de la faille normale. D_{vert} est la composante verticale du déplacement total. La durée des modèles est de 2 Ma.

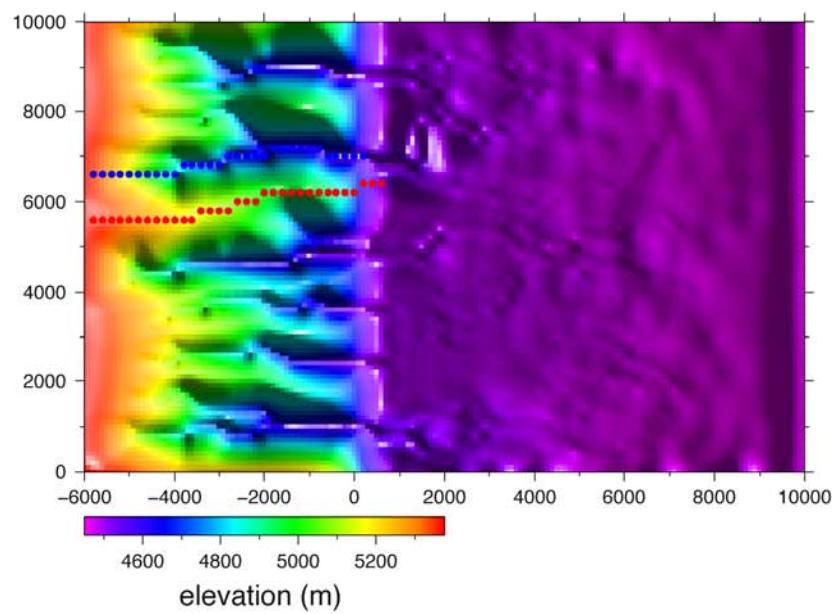
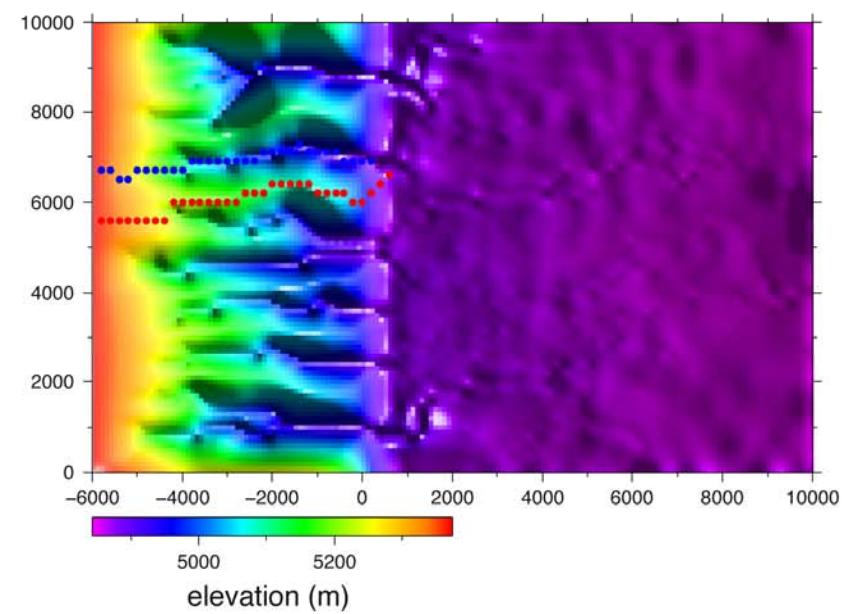
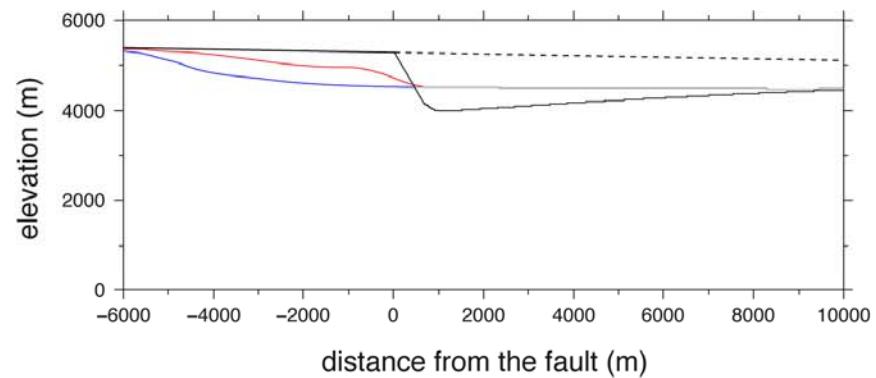
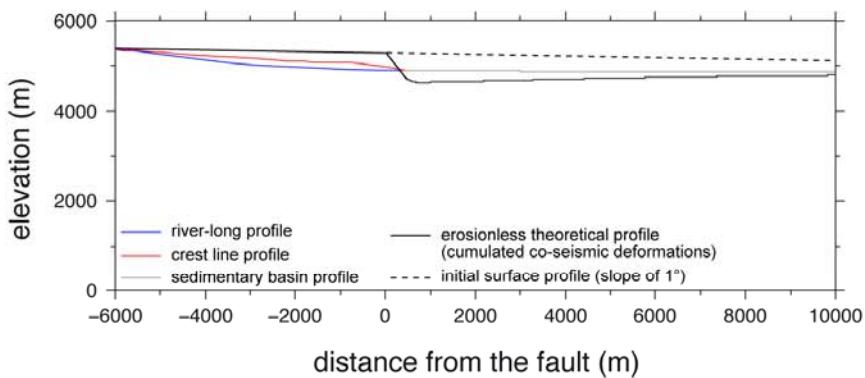


Figure III.8. MNT et profils longitudinaux au stade final pour les modèles 1 ($0,325 \text{ mm/a}$; gauche) et 2 ($0,65 \text{ mm/a}$; droite).

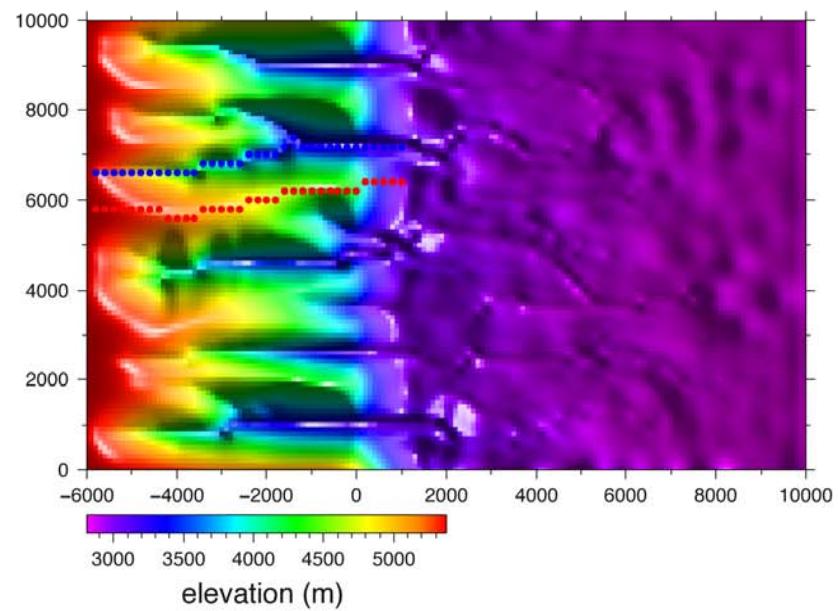
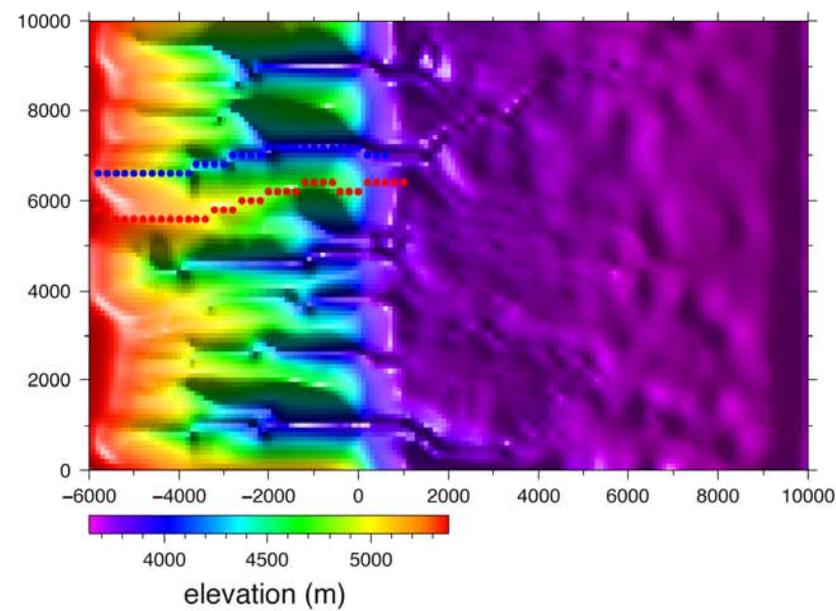
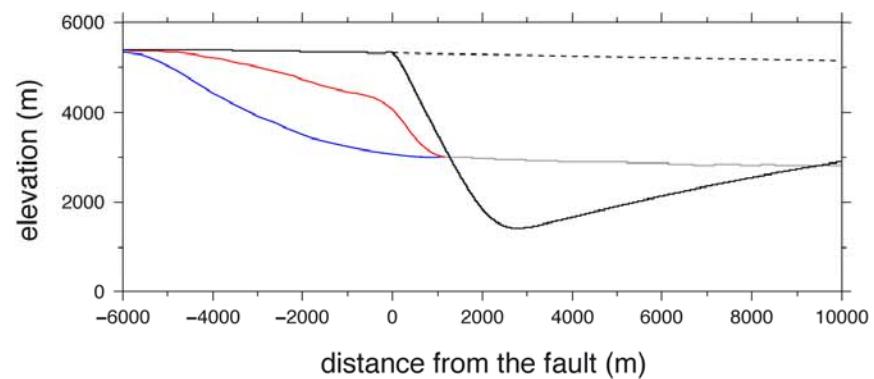
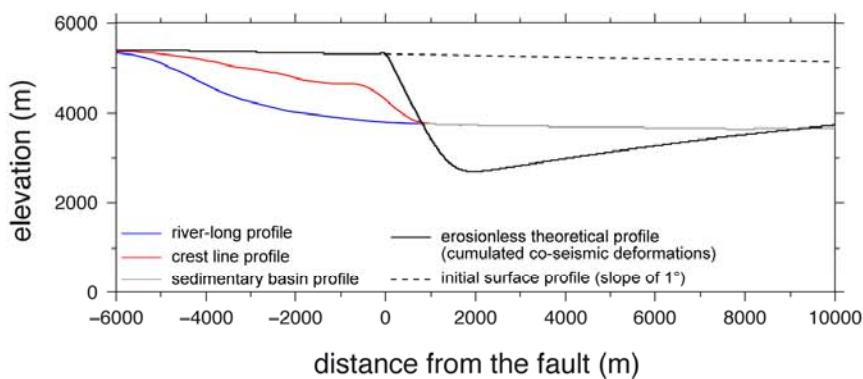


Figure III.8. (suite) MNT et profils longitudinaux au stade final pour les modèles 3 (1,3 mm/a ; gauche) et 4 (1,95 mm/a ; droite).

III.3.3. Evolution des taux d'incision fluviatile et d'érosion des lignes de crête

Afin de mesurer le taux d'incision fluviatile et le taux d'érosion des crêtes, 40 MNT sont créés en sortie du modèle avec un intervalle de temps régulier de 50 ka. Un script GMT a été développé. Il permet de mesurer (i) l'écart entre le MNT initial (MNT plat avec pente de 1°) et un des 40 MNT ou (ii) l'écart entre deux MNT consécutifs. Le pas d'échantillonnage est dans les deux cas équivalent à la taille de la maille (200 m). Le premier écart traduit la variation altimétrique totale subie par la surface du modèle depuis le stade initial. Le second nous donne accès aux variations altimétriques sur le moyen terme (50 ka). En divisant le premier écart par le temps qui s'est écoulé depuis le stade initial, on obtient un taux d'érosion long terme du relief qui est en réalité une moyenne des taux d'érosion court terme. En divisant le second écart par le temps entre deux MNT consécutifs, on obtient un taux d'érosion moyen terme (50 ka). Le script GMT permet ensuite d'extraire les valeurs des taux d'érosion moyen et long terme le long des rivières et des lignes de crête majeures (en moyenne 5 pour chaque modèle).

Le taux d'érosion long terme mesuré le long des rivières et des crêtes varie en fonction de la distance à la faille (**figure III.9**). Dans les rivières et sur les crêtes, il est plus élevé au niveau de l'escarpement et diminue progressivement en amont. Ceci est lié à l'érosion régressive : l'érosion commence rapidement au niveau de l'escarpement donc le taux d'érosion long terme est très proche des taux d'érosion court terme à cet endroit. A l'inverse, l'érosion commence plus tardivement en amont et le taux d'érosion long terme est inférieur aux taux d'érosion court terme obtenus sur les derniers MNT. La variation du taux d'érosion long terme en fonction de la distance en amont de la faille traduit le gradient topographique acquis sur le long terme, aussi bien dans les rivières que sur les crêtes. Nous pouvons remarquer que cette relation est fortement contrôlée par la vitesse de glissement de la faille : plus cette vitesse est rapide, plus le gradient topographique acquis sur le long terme est élevé. Ceci signifie que (i) l'érosion régressive n'est pas assez efficace pour contrebalancer l'effet d'une tectonique rapide pendant la phase de croissance du relief et/ou que (ii) la réponse d'un relief à l'équilibre face à une vitesse tectonique élevée crée un fort gradient topographique.

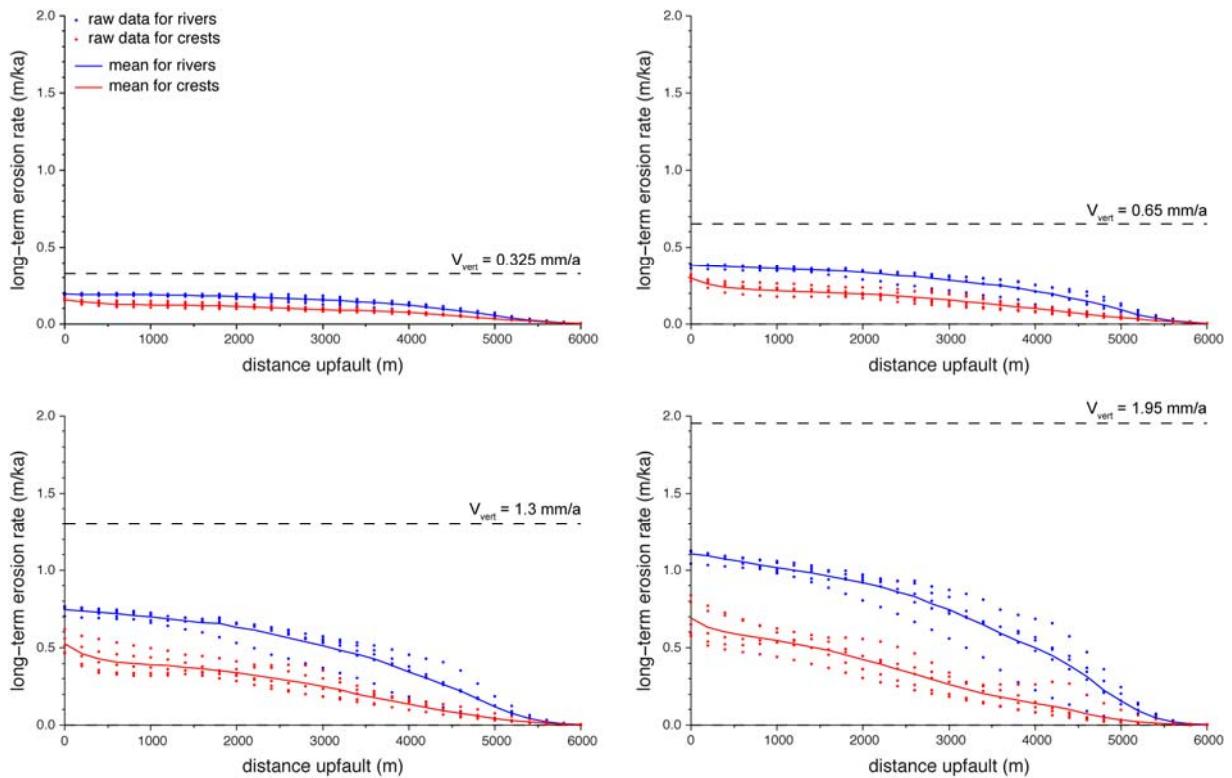


Figure III.9. Taux d'érosion long terme mesuré dans les rivières et sur les crêtes en fonction de la distance par rapport à la faille. Il est calculé en divisant la hauteur de matériau érodé en un point du MNT final par le temps total pendant lequel l'écart topographique entre le stade initial et final s'est créé. V_{vert} est la vitesse verticale de glissement de la faille normale.

Le taux d'érosion mesuré 200 m et 2000 m en amont de la faille évolue en fonction du temps (**figure III.10** et **figure III.11**). Tout d'abord, les taux d'érosion calculés sur le moyen terme (50 ka) évoluent de façon cyclique en oscillant autour d'une valeur moyenne. Cette oscillation, qui s'observe tant au niveau des rivières que des crêtes, montre avec une fréquence constante une phase de ralentissement de l'érosion voire une phase d'aggradation (dans les rivières), qui est aussitôt suivie par une phase d'accélération de l'érosion jusqu'à un pic puis un retour à une valeur moyenne. Il s'agit en fait d'un artefact numérique lié au modèle « undercapacity » : l'existence d'une longueur caractéristique L_f pour l'érosion et le dépôt de sédiments fait qu'à la fin d'une boucle d'érosion une partie des sédiments peuvent rester « en suspension » à chaque maille (c'est-à-dire qu'ils ne sont ni déposés, ni transférés en aval). Les supprimer à la fin de la boucle revient à perdre de la masse ce qui n'est pas acceptable dans notre cas. Les remettre en jeu dans la boucle suivante revient à augmenter progressivement la charge solide présente, qui se déposera au bout d'un certain nombre de pas de temps lorsque la capacité de transport sera atteinte sur une grande surface du modèle. La

rivière passe donc ainsi assez rapidement d'un régime en détachement limité à transport limité, puis revient en détachement limité, ce qui cause ces oscillations. Ce comportement cyclique est lissé sur le long terme (0,5 Ma) et il n'empêche pas les rivières et les crêtes d'atteindre un taux d'érosion stable. Il n'empêche pas non plus le transfert des sédiments dans le hanging-wall car l'épaisseur cumulée des sédiments dans le foot-wall est négligeable (quelques dizaines de m ; **figure III.6**). D'ailleurs, les profils en long des rivières ne marquent que très peu ces cycles d'arrêt et de reprise de l'érosion. Nous avons donc décidé de garder ce type de modèle malgré l'artefact numérique car celui-ci n'est pas gênant pour l'étude de l'évolution de la topographie sur le moyen et le long terme.

Au début des modèles, le taux d'incision fluviatile moyen terme (50 ka) augmente rapidement à proximité de l'escarpement (200 m en amont ; **figure III.10**) jusqu'à atteindre un pic. Cette phase d'accélération et ce pic sont suivis par une phase de ralentissement qui conduit à une phase où le taux d'incision devient stable pendant la durée restante des modèles. La phase d'accélération est courte et le pic est atteint rapidement (100 ka) toute vitesse de glissement de faille confondue. Par contre, la phase de ralentissement qui précède la phase de stabilité est plus longue et dépend de la vitesse de glissement de la faille normale. Le taux d'incision fluviatile mesuré 2000 m en amont de la faille suit au premier ordre la même évolution sauf que la phase d'accélération est plus longue et dépend de la vitesse de glissement de la faille. De plus, le pic est observé uniquement pour les modèles 1 ($V_{vert} = 0,325 \text{ mm/a}$) et 2 ($V_{vert} = 0,65 \text{ mm/a}$). Enfin, la phase de stabilisation est atteinte au même moment sinon plus rapidement (modèle 4).

Le taux d'érosion moyen terme (50 ka) des lignes de crête suit une évolution différente (**figure III.10**). 200 m en amont de la faille, il accélère plus lentement que le taux d'incision fluviatile moyen terme avant de lui être équivalent. A partir de ce moment, l'état stationnaire est atteint 200 m en amont de la faille. La durée de la phase d'accélération dépend de la vitesse de glissement de la faille. 2000 m en amont de la faille, le taux d'érosion moyen terme des ligne de crête est légèrement différent de celui mesuré à proximité de l'escarpement. En effet, l'érosion des crêtes est retardée et la phase d'accélération dure plus longtemps. L'état stationnaire est donc atteint plus tardivement plus on s'éloigne de l'escarpement. De plus, il est atteint plus tardivement si la vitesse de glissement de la faille est rapide. La réponse

globale du relief face au forçage tectonique est donc plus lente plus la vitesse tectonique est rapide. Pourtant, le taux d'érosion E (incision fluviatile et lignes de crête) à l'état stationnaire dépend de la vitesse de glissement de la faille normale en suivant une régression linéaire ($R^2 = 0,99$) :

$$E = 0,52.V_{vert} \quad (32)$$

ce qui conduit à penser que le temps de réponse de l'érosion est identique toutes vitesses de faille confondues, à la différence de ce qui est observé. En fait, le retard du relief à l'érosion quand la vitesse tectonique augmente est acquis pendant la phase de croissance du relief. Cela est visible aussi bien au niveau des rivières que des crêtes (2000 m en amont de la faille ; **figure III.10**) et c'est donc l'accélération de l'érosion pendant cette phase de croissance qui ne réagit pas linéairement par rapport à la vitesse de glissement de la faille. L'équation 32 montre que la proportion du foot-wall qui est dénudée est à peu près égale à celle recouverte par les sédiments du hanging-wall.

Les taux d'érosion long terme suivent une évolution sensiblement différente (**figure III.11**) de celle des taux d'érosion moyen terme décrite précédemment. Par exemple, le taux d'incision fluviatile long terme mesuré 200 m en amont de la faille diminue lentement pendant toute la durée des modèles (**figure III.11**) alors que le taux moyen terme est en vérité stable avant la fin des modèles (**figure III.10**). Cependant, nous remarquons que la valeur du taux d'incision fluviatile long terme est très proche de la valeur moyen terme à la fin des modèles. La valeur du taux d'incision long terme à la fin des modèles peut être utilisée et analysée en fonction des paramètres morphologiques des bassins versants (pente locale de la rivière et aire drainée en amont), à l'image de ce qui a été fait lors de l'analyse des modèles expérimentaux (*cf* article dans la partie II.3).

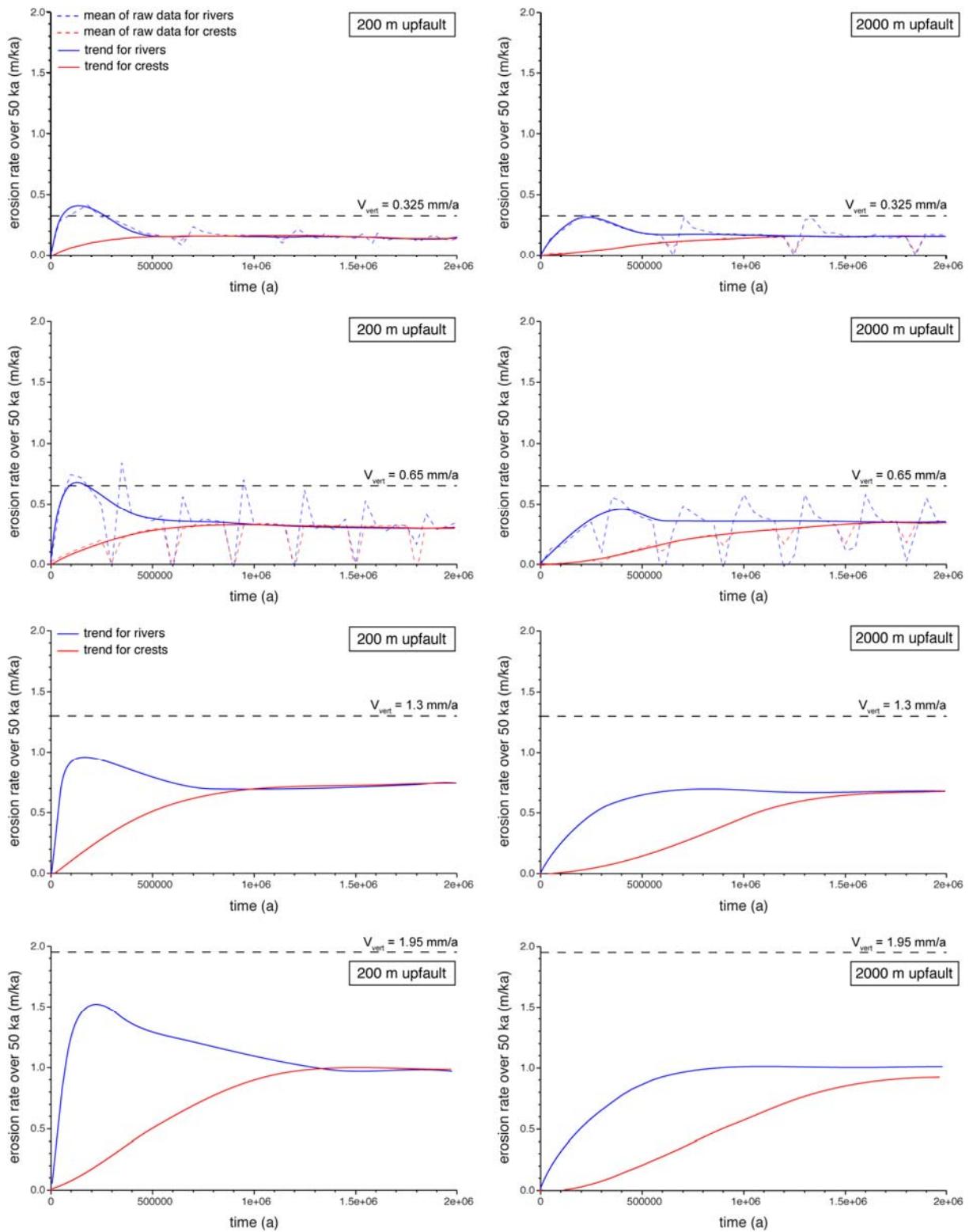


Figure III.10. Taux d'érosion moyen terme (50 ka) mesuré dans les rivières et sur les crêtes en fonction du temps. Il est calculé en divisant la hauteur de matériau érodé en un point entre deux MNT consécutifs par le temps entre les deux MNT (50 ka). Les mesures ont été faites 200 m et 2000 m en amont de la faille. V_{vert} est la vitesse verticale de glissement de la faille normale.

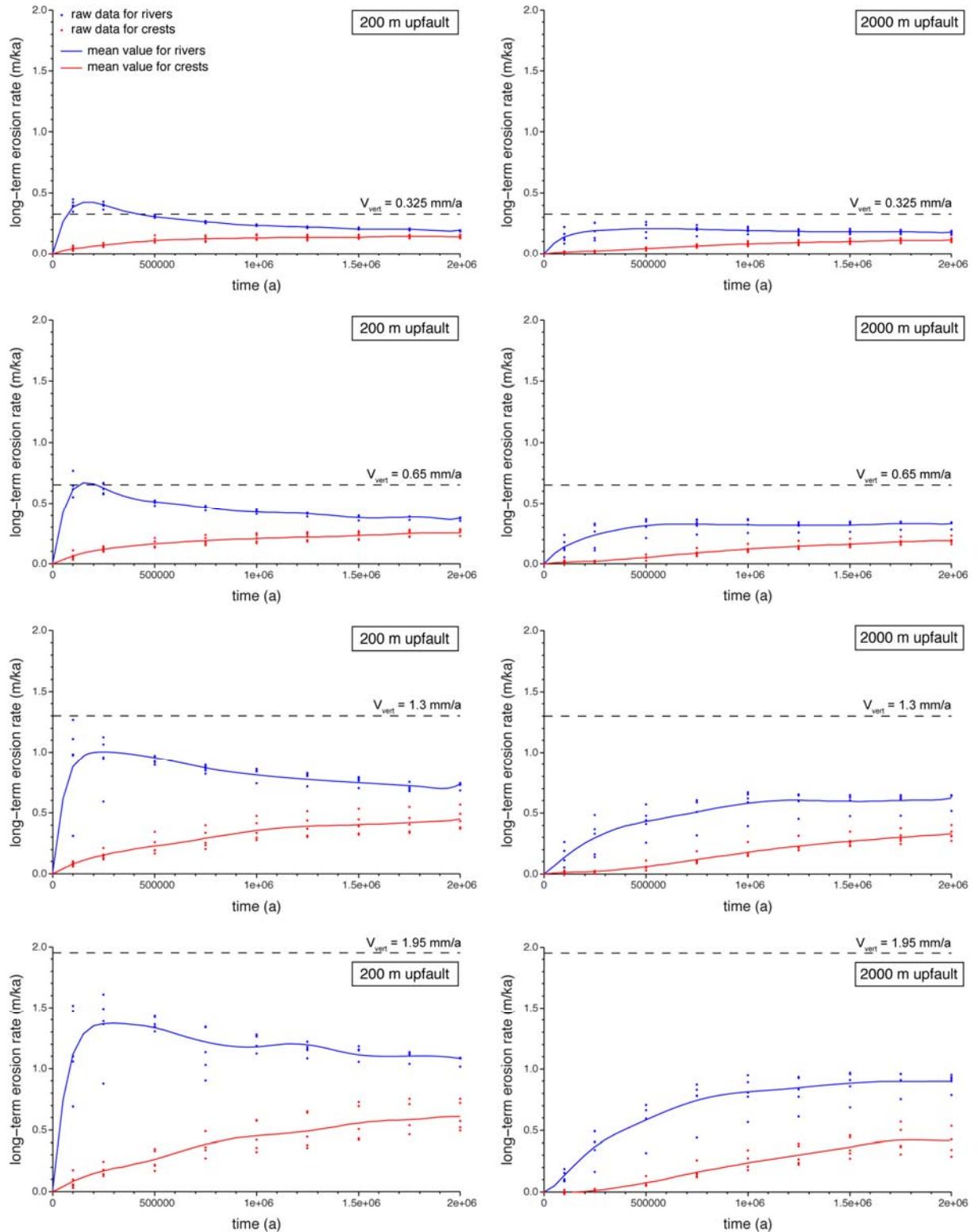


Figure III.11. Taux d'érosion long terme mesuré dans les rivières et sur les crêtes en fonction du temps. Il est calculé en divisant la hauteur de matériau érodé en un point d'un MNT par le temps total pendant lequel l'écart topographique entre le stade initial et le MNT s'est créé. Les mesures ont été faites 200 m et 2000 m en amont de la faille. V_{vert} est la vitesse verticale de glissement de la faille normale.

III.3.4. Relation entre dénudation et uplift relatif

Dans le but de poursuivre l'analyse concernant l'évolution des modèles et l'état stationnaire, l'évolution du taux de dénudation du foot-wall et du taux de surrection relatif au niveau de base ont été comparées. Avant tout, la conservation des masses (masse érodée = masse sédimentée) a été vérifiée (**figure III.12**). Le volume total de matériau érodé dans le foot-wall se retrouve bien dans le bassin sédimentaire du hanging-wall. Il augmente en fonction du temps en suivant une loi de puissance.

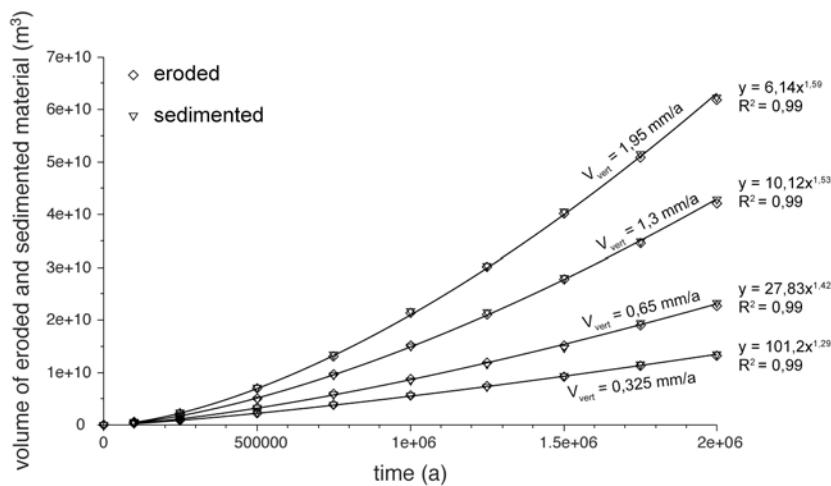


Figure III.12. Volume de matériau érodé et sédimenté en fonction du temps.

Le taux de surrection relatif au niveau de base (Ur) a été mesuré en considérant le niveau de base comme étant au pied de l'escarpement. Ur est proche de V_{vert} au début des modèles car le taux de sédimentation est faible (**figure III.13**). Puis il diminue progressivement en rapport avec le taux de remplissage du bassin sédimentaire situé dans le piémont jusqu'à rester stable, ce qui traduit un taux de sédimentation constant. Plus la vitesse de glissement de la faille est rapide, plus le taux se stabilise tardivement. Le taux de dénudation (D), quant à lui, a été mesuré pour une surface du foot-wall allant jusqu'à 2000 m et 4000 m en amont de l'escarpement, afin d'éviter l'effet de bord (tête des bassins versants très peu érodée). Pour la surface du foot-wall située jusqu'à 2000 m en amont de l'escarpement, D augmente progressivement jusqu'à atteindre une valeur constante équivalente à Ur sauf pour le modèle 4 ($V_{vert} = 1,95 \text{ mm/a}$). D reste équivalent à Ur pendant la durée restante des modèles, ce qui traduit un équilibre dynamique où le taux de dénudation est

équivalent au temps de surrection relatif au niveau de base. Cet équilibre dynamique semble débuter en même temps que l'état stationnaire observé sur la **figure III.10** 2000 m en amont de la faille. En effet, à partir du moment où l'amplitude du relief est constante, la matière érodée à chaque pas de temps (taux de dénudation D) est constante et se retrouve dans les sédiments du hanging-wall (taux de sédimentation relié à Ur). Enfin, notons qu'à l'état stationnaire, D (**figure III.13**) est bien équivalent au taux d'incision fluviatile et d'érosion des lignes de crête (**figure III.10**). Pour la surface du foot-wall située jusqu'à 2000 m en amont de la faille, l'état stationnaire est atteint pour les modèles 1, 2 et 3. Le modèle 4 n'atteint pas l'état stationnaire car D et le taux d'érosion des lignes de crête sont inférieurs au taux d'incision fluviatile pendant toute la durée du modèle. Il s'en rapproche cependant. Pour la surface du foot-wall située jusqu'à 4000 m en amont de la faille, l'état stationnaire est atteint pour les modèles 1 et 2. Ça n'est pas le cas pour les modèles 3 et 4 mais ils s'en rapprochent.

III.3.5. Relations entre taux d'incision fluviatile, pente locale des rivières, aire drainée en amont et vitesse de glissement de la faille

La pente locale du lit des rivières et l'aire drainée en amont est mesurée consécutivement à l'incision fluviatile pour les 5 rivières majeures (**figure III.14**). L'aire drainée en amont est très peu variable d'un modèle à un autre et varie plus d'un bassin versant à un autre au sein d'un même modèle (**figure III.14a**). L'effet de la vitesse de glissement de faille sur l'aire des bassins versants est donc quasi nul. A l'inverse, la pente locale du lit des rivières augmente avec la vitesse de glissement de la faille (**figure III.14b**). S augmente progressivement depuis la faille vers l'amont jusqu'à $Y = -4600$ m, ce qui correspond à la partie concave du profil en long. Pour $-6000 \text{ m} < Y < -4600 \text{ m}$, S diminue vers l'amont, ce qui correspond à la partie convexe du profil en long. Cette partie convexe est due à un effet de bord au niveau de la tête des bassins versants car dans la nature, le profil en long au niveau de la tête des bassins versants est concave. Dans les modèles numériques présentés ici, la loi de diffusion semble dominer l'érosion au niveau de la tête des bassins versants car elle produit des profils convexes. La partie des rivières que l'on peut étudier comme étant soumise à la loi d'incision se situe donc raisonnablement entre $Y = 0 \text{ m}$ et $Y = -4600 \text{ m}$.

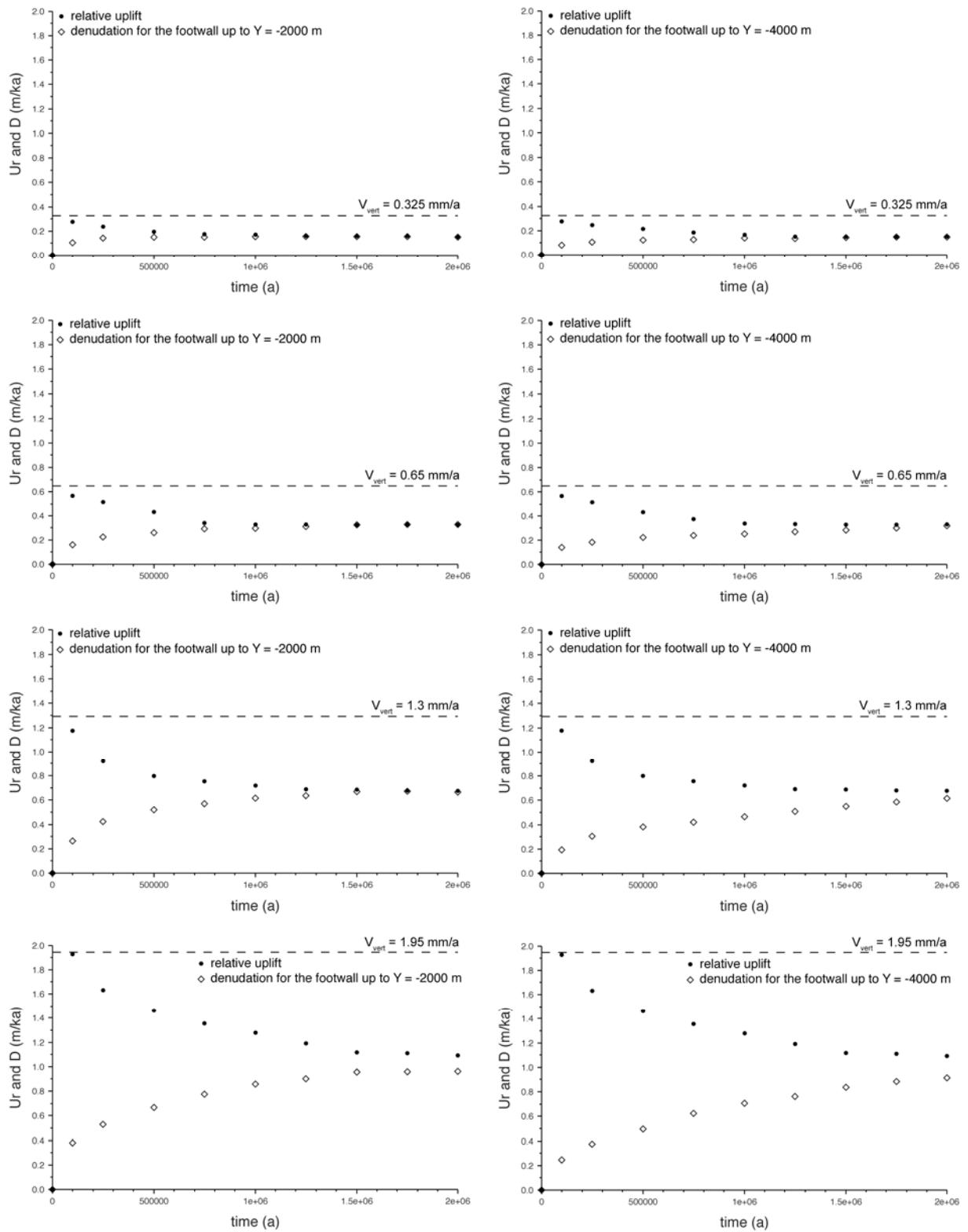


Figure III.13. Evolution de la vitesse de surrection par rapport au niveau de base (relative uplift U_r) et du taux de dénudation (D) du foot-wall. D est calculé pour $0 < Y < 2000 \text{ m}$ (gauche) et $0 < Y < 4000 \text{ m}$ (droite) pour les 4 modèles numériques. La marge d'erreur pour U_r et D est de $0,02 \text{ m/ka}$.

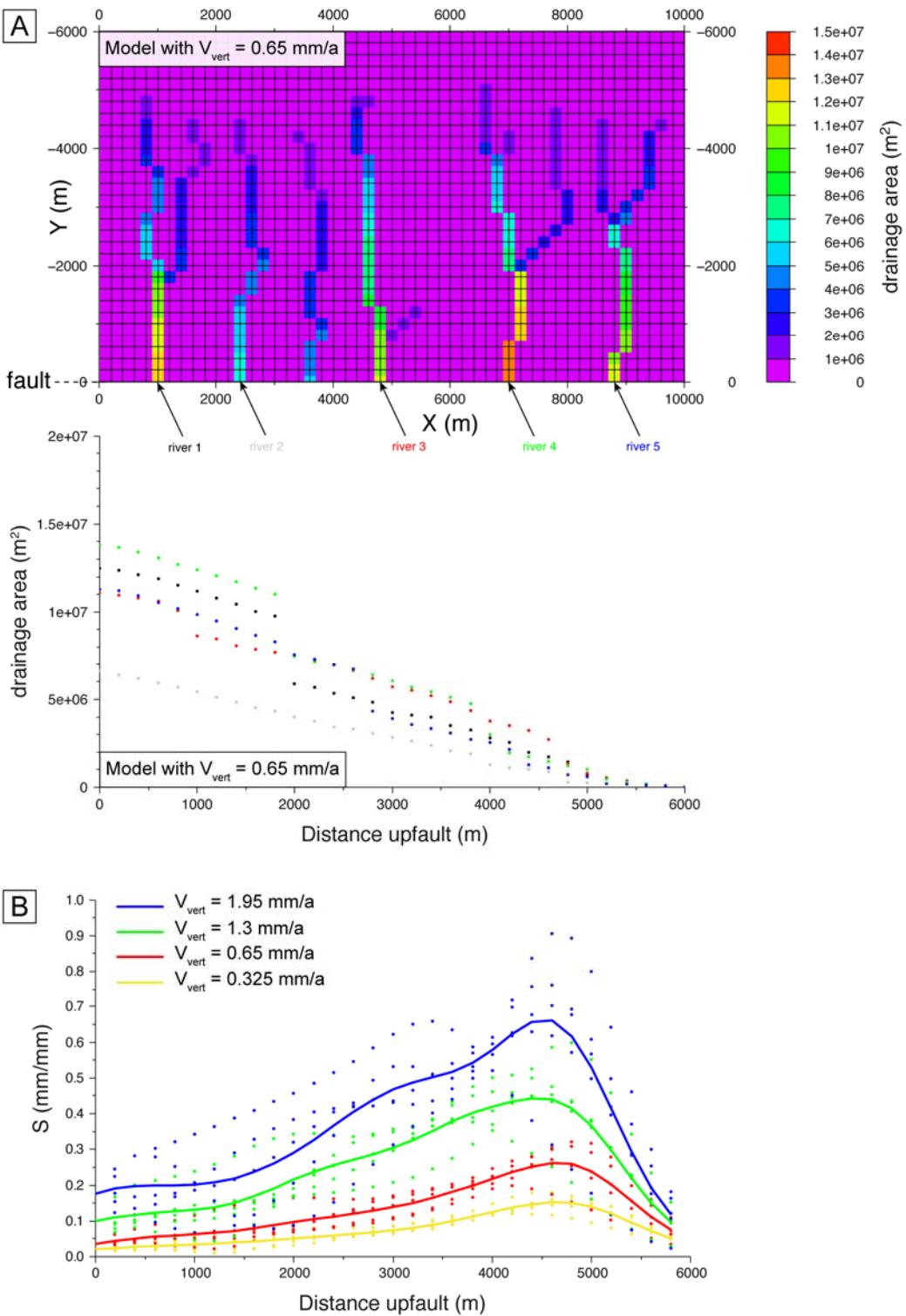


Figure III.14. (A) Aire drainée en amont A en carte (dessus) et reportée le long des 5 profils de rivières majeures choisies (dessous). (B) Pente locale S du lit des rivières en fonction de la distance à la faille. La valeur moyenne de S figure en trait continu. L'aire drainée est très faiblement variable d'un modèle à un autre et varie plus d'une rivière à une autre pour un même modèle. C'est pourquoi seulement les valeurs de A pour le modèle 2 sont représentées. A l'inverse, la pente locale du lit des rivières varie fortement en fonction de la vitesse de glissement de la faille.

Le taux d'incision fluviale long terme I augmente en fonction de l'aire drainée pour les faibles valeurs d'aire drainée (**figure III.15**). Pour les valeurs d'aire drainée les plus fortes, c'est-à-dire pour la partie du foot-wall la plus proche de l'escarpement, il est stable et ne dépend donc plus de A mais de la vitesse de glissement de la faille normale et éventuellement d'autres paramètres comme la pente locale du lit de la rivière. La relation entre le taux d'incision fluviale long terme et l'aire drainée en amont est différente de celle qui découle des modèles expérimentaux. En effet, pour cette dernière, on observait une corrélation sous la forme d'une loi de puissance (*cf* figure 15a de l'article dans la partie II.3) qui n'est pas observée ici. Dans les modèles expérimentaux, le foot-wall n'était pas entièrement disséqué. De ce fait, les bassins versants étaient plus étendus pour les vitesses de faille les plus lentes. Cependant, cela ne suffit pas à expliquer la différence entre modèles numériques et expérimentaux concernant la relation entre taux d'incision fluviale long terme et aire drainée en amont.

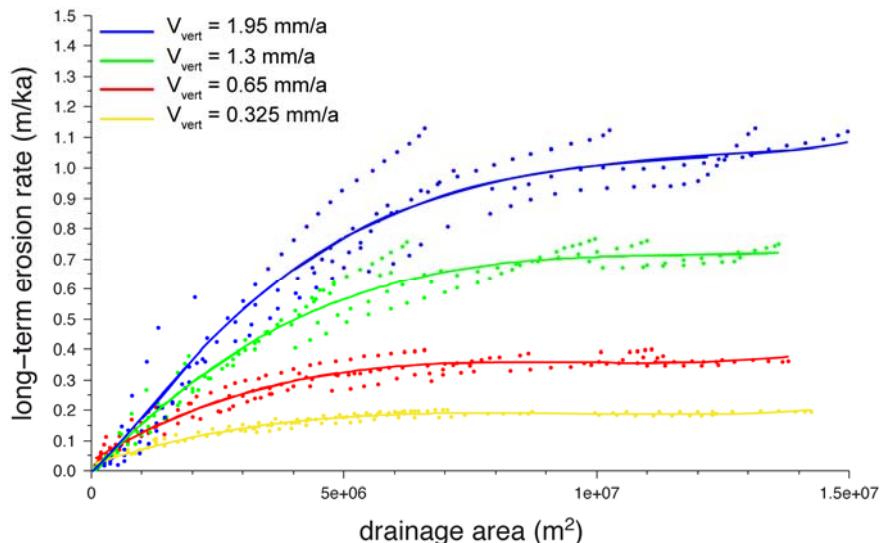


Figure III.15. Taux d'incision fluviale long terme en fonction de l'aire drainée en amont A . Les points correspondent aux données brutes pour les 5 rivières et les traits à la meilleure corrélation possible par un polynôme.

Le taux d'incision fluviale long terme I diminue en fonction de la pente locale S du lit des rivières pour la partie concave (-4600 m < Y < 0 m ; **figure III.16a**). La corrélation est linéaire et dépend de V_{vert} . Elle s'écrit :

$$I = a.S + b \quad (33)$$

On observe que le coefficient a semble varier très légèrement en fonction de V_{vert} (**figure III.16b**). La corrélation pourrait être sous la forme d'une loi de puissance mais il est difficile de le certifier avec seulement 4 points et il est possible que le coefficient a soit indépendant de V_{vert} . Par contre, le coefficient b dépend de la vitesse de glissement de la faille (5 points) et la corrélation est linéaire (**figure III.16c**) :

$$b = 0,619 \cdot V_{vert} \quad (34)$$

Le coefficient b représente la valeur de I pour une pente locale S nulle, ce qui n'est pas observé le long du lit des rivières modélisées mais cela se rapproche cependant de la valeur de I à l'exutoire. Cette relation rappelle donc l'équation 32, qui relie le taux d'érosion E à la proportion du relief soumis à l'érosion.

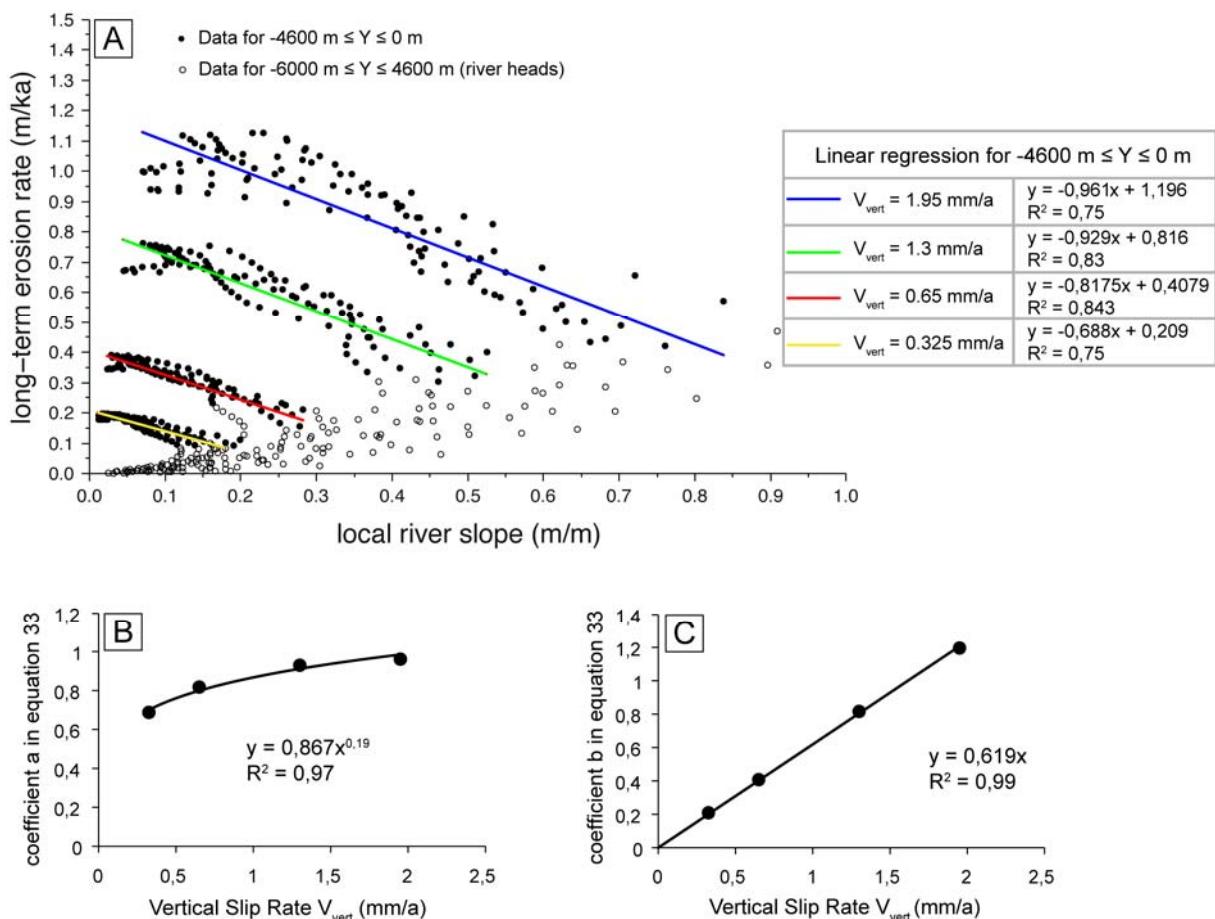


Figure III.16. (A) Taux d'incision fluviatile long terme en fonction de la pente locale du lit des rivières pour les 5 rivières majeures choisies. La régression linéaire est valable uniquement pour la partie des rivières située entre la faille et 4600 m en amont (tête des bassins versants non prise en compte). (B) Relation entre le coefficient a de l'équation 33 et V_{vert} . Une corrélation en loi de puissance pourrait être envisagée. (C) Relation entre le coefficient b de l'équation 33 et V_{vert} . Une corrélation linéaire est évidente.

La relation entre le taux d'incision fluviale long terme I et la pente locale S du lit de la rivière est différente dans les modélisations expérimentales car la meilleure corrélation possible donne une loi de puissance (*cf* figure 15b de l'article dans la partie II.3). De plus, la relation est inverse : I augmente en fonction de S . Cela est dû au fait que les rivières ont un profil en long convexe dans les modèles expérimentaux car I augmente lorsqu'on descend le long de la rivière. Pour synthétiser, les relations I/A et I/S dans les modélisations expérimentales donnent des corrélations en loi de puissance alors qu'elles sont linéaires dans les modélisations numériques. Dans les deux approches, ces relations dépendent de la vitesse de glissement de la faille. L'origine de la différence entre les modélisations expérimentales et numériques concernant ces deux relations demeure difficile à expliquer. La relation pente-aire drainée pourrait éventuellement nous donner des éléments de réponse.

La pente locale S du lit des rivières augmente quand l'aire drainée en amont A diminue sauf pour la tête des bassins versants où la relation est inverse (**figure III.17a**) en raison de la forme convexe du profil longitudinal des rivières en amont. La corrélation entre S et A s'exprime mieux dans un graphique où l'échelle des axes est logarithmique (**figure III.17a'**) car elle est sous la forme d'une loi de puissance (équation 35) classiquement décrite dans la littérature pour caractériser la forme des bassins versants naturels (e.g., *Tucker et Whipple, 2002*) et expérimentaux (e.g., *Lague et al., 2003*) :

$$S = k_s \times A^{-\theta} \quad (35)$$

où k_s est l'indice de pente [L^{20}] et θ l'indice de concavité (sans dimension). Nous observons que θ peut être considéré comme constant ($\theta = 0,94 \pm 0,01$) alors que k_s semble corrélé linéairement à V_{vert} (**figure III.17b**). Ceci signifie que la forme des bassins versants et notamment la pente des cours d'eau est corrélée à V_{vert} . Notons que θ est dans la gamme de valeurs mesurées dans les rivières naturelles à substratum rocheux ou alluviales ($0,11 \leq \theta \leq 1,13$; e.g., *Tucker et Whipple, 2002*). La relation pente-aire drainée obtenue dans les modélisations expérimentales est différente car linéaire et inverse à celle des modélisations numériques du fait de la forme convexe des profils longitudinaux des lits de rivière. Cependant, l'effet de la vitesse de glissement de la faille a aussi un effet sur cette relation en faisant principalement augmenter la pente locale des cours d'eau (*cf* figure 11 de l'article dans la partie II.3).

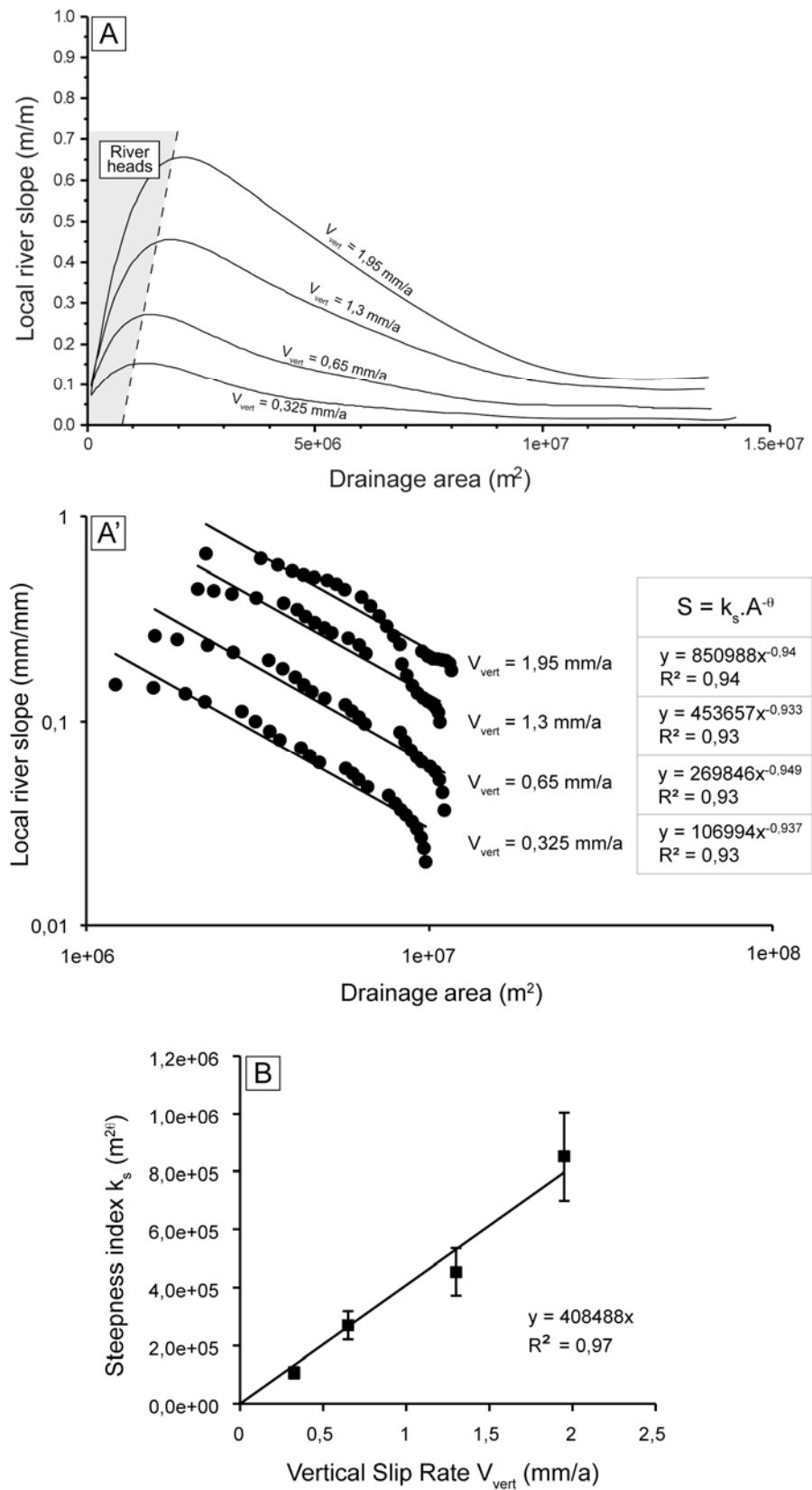


Figure III.17. (A) et (A') Relation pente-aire drainée pour les 4 modèles. Les échelles sont linéaires et logarithmiques respectivement. (B) Relation entre l'indice de pente k_s et V_{vert} . Une régression linéaire est envisageable.

Pour finir, il est difficile de définir une relation entre le taux d'incision fluviatile I et les deux paramètres A et S comme nous l'avons fait dans les modèles expérimentaux (*cf* figure 15c de l'article dans la partie II.3). En effet, les exposants m et n de la loi de puissance du courant sont plus difficile à contraindre que dans les modèles expérimentaux où l'on avait $m = n = 1$. Cependant, les relations pente-aire drainée, I/A et I/S suggèrent que les paramètres de la loi de puissance du courant (K , m ?, n ?) dépendent de la vitesse de glissement de la faille.

III.4. Synthèse et discussion

L'ensemble des modèles numériques réalisés reproduit les morphologies observées dans la nature dans le contexte des failles normales actives : les facettes triangulaires et les bassins versants dont l'axe d'allongement est perpendiculaire à la direction de la faille sont bien simulés. La relation entre la hauteur des facettes triangulaires H_f et V_{vert} est une régression linéaire ($V_{vert}/H_f = 0,0012$) proche de celle obtenue par *Petit et al. (2009b)* ($V_{vert}/H_f = 0,0013$) car nous utilisons le même code et des paramètres érosifs très proches. Nous nous sommes par la suite focalisés sur l'évolution des bassins versants et leur relation avec les taux d'érosion et l'état d'équilibre.

Toutes les topographies modélisées évoluent à partir d'un stade de croissance où les vitesses d'érosion accélèrent, à un état stationnaire où les vitesses d'érosion se stabilisent et où le taux d'érosion des versants équivaut au taux d'incision fluviatile. Les rivières ont tendance à répondre plus rapidement que les versants face au forçage tectonique : le taux d'incision fluviatile se stabilise plus rapidement que le taux d'érosion des versants. Le temps pour que le relief atteigne l'état stationnaire (taux d'érosion des versants équivalent au taux d'incision fluviatile) est le même que le temps pour arriver à l'équilibre dynamique (taux de dénudation équivalent au taux de surrection relatif au niveau de base). Ce temps de réponse du relief dépend de la vitesse de glissement de la faille : plus celle-ci est rapide, plus le temps de réponse du relief est long.

La vitesse de glissement de la faille normale exerce un contrôle majeur sur l'évolution de la topographie et en particulier sur la forme des bassins versants en relation avec les taux

d'érosion (incision fluviale et érosion des versants, dénudation), de sédimentation et de surrection relatif au niveau de base. En effet, les taux d'érosion à l'état stationnaire sont linéairement corrélés à la composante verticale de la vitesse de glissement de faille V_{vert} (équation 32). Ceci est dû au fait que l'état stationnaire est lié à un état d'équilibre dynamique où le taux de dénudation est équivalent au taux de surrection relatif au niveau de base. La façon dont le bassin sédimentaire dans le hanging-wall se remplit contrôle le taux de surrection relatif au niveau de base (Ur) qui devient alors stationnaire et proportionnel à V_{vert} . C'est lui qui favorise ensuite la stabilité du taux de dénudation et les deux deviennent rapidement équivalents. En termes de morphologie, la vitesse de glissement de la faille a une influence sur l'amplitude de la topographie (différence d'élévation entre les crêtes et les lits de rivière) et en particulier sur la hauteur des facettes triangulaires. Cette amplitude est acquise pendant la phase de croissance du relief et elle est reliée au temps de réponse du relief (temps de mise à l'équilibre) : plus V_{vert} est élevée, plus le temps de mise à l'équilibre est long et plus l'amplitude topographique engendrée est élevée. Enfin, V_{vert} a une influence sur la pente locale des cours d'eau et sur le gradient topographique à l'échelle du relief. Cette influence est mise en évidence, entre autres, dans la relation pente-aire drainée. La corrélation obtenue est sous la forme d'une loi de puissance (équation 35) classiquement observée dans l'analyse de bassins versants naturels (e.g., *Tucker et Whipple, 2002*) et expérimentaux (e.g., *Lague et al., 2003*). L'indice de concavité θ est constant ($\theta \approx 0,94$) quelle que soit la vitesse de glissement de faille, comme pour les modèles expérimentaux réalisés par *Lague et al. (2003)*. L'indice de pente k_s est relié linéairement à V_{vert} . Le gradient topographique est acquis pendant la phase de croissance du relief en fonction de la vitesse de glissement de la faille. Il reste stable pendant l'état stationnaire car il est maintenu par les rivières à l'équilibre.

Pour finir, les modélisations numériques mettent en évidence deux moyens de relier des paramètres morphologiques à la vitesse verticale V_{vert} long terme de glissement des failles normales : ce sont (i) la relation linéaire entre la morphométrie (hauteur H_f et pente S_f) des facettes triangulaires et V_{vert} d'une part, et (ii) la relation linéaire entre l'indice de pente k_s de la relation pente-aire drainée et V_{vert} d'autre part. Les deux méthodes pourraient donc être employées sur le terrain pour tenter de mieux contraindre la vitesse de glissement long terme des failles normales.

Dans le cas de la première relation, la hauteur moyenne des facettes triangulaires le long d'un segment de faille peut être utilisée pour contraindre la vitesse de glissement long terme. Pour cela, il faut connaître le rapport V_{vert}/H_f pour le cas naturel étudié. Un moyen de contraindre ce rapport est la modélisation numérique. Les travaux de *Petit et al. (2009b)* montrent qu'une seule loi linéaire entre V_{vert} et H_f peut être mise en évidence indépendamment des paramètres érosifs choisis. Les auteurs montrent ensuite que la relation entre H_f et S_f est identique entre les modèles numériques et de nombreuses facettes triangulaires étudiées dans le rift Baïkal. Ceci signifie que l'évolution du retrait de la pente des facettes triangulaires dans les modèles est proche de celle observée pour les facettes triangulaires du rift Baïkal. Cela indique que pour une facette triangulaire d'une hauteur donnée, le taux d'érosion de sa surface a été identique dans les modèles numériques et dans la nature. Si la relation H_f/S_f est la même dans les modélisations numériques et dans la nature, on peut par conséquent utiliser la même relation V_{vert}/H_f en supposant que le relief naturel soit à l'état stationnaire. Une autre raison d'utiliser H_f est la possibilité de contraindre le temps de mise à l'équilibre du relief, ce qui revient à déterminer la vitesse à laquelle il répond. En effet, la hauteur des facettes triangulaires est acquise pendant la phase de croissance du relief : proche de l'escarpement, tant que le taux d'érosion des versants n'a pas atteint celui des rivières à l'équilibre, les facettes triangulaires croissent (**figure III.10**). Lorsque l'état stationnaire des facettes triangulaires est atteint, la hauteur des facettes triangulaires H_f correspond à la différence entre la hauteur de matériau incisé au niveau de l'escarpement HR_r et la hauteur de matériau érodé au sommet des facettes HR_c . HR_r et HR_c sont proportionnels au taux d'érosion de la rivière (E_r) et de la crête (E_c), respectivement, qui peuvent être intégrés pour la durée de la phase de croissance Δt des facettes triangulaires. On a donc la relation :

$$H_f = HR_r - HR_c = \int_0^{\Delta t} (E_r - E_c) dt \quad (36)$$

Dans ce travail de thèse, E_r et E_c n'augmentent pas de façon constante durant Δt (**figure III.10**). Mais si l'on considère que l'accélération de l'érosion est constante durant la phase de croissance des facettes triangulaires, l'équation 36 peut s'écrire en fonction des taux d'érosion de la rivière et de la crête moyennés sur l'intervalle de temps Δt :

$$H_f = \Delta t \times (\overline{E_r} - \overline{E_c}) \quad (37)$$

Dans le cas de la seconde relation, l'indice de pente k_s de la relation pente-aire drainée pourrait être déduit à partir de l'analyse de plusieurs bassins versants situés en amont d'une même faille normale active dans la nature. En répétant cette analyse le long de plusieurs failles normales naturelles qui ont des vitesses de glissement de faille différentes, cela pourrait permettre de contraindre la vitesse de glissement long terme des failles étudiées. En effet, à l'image des résultats obtenus avec les modélisations numériques présentées ici, l'indice de concavité θ devrait être constant mais l'indice de pente k_s devrait varier linéairement en fonction de la vitesse de glissement de la faille. *Snyder et al. (2000)* ont réalisé une analyse de ce type en Californie en comparant la relation pente-aire drainée sur des bassins versants ayant subis un taux de surrection différent. Leurs résultats montrent que, pour tous les bassins versants, θ peut être considéré comme constant ($\theta \approx 0,43$) et que k_s varie en fonction du taux de surrection du relief. D'après ces auteurs, cela signifie que le paramètre K de la loi d'incision dépend de la vitesse de surrection. *Snyder et al. (2003)* démontrent que ces observations nécessitent la prise en compte d'un seuil de détachement critique si on souhaite les modéliser par l'intermédiaire d'une loi d'incision. Les travaux de *Lague et Davy (2003)* sur l'analyse de la relation pente-aire drainée dans les Siwaliks Hills (Népal) conduisent aux mêmes conclusions. *Lague et al. (2003)* étudient également la relation pente-aire drainée sur les bassins versants se développant sur une topographie expérimentale en surrection. En réalisant des expériences avec des vitesses de surrection différentes, ils remarquent également que θ est indépendant de la vitesse de surrection ($\theta = 0,12 \pm 0,01$). A l'inverse, k_s dépend linéairement de la vitesse de surrection. D'après ces auteurs, les indices obtenus (θ et k_s) sont compatibles avec une loi de puissance du courant qui nécessite la prise en compte d'un seuil de détachement critique des particules, comme suggéré par *Snyder et al. (2000, 2003)* à l'aide d'une étude portant sur des bassins versants naturels.

Synthèse, conclusions et perspectives

SYNTÈSE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1. Bilan à partir des observations des cas naturels et de la synthèse bibliographique

L'objectif de ce travail de thèse était double : (1) mieux comprendre la dynamique des objets géomorphologiques tels que les lits des rivières (profils longitudinaux) et les facettes triangulaires en relation avec le jeu d'une faille normale et (2) contraindre la relation entre la vitesse de glissement long terme de la faille normale et la topographie associée (morphométrie des facettes triangulaires, dynamique des rivières et évolution des taux d'érosion). Ces objectifs découlent d'observations réalisées sur des cas naturels à l'aide de MNTs et d'études pré-existantes portant sur la même problématique que ce travail de thèse. Les observations réalisées sur les cas naturels à partir de MNTs montrent que la hauteur des facettes varie (de 200 m à ~1500 m) d'une faille à l'autre, et même le long d'un segment de faille. Cette variation semble indépendante du contexte climatique et de la lithologie. Nous avons donc tenté d'expliquer les processus à l'origine de cette corrélation et de faire le lien entre la dynamique globale de la topographie, la dynamique des rivières et la vitesse de glissement de la faille normale. Pour cela, deux approches ont été utilisées afin d'étudier l'évolution de la topographie : l'une basée sur la modélisation expérimentale, l'autre sur la modélisation numérique.

2. Bilan sur l'approche expérimentale

Ce travail de thèse a consisté tout d'abord en la réalisation de modélisations expérimentales dont le but était d'étudier l'évolution de la topographie associée au jeu d'une faille normale active. L'élaboration et la construction d'une nouvelle table à déformation nous ont rapidement placés devant le problème du dimensionnement spatial, puis les premières modélisations nous ont confrontés à la difficulté du dimensionnement temporel, bien connu des modélisateurs. Un effort a donc été consacré à l'analyse dimensionnelle des modèles expérimentaux. Il en ressort que, comme dans tous les modèles expérimentaux de type

« *erosion box* », le dimensionnement spatio-temporel est imparfait (e.g., *Paola et al.*, 2009). Cependant, moyennant une mesure des propriétés frictionnelles du matériau analogue, le dimensionnement spatial a pu être déterminé : 1 cm dans les modèles représente ~500 m dans la nature. De même, par une comparaison entre les taux de dénudation des bassins versants modélisés et leurs équivalents naturels dans des contextes cinématiques semblables, le dimensionnement temporel a été contraint avec une fourchette assez large : 1 s dans les modèles représente environ 50 à 400 ans dans la nature. Ceci nous permet de comparer les modèles expérimentaux avec des exemples naturels, notamment en termes de vitesse de glissement de la faille normale, et de calibrer les modèles numériques à partir des modèles expérimentaux tout en conservant l'échelle naturelle.

Nous avons constaté que les topographies produites dans les expériences étaient très ressemblantes à celles observées dans la nature. Cependant, l'interprétation des modèles expérimentaux en termes de morphométrie des facettes triangulaires a été limitée par la forte dégradation des facettes triangulaires pour l'expérience réalisée avec la vitesse de glissement de faille la plus rapide, dont l'équivalent naturel correspondrait à une vitesse de glissement de 2,6 mm/a (composante verticale) pour un dimensionnement temporel de 1 s = 200 ans. En conséquence, nous n'avons pas pu définir de corrélation entre la hauteur des facettes triangulaires et la vitesse de glissement de la faille normale alors que les modélisations numériques en prédisent une (*Petit et al.*, 2009a et ce travail de thèse) et qu'elle peut être mesurable dans la nature (*DePolo et Anderson*, 2000). La dégradation rapide des facettes triangulaires dans cette expérience est probablement due à des processus similaires à la solifluxion, qui est un processus très actif dans la nature lorsque la porosité des roches qui composent le versant érodé est supérieure à 10 % (e.g., *Font et al.*, 2002). Nous avons remarqué l'existence d'un état stationnaire atteint vers la moitié de la durée totale des expériences. L'érosion est fortement contrôlée par la vitesse de glissement de la faille. En particulier, la vitesse d'érosion régressive contrôlant la croissance des bassins versants est linéairement corrélée à la vitesse de glissement de la faille. De même, le taux moyen d'incision des rivières et d'érosion des lignes de crête mesurés dans la zone ayant atteint l'état stationnaire dépendent linéairement de la vitesse de glissement de la faille. Il en résulte que le coefficient K de la loi classique de puissance de courant montre une dépendance à la vitesse de glissement de la faille qui traduit l'adaptation progressive mais rapide du réseau de

drainage à la surrection : l'équilibre est atteint presque instantanément dans les thalwegs à proximité de la faille puis il se propage dans la rivière vers l'amont, puis sur les côtés et jusqu'aux crêtes par le biais des processus de versants.

Plusieurs perspectives s'ouvrent à nous en modélisation expérimentale. Tout d'abord, nous pouvons réfléchir à des conditions initiales qui favoriseraient la dissection intégrale du foot-wall et par conséquent la propagation de l'état stationnaire dans tout le foot-wall. Trois solutions sont envisageables : soit nous pouvons augmenter le rejet final qui pour l'instant est de 10 cm, soit nous pouvons réduire la taille du foot-wall pour rapprocher le bord haut du modèle de l'escarpement, soit enfin nous pouvons simuler une géométrie de la topographie initiale du foot-wall différente, en trouvant un moyen d'imposer un bruit topographique ou en simulant une ligne de partage des eaux. Nous pouvons aussi envisager de modifier le matériau analogue pour qu'il recrée des reliefs plus réalistes avec des facettes triangulaires dont la surface serait mieux conservée. Des tests sur la pluviométrie seraient également nécessaires dans le but de mieux contraindre la relation entre la manière dont la pluviométrie est simulée et le style topographique que cela engendre. Pour cela, il est possible de tester différentes positions de buses pour obtenir des trajectoires paraboliques par exemple. Une autre méthode envisagée est de créer des alternances à moyenne période (~5s) entre des périodes pluvieuses et des périodes sèches. Les processus d'incision fluviale seraient alors mieux simulés car pendant les périodes sèches, les rivières deviennent étroites (étiage) et leur pouvoir d'incision augmente. De plus, cela permettrait sûrement d'obtenir une meilleure stabilité de la surface des facettes triangulaires, ce qui éviterait d'avoir à modifier la composition du matériau analogue. Enfin, il est envisageable de réaliser des expériences dont le but serait de tester l'effet de variations climatiques, de variations tectoniques, ou de différentes conditions initiales (cinématique du foot-wall, nature et position du niveau de base...).

3. Bilan sur l'approche numérique

Les modèles numériques réalisés ont été conçus de manière à pouvoir être comparés à leurs équivalents expérimentaux, notamment en termes d'influence de la vitesse de glissement de la faille normale. Ils montrent que l'effet de la vitesse de glissement de la faille normale

sur la topographie pourrait être mis en évidence sur le terrain par l’intermédiaire de relations linéaires entre V_{vert} et la morphométrie des facettes triangulaires (hauteur et pente) d’une part (e.g., *Petit et al., 2009a,b et cette étude*), et V_{vert} et la forme des bassins versants d’autre part (relation pente-aire drainée). Ces deux relations pourraient alors permettre de mieux contraindre la vitesse de glissement long terme des failles normales sur le terrain. Dans les modèles numériques, le rapport entre V_{vert} et la hauteur des facettes triangulaires H_f est : $V_{vert}/H_f = 0,0012$. Par ailleurs, le rapport entre l’indice de pente K_s présent dans la relation pente-aire drainée (équation 35) et V_{vert} est : $K_s/V_{vert} = 4,08 \cdot 10^5$ avec V_{vert} en mm/a. Ceci montre que les rivières à l’équilibre ont une pente plus forte plus V est élevé. Le gradient topographique régional semble donc contrôlé par les rivières. Il doit être acquis pendant la phase de croissance du relief et demeurer stable après.

Plusieurs perspectives sont intéressantes à envisager en modélisation numérique. En effet, par rapport aux modèles expérimentaux, l’avantage est de pouvoir faire un grand nombre d’expériences de dimensions variées et avec des conditions aux limites et initiales différentes. Nous pourrions, entre autres, tester l’effet de variations temporelles de la vitesse de glissement de la faille normale sur l’évolution de la topographie, ou encore l’effet de la croissance de la faille au cours du temps sur l’amplitude topographique au niveau de l’escarpement. Il serait également intéressant d’étudier la topographie résultant de l’interaction entre plusieurs segments de faille.

4. Confrontation des approches expérimentale et numérique

L’approche expérimentale et l’approche numérique conduisent tout d’abord à des résultats similaires. La topographie développée ressemble à celle attendue : elle est constituée par des rivières à faible indice de sinuosité perpendiculaires à la direction de la faille normale, et par des facettes triangulaires. La phase de croissance du relief montre une réponse rapide des rivières et plus lente des versants, ce qui permet la création d’une topographie et en particulier des facettes triangulaires. Dans l’approche expérimentale, on constate le remplissage du bassin sédimentaire du piémont avec une augmentation du taux de sédimentation au cours du temps. En effet, la chute du niveau de base ralentit progressivement

(cf figure 10 de l'article dans la partie II.3). Ceci conduit à un état stationnaire dans le bassin sédimentaire caractérisé par un profil de cône à l'équilibre quand le niveau de base situé au pied des cônes est fixé. Cet état stationnaire se propage ensuite vers l'amont (foot-wall) conduisant le profil en long des rivières progressivement à l'équilibre (jusqu'à 10 cm en amont de la faille). Dans l'approche numérique, la transition entre phase de croissance et état stationnaire est aussi caractérisée par la stabilité du taux de sédimentation dans le piémont. Cela conduit à un équilibre dynamique où le taux de surrection relatif au niveau de base est contrebalancé par le taux de dénudation. Cet équilibre dynamique est également observé dans des modèles expérimentaux (e.g., Babault *et al.*, 2005) et numériques (e.g., Carretier *et al.*, 2005 ; Pepin *et al.*, 2010) d'évolution d'un relief en surrection uniforme quand le dépôt est permis au pied du relief. Il n'est pas nécessairement contemporain d'un état stationnaire de la topographie si le taux de surrection relatif évolue au cours du temps (e.g., Babault *et al.*, 2005) mais il peut le précéder dans un stade tardif de mise à l'équilibre de la pente des dépôts sédimentaires. Dans notre approche numérique, le taux de surrection relatif au niveau de base est stationnaire dès que l'équilibre dynamique est atteint (**figure III.13**), ce qui conduit à l'état stationnaire de la topographie. Enfin, les deux approches démontrent le fort contrôle de V sur l'amplitude du relief et sur le gradient de pente, sur le temps de réponse de la topographie, sur la relation pente-aire drainée et éventuellement sur le paramètre K de la loi de puissance du courant.

Les deux approches conduisent ensuite à des observations différentes. En effet, l'état stationnaire des facettes triangulaires dans les modèles expérimentaux est atteint tardivement. Aussi, l'état stationnaire n'est atteint que pour une partie qui s'étend jusqu'à 10 cm en amont de la faille. A l'inverse, l'état stationnaire dans les modèles numériques est atteint avant la fin des modèles sauf pour la vitesse de glissement de faille la plus rapide ($V_{vert} = 1,95 \text{ mm/a}$). Cette différence peut être expliquée par la présence d'un bruit topographique favorisant la chenalisation dans les modèles numériques, qui est impossible à reproduire dans les modèles expérimentaux du fait du comportement mécanique particulier (rhéofluidifiant) du matériau analogue. L'érosion régressive du foot-wall dans l'approche expérimentale est donc plus lente que dans l'approche numérique et le foot-wall n'est pas entièrement disséqué. Dans les modèles expérimentaux, les profils en long des rivières sont convexes à linéaires alors qu'ils sont concaves dans les modèles numériques et correspondent bien à la forme attendue en

rapport avec la loi de puissance du courant. La relation pente-aire drainée diffère donc également entre les deux approches. Dans les modélisations numériques, elle est sous la forme d'une loi de puissance, classiquement décrite dans la littérature, et comme étant en relation étroite avec la loi de puissance du courant (e.g., *Snyder et al.*, 2000 ; *Lague et al.*, 2003). Dans les modélisations expérimentales, elle est sous la forme d'une relation linéaire inverse de la loi précédente du fait de la forme convexe des rivières. Nous voyons deux origines possibles créant cette différence. (i) Les modèles expérimentaux n'ont pas encore atteint la phase d'état stationnaire sur l'intégralité du relief. La forme des profils longitudinaux traduirait donc l'évolution des rivières pendant la phase de croissance du relief. Cependant, cette forme est concave pendant la phase de croissance des modèles numériques. (ii) Il s'agit éventuellement de la conséquence de processus d'incision particuliers dans les rivières expérimentales, peut-être due à leur charge sédimentaire importante et/ou au phénomène d'avulsion très fréquent. Enfin, la forme des facettes triangulaires dans les modèles expérimentaux (concave) diffère de celle obtenue avec les modèles numériques (convexe voire linéaire). Nous attribuons cette différence à la nature des processus qui érodent les facettes triangulaires. Dans les modèles expérimentaux, les facettes triangulaires sont rapidement dégradées par des processus de glissement en masse et par du ruissellement sur leur surface. La part de ces deux processus doit être trop importante par rapport aux processus agissant dans la nature. Dans les modèles numériques, la loi de diffusion permet la formation de pentes convexes dans la partie haute en érosion et concave dans la partie basse en sédimentation. La loi de diffusion est indépendante de la vitesse d'érosion. Par conséquent, les facettes triangulaires sont bien préservées.

Pour conclure, la comparaison entre les approches numérique et expérimentale montre l'utilité de coupler les deux approches en comparaison avec des observations de cas naturels. Les deux approches montrent des différences dues à l'état stationnaire non atteint sur l'intégralité du relief dans les modélisations expérimentales et à des processus particuliers agissant dans leur relief. Cependant, les deux approches mettent en évidence un fort contrôle de la vitesse de glissement de la faille normale sur l'évolution du relief : les taux d'érosion (érosion régressive, incision fluviatile, érosion des versants, dénudation) dépendent de V . L'évolution du taux de remplissage du bassin sédimentaire du piémont dans un premier temps, puis la réponse rapide des rivières dans un second temps conduisent le relief à atteindre un état stationnaire. Le gradient topographique du relief est alors contrôlé par les

rivières et leur taux d'incision, lui-même relié au taux de surrection relatif au niveau de base. Le fort contrôle de V sur l'érosion des foot-wall de faille normale est également observé dans la nature où le taux de dénudation des bassins versants semble relié à leur taux de surrection (e.g., *Densmore et al., 2009* ; *Stock et al., 2009*), mais ce contrôle demeure encore peu étudié. Des points sont à approfondir quant à la nature des processus qui agissent dans la formation des rivières et des facettes triangulaires expérimentales. L'approche numérique met en évidence la possibilité d'utiliser deux outils géomorphologiques permettant de relier la vitesse de glissement des failles normales à la morphométrie des facettes triangulaires d'une part, et à la forme des bassins versants (via la relation pente-aire drainée) d'autre part. Le premier outil (relations V/H_f , V/S_f et H_f/S_f) a été testé pour déterminer la cinématique à l'intérieur du rift Baïkal (*Petit et al., 2009b*). Le deuxième outil a été précédemment mis en évidence dans la nature dans le contexte d'un relief subissant des variations latérales de taux de surrection (*Snyder et al., 2000*). Il n'a cependant pas encore été utilisé pour contraindre la vitesse de glissement des failles normales.

REFERENCES

- Aalto, R., Dunne, T., Guyot, J.L., 2006. Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates, *The Journal of Geology*, 114, 85–99.
- Allemand, P., Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 63–69.
- Allen, P.A., Densmore, A.L., 2000. Sediment flux from an uplifting fault block, *Basin Research*, 12, 367–380.
- Anderson, EM., 1951. The Dynamics of Faulting, *Oliver and Boyd, London*, 191pp.
- Anderson, R.S., 1994. Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay, *Journal of Geophysical Research*, 99, B10, 20161–20179.
- Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.-F., Déverchère J., Stéphan J.-F., Arjannikoy S., San'kov V., 2004. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy–Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia–Siberia), *Terra Nova*, 16, 265–272.
- 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(B14), 13803–13872, doi:10.1029/JB091iB14p13803.
- Armijo, R., Lyon-caen, H., Papanastassiou, D., 1991. A possible normal-fault rupture for the 464-Bc Sparta Earthquake, *Nature*, 351(6322), 137–139.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D., 1992. Est-West extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc, *Geology*, 20, 491–494.
- Armijo, R., Meyer, B., King, C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophysical Journal International*, 126(1), 11–53.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27, 3, 267–270.
- Armstrong, P.A., Ehlers, T.A., Chapman, D.S., Farley, K.A., Kamp, P.J.J., 2003. Exhumation of the central Wasatch Mountains, Utah: 1. Patterns and timing deduced from low-temperature thermochronology data, *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2001JB001708.
- Armstrong, P.A., Taylor, A.R., Ehlers, T.A., 2004. Is the Wasatch fault footwall (Utah, United States) segmented over million-year time scales? *Geology*, 32, 385–388, doi:10.1130/G20421.1.
- Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Roberts, G.P., 2008. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment, *Journal of Geophysical Research*, 113, F03013, doi:10.1029/2007JF000893.
- Avouac, J.-P., Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *Journal of Geophysical Research*, 101(B8), 17747–17769, doi:10.1029/96JB01344.
- Avouac J.-P., 2003. Mountain Building, Erosion, and the Seismic Cycle in the Nepal Himalaya, *Advances in Geophysics*, 46, 1–80.

- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., Van Den Driessche, J., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: An experimental approach, *Geology*, 33, 301-304, doi: 10.1130/G21095.1.
- Baker, B.H., Mohr, P.A., William, L.A., 1972. Geology of the eastern rift system of Africa, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 136, 67pp.
- Baldwin, J.A., Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2003. Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2158, doi: 2110.1029/2001JB000550.
- Beaumont, C.P., Fullsack, P., Hamilton, J., 1992. Erosional control of active compressional orogens, in *Thrust Tectonics*, edited by K.R. McClay, Chapman and Hall, New York, 1–18.
- Benda, L., Dunne, T., 1997. Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow, *Water Resources Research*, 33, 2849–2863.
- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., Farber, D., Flerit, F., 2002. Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ^{36}Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 29, 8, doi:10.1029/2001GL014510.
- Bierman, P., Steig, E.J., 1996. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 125–139.
- Biggs, J., Nissen, E., Craig, T., Jackson, J., Robinson, D.P., 2010. Breaking up the hanging wall of a rift - border fault: The 2009 Karonga earthquakes, Malawi, *Geophysical Research Letters*, 37, L11305, doi:10.1029/2010GL043179.
- Birot, P., 1958. Morphologie Structurale, tome second, types d'évolution du relief, théories orogéniques. Presses Universitaires de France, 464 pp.
- Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D., Artza, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(6), 767–778.
- Bonjer, K.P., Fuchs, K., Wohlenberg, J., 1970. Crustal structure of the East African rift system from spectral response ratios of long period body waves, *Z. Geophys.*, 36, 287–297.
- Bonnet, S., Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31(2), 123–136.
- Bonnet, S., Crave, A., 2006. Macroscale dynamics of experimental landscapes, *Geological Society, London, Special Publications*, January 1, 253(1), 327–339.
- Bonnet, S., 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide, *Nature Geoscience*, 2, 766–771, doi:10.1038/NGEO666.
- Bonnot, D., Sébrier, M., Mercier, J., 1988. Evolution géodynamique Plio-quaternaire du bassin intra-cordillerien du Callejón de Huaylas et de la Cordillère Blanche, Pérou. *Géodynamique*, 3, 57–83.
- Braun, J., Sambridge, M., 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization, *Basin Research*, 9, 27–52.

- Briaïs, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P., Herbècque, A., 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees, *Annales Tectonicae*, IV(1), 19–42.
- Brun, J.-P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philosophical Transactions, Royal Society London*, 357, 695–712.
- Brun, J.-P., Buck, R., McClay, K., Kusznir, N., Louden, K.E., McKenzie, D., 1999. Narrow Rifts Versus Wide Rifts: Inferences for the Mechanics of Rifting from Laboratory Experiments [and Discussion], *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357, 1753, Response of the Earth's Lithosphere to Extension, 695–712.
- Brune, J.N., Ellis, M.A., 1997. Structural features in a brittle-ductile wax model of continental extension, *Letters to Nature*, 387, 67–70.
- Bryan, R.B., Poesen, J., 1989. Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development, *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 211–231.
- Bryan, R.B., Hawke, R.M., Rockwell, D.L., 1998. The influence of subsurface moisture on rill system evolution, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 773–789.
- Bull, W.B., 1962. Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits, *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 211–216.
- Bull, W.B., 1964. Relation of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, California, *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 450(B), 51–53.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical geography, London*, 1, 222–270.
- Bull, W.B., 2001. Geomorphic Responses to Climatic Change, *Blackburn Press, Caldwell, N.J.*, 326pp.
- Bull, W.B., 2007. Tectonic Geomorphology of Mountains, *Blackwell*, 316pp.
- Bull, W.B., 2009. Tectonically Active Landscapes, *Blackwell*, 320pp, doi:10.1002/9781444312003.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E.J., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C.C., 1996a. Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379, 505–510.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology, *Blackwell Science*, 274pp.
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Molnar, P., Jianbang, S., Zhangming, W., Huichuan, Y., 1999. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, *International Geology Review*, 41, 665–700.
- Burg, J.-P., Ford, M., 1997. Orogeny through time: an overview, *Geological Society Special Publication*, 121, 1–17.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rock. *Pure applied Geophysics*, 116, 615–626.
- Calais, E., Lesne, O., Deverchère, J., Sankov, V., Lukhnev, A., Miroshnichenko, A., Buddo, V., Levi, K., Zalutzky, V., Bashkuev, Y., 1998. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal rift zone, Siberia, *Geophysical Research Letters*, 25, 4003–4006.

- Calais, E., d'Oreye, N., Albaric, J., Deschamps, A., Delvaux, D., Déverchère, J., Ebinger, C., Ferdinand, R.W., Kervyn, F., Macheyeki, A.S., Oyen, A., Perrot, J., Saria, E., Smets, B., Stamps, D.S., Wauthier, C., 2008. Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa, *Nature*, 456, doi:10.1038/nature07478.
- Caputo, R., Catalano, S., Monaco, C., Romagnoli, G., Tortorici, G., Tortorici, L., 2010. Active faulting on the island of Crete (Greece), *Geophysical Journal International*, 183, 111–126, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04749.x.
- Carozza, J.M., Baize, S., 2004. L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène ? *Comptes Rendus Geosciences*, 336, 3, 217–226. doi:10.1016/j.crte.2003.10.026.
- Carretier, S., Lucaleau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin research*, 17, 361–381, doi:10.1111/j.1365-2117.2005.00270.x.
- Carter, K.E., Winter, C.L., 1995. Fractal nature and scaling of normal faults in the Española Basin, Rio Grande rift, New Mexico: Implications for fault growth and brittle strain: *Journal of Structural Geology*, 17, 863–873.
- Castelltort, S., Simpson, G., 2006. River spacing and drainage network growth in widening mountain ranges, *Basin Research*, 18, 267–276, doi:10.1111/j.1365-2117.2006.00293.x.
- Chapman, D.S., 1986. Thermal gradients in the continental crust, *Geological Society, London, Special Publications*, 24, 63–70, doi:10.1144/GSL.SP.1986.024.01.07.
- Chen, C.W., Zebker, H.A., 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: statistical segmentation and generalized network models, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 40(8), 1709–1719.
- Chen, Q., Freymueller, J.T., Yang, Z., Xu, C., Jiang, W., Wang, Q., Liu, L., 2004. Spatially variable extension in southern Tibet based on GPS measurements, *Journal of Geophysical Research*, 109, B09401, doi:10.1029/2002JB002350.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B.E., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Denys, P.H., Cross, P.A., Ashkenazi, V., Bingley, R., 1997. Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Korinthos, *Geophysical Research Letters*, 24, 11, 1303–1306.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, 24, 4, 363–366.
- Cobbold, P.R., Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere, *Tectonophysics*, 210, 255–271.
- Codilean, A.T., Bishop, P., Hoey, T.B., 2006. Surface process models and the links between tectonics and topography, *Progress in Physical Geography*, 30, 307–333, doi:10.1191/030913306pp480ra.
- Collettini, C., Sibson, R.H., 2001. Normal faults, normal friction? *Geology*, 29, 927–930, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0927:NFNF>2.0.CO;2.
- Collier, R.E.L., Pantosti, D., D'Addezio, G., De Martini, P.M., Masana, E., Sakellariou, D., 1998. Paleoseismicity of the 1981 Corinth earthquake fault: Seismic contribution to extensional strain in central Greece and implications for seismic hazard, *Journal of Geophysical Research*, 103(B12), 30001–30019.
- Cordell, I., 1982. Extension in the Rio Grande rift, *Journal of Geophysical Research*, 87, 8561–8569.

- Cotton, C.A., 1950. Tectonic scarps and fault valleys, *Geological Society of America Bulletin*, 61, 717–758. doi:10.1130/0016-7606(1950)61[717:TSAFV]2.0.CO;2.
- Coulomb, C.A., 1773. Sur l'application des règles de maximis et minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture, *Mémoires de Mathématiques et de Physique, Académie Royale des Sciences*, 7, 343–382.
- Coulthard, T.J., 2001. Landscape evolution models: a software review, *Hydrological Processes*, 15, 165–173.
- Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Naylor, M., Ganas, A., Roberts, G. P., 2006. Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach, *Basin Research*, 18, 231–266.
- Cowie, P.A., Whittaker, A.C., Attal, M., Roberts, G. P., Tucker, G.E., Ganas, A., 2008. New constraints on sediment-flux-dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles, *Geology*, 36, 535–538, doi:10.1130/G24681A.1.
- Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J.J., Sokoutis, D., Bodet, L., Compagnon, R., 2000. Analogue modelling of relief dynamics, *Physics and Chemistry of the Earth*, (A), 25(6-7), 549–553.
- Crave, A., Davy, P., 2001. A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics, *Computer and Geosciences*, 27, 815–827.
- Cui, Y., Parker, G., Braudrick, C., Dietrich, W.E., Cluer, B., 2006. Dam Removal Express Assessment Models (DREAM). Part 1: Model development and validation, *Journal of Hydraulic Research*, 44, 291–307.
- Culling, W.E.H., 1960. Analytical theory of erosion. *Journal of Geology*, 68, 336–344.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen, *Letters to Nature*, 426, 648–651.
- D'Agostino, N., Giuliani, R., Mattone, M., Bonci, L., 2001. Active crustal extension in the central Apennines (Italy) inferred from GPS measurements in the interval 1994–1999, *Geophysical Research Letters*, 28, 10, 2121–2124.
- Dahlen, F.A., 1984. Non Cohesive Critical Coulomb Wedges : An Exact Solution, *Journal of Geophysical Research*, 89 (B12), 10 125–10 133.
- Dahlen, F.A., Suppe, J., Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges : cohesive coulomb theory, *Journal of Geophysical Research*, 89 (B12), 10087–10101.
- Dalmayrac, B., Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 473–481.
- Davies, R., England, P., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., 1997. Geodetic strain of Greece in the interval 1892–1992, *Journal of Geophysical Research*, 102, 24571–24588.
- Davis, W.M., 1903. The mountain ranges of the Great Basin : *Harvard Univ. Mus. Comp. Zoology Bull., Geol. Ser.*, 40, 3, 129–177.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Journal of Geophysical Research*, 88 (B12), 1153–1172.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1–25.

- Davy, P., Lague, D., 2009. Fluvial erosion/transport equation of landscape evolution models revisited, *Journal of Geophysical Research*, 114, F03007, doi:10.1029/2008JF001146.
- Dawson, J.B., 1992. Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector, *Tectonophysics*, 204, 81–92.
- Delcaillau, B., 2004. Reliefs et tectonique récente, Nouveau Précis de Géomorphologie, *Vuibert, Paris*, 264pp.
- Densmore, A.L., Ellis, M.A., Anderson, R.S., 1998. Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains, *Journal of Geophysical Research*, 103, B7, 15203–15219.
- Densmore, A.L., Dawers, N.H., Gupta, S., Guidon, R., Goldin, T., 2004. Footwall topographic development during continental extension, *Journal of Geophysical Research*, 109, F03001, doi:10.1029/2003JF000115.
- Densmore, A.L., Allen, P.A., Simpson, G., 2007. Development and response of a coupled catchment fan system under changing tectonic and climatic forcing, *Journal of Geophysical Research*, 112, F01002, doi:10.1029/2006JF000474.
- Densmore, A.L., Hetzel, R., Ivy-Ochs, S., Krugh, W.C., Dawers, N., Kubik, P., 2009. Spatial variations in catchment-averaged denudation rates from normal fault footwalls, *Geology*, 37, 1139–1142, doi: 10.1130/G30164A.1.
- DePolo, C.M., Anderson, J.G., 2000. Estimating the slip rates of normal faults in the Great Basin, USA, *Basin Research*, 12, 227–240. doi:10.1046/j.1365-2117.2000.00131.x.
- Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., 1998. Hillslopes, channels and landscape scale, In *G. Sposito (edt) Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*, Cambridge University Press, 30–60.
- Dietrich, W.E., Bellugi, D., Sklar, L.S., Stock, J.D., Heimsath, A.M., Roering, J.J., 2003. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics, in *R.M. Iverson and P. Wilcock (editors), Prediction in Geomorphology*, Geophysical Monograph 135, American Geophysical Union, 103–132.
- Drew, F., 1873. Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the upper-Indus Basin, Quarterly, *Journal of the Geological Society of London*, 29, 441–471.
- Dunai, T.J., González López, G.A., Juez-Larré, J., 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms, *Geology*, 33, 4, 321–324, doi:10.1130/G21184.1.
- Echtler, H.P., Lüschen, E., Mayer, G., 1994. Lower crustal thinning in the Rhinegraben: Implications for recent rifting, *Tectonics*, 13, 2, 342–353.
- 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, doi: 10.1016/S0012-821X(02)01069-5.
- Ehlers, T.A., Willett, S.D., Armstrong, P.A., Chapman, D.S., 2003. Exhumation of the central Wasatch Mountains, Utah: 2. Thermokinematic model of exhumation, erosion, and thermochronometer interpretation, *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2001JB001723.
- Ellis, G.A., Densmore, A.L., Anderson, R.S., 1999. Development of mountainous topography in the Basin Ranges, USA, *Basin Research*, 11, 21–41.

Elmohandes, S.E. 1981. The Central European graben system; rifting imitated by clay modelling. In: ILLIES, J.H. (ed.), Mechanism in Graben Formation. *Tectonophysics*, 73, 69–78.

Flint, J.J., 1973. Experimental development of headward growth of channel networks, *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), 1087–1094.

Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water Resources Research*, 10, 969–973.

Font, M., Lagarde, J.L., Amorese, D., Coutard, J.P., Ozouf, J.C., 2002. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire : la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France), *Comptes Rendus Geosciences*, 334, 171–178.

Friedrich, A.M., Wernicke, B.P., Niemi, N.A., Bennett, R.A., Davis J.L., 2003. Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years, *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2199, doi:10.1029/2001JB000682.

Friedrich, A.M., Lee, J., Wernicke, B.P., Sieh, K., 2004. Geologic context of geodetic data across a Basin and Range normal fault, Crescent Valley, Nevada, *Tectonics*, 23, TC2015, doi:10.1029/2003TC001528.

Gabbard, D.S., Huang, C., Norton, L.D., Steinhardt, G.C., 1998. Landscape position, surface hydraulic gradients and erosion processes, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 83–93.

Ganas, A., Pavlides, S., Karastathis, V., 2005a. DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates, *Geomorphology*, 65, 301–319, doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.006.

Ganas, A., Shanov S., Drakatos G., Dobrev N., Sboras S., Tsimi C., Frangov G., Pavlides S., 2005b. Active fault segmentation in southwest Bulgaria and Coulomb stress triggering of the 1904 earthquake sequence, *Journal of Geodynamics*, 40, 316–333.

Garcia-Castellanos, D., 2002. Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins, *Basin Research*, 14, 89–104.

Gautier, P., Brun, J.-P, Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, 315, 31–72.

Gilbert, G.K., 1896. Niagara falls and their history, *National Geographic Society, The Physiography of United States, The American Book Co., New York*, 203–236.

Gilchrist, A.R., Kooi, H., Beaumont, C., 1994. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments, *Journal of Geophysical Research*, 99, B6, 11211–11228.

Giovanni, M.K., Horton, B.K., Garzione, C.N., McNulty, B., Grove, M., 2010. Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland, *Tectonics*, 29, TC6007, doi:10.1029/2010TC002666.

- González López, G.A., Dunai, T., Carrizo, D., Allmendinger, R., 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations, *Tectonics*, 25, TC3006, doi:10.1029/2005TC001846.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W., Finkel, R., 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in-situ-produced cosmogenic nuclides, *The Journal of Geology*, 104, 249–257.
- Graveleau, F., 2008. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale). *Thèse de l'université de Montpellier 2*, 486 pp.
- Graveleau, F., Dominguez, S., 2008. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus Geosciences*, 340, 5, 324–333, doi:10.1016/j.crte.2008.01.005.
- Graveleau, F., Hurtrez, J.-E., Dominguez, S., Malavieille, J., 2011. A new experimental material for modelling relief dynamics and interactions between tectonics and surfaces processes, *Tectonophysics*, 513 (1-4), 68–87, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.029.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophysical Research Letters*, 17(8), 1109–1112, doi:10.1029/GL017i008p01109.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 294(B), 45–97.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, *American Journal of Science*, 258, 80–97.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications, *Global and Planetary Change*, 12, 213–235.
- Hamblin, W.K., 1976. Patterns of displacement along the Wasatch Fault, *Geology*, 4, 619–622, doi:10.1130/0091-7613(1976)4<619: PODATW>2.0.CO;2.
- Hammond, W.C., Thatcher, W., 2004. Contemporary tectonic deformation of the Basin and Range province, western United States: 10 years of observation with the Global Positioning System, *Journal of Geophysical Research*, 109, B08403, doi:10.1029/2003JB002746.
- Hancock, G.R., Willgoose, G.R., 2001a. The production of digital elevation models for experimental model landscapes, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(5), 475–490.
- Hancock, G.R., Willgoose, G.R., 2001b. The interaction between hydrology and geomorphology in a landscape simulator experiment, *Hydrological Processes*, 15(1), 115–133.
- Hancock, G.R., Willgoose, G.R., 2001c. Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model. Declining equilibrium landforms, *Water Resources Research*, 37(7), 1981–1992.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial terrace formation in response to oscillating climate, *Geological Society of America Bulletin*, 114, 9, 1131–1142.
- Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., Reiser, U., 2007. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China, *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S04, doi: 10.1029/2006JF000570.
- Hartshorn, K., Hovius, N., Dade, W.B., Slingerland, R.L., 2002. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt, *Science*, 297, 5589, 2036–2038.

- Harvey, A.M., 1997. The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems, In: *Thomas, D.S.G., Editor, Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands, 2nd Ed.*, Wiley and Sons, 231–259.
- Hasbargen, L.E., Paola, C., 2000. Landscape instability in an experimental drainage basin, *Geology*, 28, 1067–1070.
- Hjulström, P., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris, *PhD Thesis, Repr. from Bulletin of the Geological Institution of Upsala*, Vol. 25.
- Hooke, R.L., 1968. Discussion: model geology: prototype and laboratory streams, *Geological Society of America Bulletin*, 79, 391–394.
- Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. In: *R.T.C. Frost & A.J. Dikkers (eds.): Fault tectonics in N.W. Europe. Geol. Mijnbouw*, 56, 363–370.
- Houdry, F. 1994. Mécanismes de l'extension continentale dans le rift Nord-Baïkal, Sibérie : Contraintes des données d'imagerie SPOT, de terrain, de sismologie et de gravimétrie, *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 345 pp.
- Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8, 29–44.
- Hovius, N., Stark, C.P., Hao-Tsu, C., Jiun-Chuan, L., 2000. Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan, *The Journal of Geology*, 108, 1, 73–89.
- Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94(6), 739–752.
- Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30(7), 2261–2285.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 13971–13986.
- Howard, A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport, *In River over rocks : Fluvial processes in bedrock channels*, edited by K.J.A.W Tinkler, E.E. ; AGU Monograph, 297–319.
- Hubbert M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, *Bulletin of the Geological Society of America*, 48, 1459–1520.
- Hubbert M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures, *Bulletin of the Geological Society of America*, 62, 355–372.
- Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R., Wang, X., 2007. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China), *Journal of Geophysical Research*, v. 112(B3), doi:10.1029/2006JB004362.
- Hunstad, I., Selvaggi, G., D'Agostino, N., England, P., Clarke, P., Pierozzi, M., 2003. Geodetic strain in peninsular Italy between 1875 and 2001, *Geophysical Research Letters*, 30, 4, 1181, doi:10.1029/2002GL016447.
- Hurtrez, J.-E., 1998. Analyse géomorphologique des interactions tectonique-érosion dans le système himalayen, *Thèse de l'Université de Montpellier II*, 305pp.
- Hurtrez, J.-E., Sol, C., Lucaleau, F., 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik hills (central Nepal), *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 799–808.

- Ikeda, S., Parker, G., 1989. River Meandering, *Water Resources Monograph*, Am. Geophys. Un., Wash. D.C., 485pp.
- Jackson, J.A., 1987. Active normal faulting and crustal extension, *Tectonics*, Geological Society Special Publication, 28, 3–17.
- Jackson, J.A., White, N.J., 1989. Normal faulting in the upper continental crust: Observations from regions of active extension, *Journal of Structural Geology*, 11, 15–36.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1969. Fundamentals of rock mechanics, *Methuen & Co, Ltd.*
- Jolivet, L., Goffé, B., Bousquet, R., Oberhänsli, R., Michard, A., 1998. Detachments in high-pressure mountain belts, Tethyan examples, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 31–47.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 95–104.
- Julien, P.Y., 1995. Erosion and sedimentation. *Cambridge University Press, New York.*
- Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gómez, J., Tamayo, W., 2003. The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú, *Journal of Hydrology*, 282, 1, 130–144.
- King, G.C.P., Stein, R.S., Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes 1. Conceptual Framework, *Journal of Geophysical Research*, 93, B11, 13307–13318.
- Kirby, E., Ouimet, W., 2011. Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin, *Geological Society, London, Special Publications*, 353, 165–188, doi:10.1144/SP353.9.
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, K.W., Wieler, R., 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets, *Geomorphology*, 83, 1-2, 97–120.
- Kooi, H., Beaumont, C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins; insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection and reaction, *Journal of Geophysical Research*, 99, 12191–12210.
- Kooi, H., Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *Journal of Geophysical Research*, 101, B2, 3361–3386.
- Koss, J.E., Ethridge, F.G. et Schumm, S.A., 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems, *Journal of Sedimentary Research*, B64, 90–98.
- Koukouvelas, I.K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D., Pavlides, S., 2001. A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, *Journal of Structural Geology*, 23, 531–543.
- Kozhurin, A., Acocella, V., Kyle, P.R., Lagmay, F.M., Melekestse, I.V., Ponomarev, V., Rust, D., Tibald, A., Tunes, A., Corazzat, C., Rovid, A., Sakharo, A., Tengoncian, A., Uy, H., 2006. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: Palaeoseismic, tectonic and hazard implications, *Tectonophysics*, 417, 285–304.
- Krantz, R., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures, *Tectonophysics*, 188(1-2), 203–207.

Krugh, W.K., 2008. Low-temperature thermochronologic constraints on fault array evolution and patterns of range-scale denudation, *Thèse de l'ETH Zurich, Suisse*, 94 pp.

Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Régnier, M., Wabete, I., Calmant, S., 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data, *Tectonophysics*, 403(1–4), 1–28, doi:10.1016/j.tecto.2005.02.014.

Lagabrielle, Y., Chauvet, A., 2008. The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 3, 197–202.

Lague, D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. *Thèse de l'Université de Rennes 1*, 151 pp.

Lague, D., Crave, A., Davy, P., 2003. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift, *Journal of Geophysical Research*, 108(B1), 2008, doi:10.1029/2002JB001785.

Lague, D., Hovius, N., Davy, P., 2005. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile, *Journal of Geophysical Research*, 110, doi:10.1029/2004JF000259.

Lama, R.D., Vutukuri, V.S., 1978. "Handbook on Mechanical Properties of Rocks" Testing Techniques and Results - Vol. III, No. 2, *Trans Tech Publications*, (ISBN 0-87849-022-1, Clausthal, Germany).

Lancien, P., Métivier, F., Lajeunesse, E., Cacas, M.C., 2005. Incision dynamics and shear stress measurements in submarine channels experiments, In: Parker, G., Garcia, M.H. (Eds.), *4th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*. Taylor and Francis, 527–533.

Larroque C., Ritz J.-F., Stéphan J.-F., San'kov V., Arjannikova A., Calais E., Déverchère J., Loncke L., 2001. Interaction compression-extension à la limite Mongolie-Sibérie : analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka. *Comptes Rendus Géosciences*, 332, 177–184.

Lavé, J., Avouac, J.-P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5735–5770.

Lavé, J., Avouac, J.-P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 106, 26561–26592.

Leber, D., Holawe, F., Häusler, H., 1995. Climatic Classification of the Tibet Autonomous Region Using Multivariate Statistical Methods, *GeoJournal*, 37.4, 451–473.

Lee, J., Hager, C., Wallis, S.R., Stockli, D.F., Whitehouse, M.J., Aoya, M., Wang, Y., 2011. Middle to late Miocene extremely rapid exhumation and thermal reequilibration in the Kung Co rift, southern Tibet, *Tectonics*, 30, TC2007, doi:10.1029/2010TC002745.

Leeder, M.R., Seger, M.J., Stark, C.P., 1991. Sedimentation and tectonic geomorphology adjacent to major active and inactive normal faults, southern Greece, *Journal of the Geological Society, London*, 148, 331–343.

Leeder, M. R., Harris, T., Kirkby, M. J., 1998. Sediment supply and climate change: Implications for basin stratigraphy, *Basin Research*, 10, 7–18.

Le Pichon, X., Angelier, J., 1981. The Aegean sea, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A300, 357–372.

- Leopold, L.B., Maddock, T.M., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, *USGS Professional Paper*, 252, pp. 57.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14, 246–250.
- Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A., *Journal of Structural Geology*, 11 (1/2): 65–94.
- Liu, Y., Metivier, F., Lajeunesse, E., Lancien, P., Narteau, C., Meunier, P., 2008. Measuring bed load in gravel bed mountain rivers: Averaging methods and sampling strategies, *Geodinamica Acta*, 21, 81–92.
- Loget, N., Davy, P., Van den Driessche, J., 2006. Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from the modeling of the Mediterranean sea-level drop during the Messinian (Late Miocene), *Journal of Geophysical Research*, 111, F03005, doi:10.1029/2005JF000387.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration, *Geomorphology*, 106, 376–382, doi:10.1016/j.geomorph.2008.10.017.
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges, *Journal of Structural Geology*, 25(10), 1691–1711.
- Machette, M.N., Personius, S.F., Nelson, A.R., 1992b. Paleoseismology of the Wasatch fault zone—A summary of recent investigations, conclusions, and interpretations, in Assessing Regional Earthquake Hazards and Risk Along the Wasatch Front, Utah, edited by P. A. Gori and W. W. Hays, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1500, A1–A72.
- Mahéo G., Leloup, P.H., Valli, F., Lacassin, R., Arnaud, N., Paquette, J.-L., Fernandez, A., Haibing, L., Farley, K.A., 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, 233–243, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.029.
- Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26, 129–138.
- Malservisi, R., Dixon, T.H., La Femina, P.C., Furlong, K.P., 2003. Holocene slip rate of the Wasatch fault zone, Utah, from geodetic data: Earthquake cycle effects, *Geophysical Research Letters*, 30, 13, 1673, doi:10.1029/2003GL017408.
- Malverti, L., Lajeunesse, E., Métivier, F., 2008. Small is beautifull: Upscaling from microscale laminar to natural turbulent rivers, *Journal of Geophysical Research*, 113, F04004, doi:10.1029/2007JF000974.
- Mandl, G., de Jong, L.N.J., Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material: an experimental study of their structure and mechanical genesis, *Rock Mechanics*, 9, 95–144.
- Mariolakos, I., Nikolopoulos, V., Bantekas, I., Palyvos, N., 2010. Oracles on faults: a probable location of a “lost” oracle of Apollo near Oraviai (Northern Evia Island, Greece) viewed in its geological and geomorphological context, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XLIII (2), 829–844.
- Mattson, A., Bruhn, R.L., 2001. Nonlinear diffusion-equation modeling of Quaternary fault morphology: Wasatch fault zone and eastern Great Basin, *Journal of Geophysical Research*, 106, 13739–13750.

- McCalpin J.P., Khromovskikh V.S., 1995. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia, *Tectonics*, 14, 3, 594–605.
- McClay, K.R., Ellis, P.G., 1987a. Analogue models of extensional fault geometries, *Tectonics, Geological Society Special Publication*, 28, 109–125.
- McClay, K.R., Ellis, P.G., 1987b. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments, *Geology*, 15, 341–344.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzonis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695–5720.
- McNulty, B.A., Farber, D.L., Wallace, G.S., Lopez, R., Palacios, O., 1998. Role of plate kinematics and plate - slip - vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru, *Geology*, 26(9), 827–830.
- McNulty, B.A., Farber, D.L., 2002. Active detachment faulting above the Peruvian flat slab, *Geology*, 30(6), 567–570.
- Melinte-Dobrinescu, M.C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Popescu, S.-M., Armijo, R., Meyer, B., Biltekin, D., Cagatay, M.N., Ucarkus, G., Jouannic, G., Fauquette, S., Çakir, Z., 2009. The Messinian Salinity Crisis in the Dardanelles region: chronostratigraphic constraints, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278, 24–39.
- Merritts, D.J., Vincent, K.R., Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces, *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 14031–14050.
- Métivier, F., Lajeunesse, E., Cacas, M.C., 2005. Submarine canyons in the bathtub, *Journal of Sedimentary Research*, 75(1), 6–11.
- Meyer, B., Armijo, R., Dimitrov, D., 2002. Active faulting in SW Bulgaria: possible surface rupture of the 1904 Struma earthquakes, *Geophysical Journal International*, 148, 246–255.
- Meyer, B., Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26, TC5009. Doi:10.1029/2006TC002073.
- Mohr, O., 1900. Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials? *Zeitschrift des Vereins Deutscher Ingenieure Band*, 44, 1524–1530.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change—Chicken or egg?, *Nature*, 346(6279), 29–34.
- Molnar, P., 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates, *Geology*, 29, 1071–1074.
- Molnar, P., 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment : How might climate change have affected erosion rates? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 67–89.
- Monaco, C., Tortorici, L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily, *Journal of Geodynamics*, 29, 407–424.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale, *Science*, 255, 826–830.

- Montgomery, D.R., 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography, *American Journal of Science*, 301, 432–454.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics and the morphology of the Andes, *Geology*, 29, 579–582.
- Montgomery, D.R., Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 481–489.
- Morewood, N.C., Roberts, G.P., 2002. Surface observations of active normal fault propagation: implications for growth, *Journal of the Geological Society, London*, 159, 263–272.
- Mouyaris, N., Papastamatiou, D., Vita-Finzi, C., 1992. The Helice fault? *Terra Nova*, 4, 124–129.
- Mueller, J.E., 1973. Re-evaluation of the relationship of the master streams and drainage basins: reply, *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3127–3130.
- Nelson, A.R., Personius, S.F., 1993. Surficial geologic map of the Weber segment, Wasatch Fault zone, Weber and Davis counties, Utah, *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser.*, Map I-2199, 22 pp.
- Niemann, J.D. and Hasbargen, L.E., 2005. A comparison of experimental and natural drainage basin morphology across a range of scales, *Journal of Geophysical Research*, 110, F04017, doi:10.1029/2004JF000204.
- O'Callaghan, J.F., Mark, D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Comput. Visual Graph. Image Process.*, 28, 328–344.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation to shear and tensile faults in a halfspace, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135–1154.
- Olsen, K.H., Keller, G.R., Stewart, J.N., 1979. Crustal structure along the Rio Grande rift from seismic reflection profiles, In: R.E. Rieeker (Editor), *The Rio Grande Rift: Tectonics and Magmatism*. AGU, Washington, pp. 127–143.
- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourlès, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene, *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 163–176.
- Palumbo, L., Hetzel, R., Tao, M., Li, X., 2011. Catchment-wide denudation rates at the margin of NE Tibet from in situ-produced cosmogenic ^{10}Be , *Terra Nova*, 23, 42–48, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00982.x.
- Pantosti, D., Collier, R., D'Addezio, G., Masana, E., Sakellariou, D., 1996. Direct geological evidence for prior earthquakes on the 1981 Corinth fault (central Greece), *Geophysical Research Letters*, 23, 25, 3795–3798.
- Paola P., Straub K., Mohrig, D, Reinhardt, L., 2009. The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments, *Earth-Science Reviews*, 97, 1–43, doi:10.1016/j.earscirev.2009.05.003.
- Parker, R.S., 1977. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications, *PhD Dissertation of Colorado State University*.
- Parker, G., Paola, C., Whipple, K.X., Mohrig, D., 1998. Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow, I: Theory, *Journal of Hydraulic Engineering*, 124, 985–995.

- Paterson, M., 1978. Experimental Rock Deformation: The Brittle Field, *Springer, New York*, 254pp.
- Paterson, M.S., Wong, T.-F., 2005. Experimental Rock Deformation — The Brittle Field, *Springer, New York*, 347pp.
- Peakall, J., Ashworth, P., Best, J., 1996. Physical modelling in fluvial geomorphology: principles, applications and unresolved issues, In: *Rhoads, B.L., Thorn, C.E. (Eds.), The scientific nature of geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, 221–253.
- Peizhen, Z., Molnar, P. et Downs, W.R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*, 410, 891–897.
- Pelletier, J.D., 2003. Drainage basin evolution in the Rainfall Erosion Facility: dependence on initial conditions, *Geomorphology*, 53, 183–196.
- Pelletier, J.D., DeCelles, P.G., Zandt, G., 2010. Relationships among climate, erosion, topography, and delamination in the Andes: A numerical modeling investigation, *Geology*, 38(3), 259–262.
- Penck, W., 1924. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie, *Engelhorns Nachfolger, Stuttgart*, 283 p. (English translation by H. Czech and K.C. Boswell, 1953, Morphological Analysis of Land Forms. A Contribution to physical Geology. Macmillan, London, 429 p.).
- Pepin, E., Carretier, S., Herail, G., 2010. Erosion dynamics modelling in a coupled catchment-fan system with constant external forcing, *Geomorphology*, 122, 78–90, doi:10.1016/j.geomorph.2010.04.029.
- Petford, N., Atherton, M.P., 1992. Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: The Cordillera Blanca, Peru, *Tectonophysics*, 205, 171–185.
- Petit, C., Déverchère, J., 2006. Structure and evolution of the Baikal Rift: A synthesis, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7, Q11016, doi:10.1029/2006GC001265.
- Petit, C., Gunnell, Y., Gongga-Saholiariliva, N., Meyer, B., Séguinot, J., 2009a. Faceted spurs at normal fault scarps: Insights from numerical modeling, *Journal of Geophysical Research*, 114, B05403, doi:10.1029/2008JB005955.
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., Gongga-Saholiariliva, N., 2009b. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia, *Tectonics*, 28, TC6010, doi:10.1029/2009TC002555.
- Phillips, L.F., Schumm, S.A., 1987. Effect of regional slope on drainage networks, *Geology*, 15(9), 813–816.
- Piccardi, L., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Boccaletti, M., 1999. Active oblique extension in the central Apennines (Italy): Evidence from the Fucino region, *Geophysical Research International*, 139, 499–530.
- Pizzi, A., Calamita, F., Coltorti, M., Pieruccini, P., 2002. Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment, *Bollettino della Società geologica italiana*, 121 (2), 1, 923–929.
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Morelli, A., Ekström, G., Olivieri, M., Boschi, E., 2010. Seismic moment tensors of the April 2009, L'Aquila (Central Italy), earthquake sequence, *Geophysical Journal International*, 180(1), 238–242, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04418.x.

Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time, *Geological Society Special Publication*, 121, 19–37.

Reid H.F., 1910. The mechanism of the earthquake. *The californian earthquake of april 1906, report of the state earthquake investigation commission*, 2,1–192.

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Tokzoz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983–9999.

Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Mitchell, S.G., Montgomery, D.R., 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades, *Nature*, 426, 645–647.

Reiners, P.W., Brandon, M.T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, 419–466, doi:10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.

Richard, P., 1991. Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip, *Journal Of Structural Geology*, 13, 4, 459–469.

Rigon, R., Rodriguez-Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D.G., Rinaldo, A., 1996. On Hack's law, *Water Resources Research*, 32, 11, 3367–3374.

Roberts, G.P., Michetti, A.M., 2004. Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from The Lazio–Abruzzo Apennines, central Italy, *Journal of Structural Geology*, 26, 339–376.

Rodriguez-Iturbe, I. Rinaldo, A., 1997. Fractal river basins: chance and self-organization, *Cambridge University Press*, 547pp.

Roe, G.H., Stolar, D.B., Willett, S.D, 2006. Response of a steady-state critical wedge orogen to changes in climate and tectonic forcing, *Geological Society of America Special Papers*, 398(0), 227–239.

Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 1999. Evidence for non-linear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resources Research*, 35, 853–870.

Rohais, S., 2007. Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques. *Thèse de l'Université de Rennes 1*, 386pp.

Rohais, S., Bonnet, S., Eschard, R., 2011. Sedimentary record of tectonic and climatic erosional perturbations in an experimental coupled catchment-fan system, *Basin Research*, 23, 1–15, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00520.x.

San'kov, V., Déverchère, J., Gaudemer, Y., Houdry, F., Filippov, A., 2000. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia, *Tectonics*, 19, 4, 707–722.

Saito, K., Oguchi, T., 2005. Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines, *Geomorphology*, 70, 47–162.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 441–458, doi:10.1016/S0012-821X(01)00320-X.

- Schaller, M., Ehlers, T.A., 2006. Limits to quantifying climate driven changes in denudation rates with cosmogenic radionuclides, *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 153–167, doi:10.1016/j.epsl.2006.05.027.
- Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials : scaling implications for their usage in analogue modelling, *Tectonophysics*, 324, 1–16.
- Schlagenhauf, A., 2009. Identification des forts séismes passés sur les failles normales actives de la région Lazio–Abruzzo (Italie Centrale) par “datations cosmogéniques” (^{36}Cl) de leurs escarpements, *Thèse de l’Université Joseph Fourier, Grenoble*, 313pp.
- Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., Finkel, R., Pou, K., 2010. Using in - situ chlorine - 36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: a reappraisal of methodology and interpretations, *Geophysical Journal International*, 182(1), 36–72.
- Schlagenhauf, A., Manighetti, I., Benedetti, L., Gaudemer, Y., Finkel, R., Malavieille, J., Pou, K., 2011. Earthquake supercycles in Central Italy, inferred from ^{36}Cl exposure dating, *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 3–4, 487–500, doi:10.1016/j.epsl.2011.05.022.
- Schumm, S.A., Parker, R.S., 1973. Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy, *Nature*, 243, 99–100.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W.E., 1987. Experimental fluvial geomorphology, *John Wiley, New York*, 413pp.
- Scott, K.M., Pain, C.F., 2008. Regolith Science, *CSIRO Publishing*, pp. 472.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J. - P., 1988a. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia, and Northern Chile) from Eocene to present, *Geodynamique*, 3(1–2), 85–106.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., 1992. The problem of channel erosion into bedrock, in *K.H. Schmidt and J. de Ploey (Editors), Functional geomorphology: landform analysis and models, Catena Supplement*, 23, 101–124.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., 1994. Longitudinal profile development into bedrock : an analysis of Hawaiian channels, *Journal of Geology*, 102(4), 457–474.
- Shemenda, A.I., 1983. Similarity criteria for mechanical modeling of the tectonic processes, *Soviet geology and geophysics*, 24, 10, 8–16.
- Siame, L.L., Sébrier, M., Bellier, O., Bourles, D., 2006. Can cosmic ray exposure dating reveal the normal faulting activity of the Cordillera Blanca Fault, Peru? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 536–544.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In *River over rock : Fluvial processes in bedrock channels*, edited by K.J.a.W Tinkler, E.E. ; AGU Monograph, 237–260.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock, *Geology*, 29(12), 1087–1090.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resources Research*, 40, W06301, doi:10.1029/2003WR002496.
- Smithson, S.B., Decker, E.R., 1974. A continental crustal model and its geothermal implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 22, 215–225.

- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Lanscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California, *Geological Society of America Bulletin*, 112, 8, 1250–1263.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California, *Geomorphology*, 53, 97–127.
- Stamps, D.S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.-M., Ebinger, C.J., Fernandes, R.M., 2008. A kinematic model for the East African Rift, *Geophysical Research Letters*, 35, L05304, doi:10.1029/2007GL032781.
- Stein, R.S., King, G.C.P., Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes 2. Field examples of continental dip-slip faults, *Journal of Geophysical Research*, 93, B11, 13319–13331.
- Stock, J.D., Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on river bedrock incision using the stream power law, *Journal of Geophysical Research*, 104, B3, 4983–4993.
- Stock, G.M., Frankel, K.L., Ehlers, T.A., Schaller, M., Briggs, S.M., Finkel, R.C., 2009. Spatial and temporal variations in denudation of the Wasatch Mountains, Utah, USA, *Lithosphere*, 1, 1, 34–40, doi:10.1130/L15.1.
- Storti, F. 1995. Tectonics of the Punta Bianca promontory: Insights for the evolution of the Northern Apennines-Northern Tyrrhenian Sea basin, *Tectonics*, 14(4), 832–847, doi:10.1029/95TC01203.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117–1142.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology, *American Geophysical Union Transactions*, 38, 913–920.
- Strak, V., Dominguez, S., Petit, C., Meyer, B., Loget, N., 2011. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: insights from experimental modelling, *Tectonophysics*, 513(1-4), 1–19. doi:10.1016/j.tecto.2011.10.005.
- Summerfield, M.A., 1991. Global geomorphology: an introduction to the study of landforms, *Longman Scientific & Technical*, Wiley, pp. 537.
- Talling, P.J., Stewart, M.D., Stark, C.P., Gupta, S., Vincent, S.J., 1997. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks, *Basin Research*, 9, 275–302.
- Tapponnier, P., Mercier, J.L., Armijo, R., Tonglin, H., Ji, Z., 1981b. Field evidence for active normal faulting in Tibet, *Nature*, 294, 410–414.
- Tesauro, M., Hollenstein, C., Egli, R., Geiger, A., Kahle, H.-G., 2006. Analysis of central western Europe deformation using GPS and seismic data, *Journal of Geodynamics*, 42(4-5), 194–209, doi:10.1016/j.jog.2006.08.001.
- Tomkin, J.H., 2009. Numerically simulating alpine landscapes: The geomorphologic consequences of incorporating glacial erosion in surface process models, *Geomorphology*, 103(2), 180–188.
- Tucker, G.E., Slingerland, R.L., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modelling study, *Journal of Geophysical Research*, 99, 12229–12243.

- Tucker, G.E., Whipple, K.X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: sensitivity analysis and intermodel comparison, *Journal of Geophysical Research*, 107, doi:10.1029/2001JB000162.
- Tucker, G.E., 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 185–205.
- Tucker, G.E., McCoy, S.W., Whittaker, A.C., Roberts, G.P., Lancaster, S.T., Phillips, R., 2011. Geomorphic significance of postglacial bedrock scarps on normal-fault footwalls, *Journal of Geophysical Research*, 116, F01022, doi:10.1029/2010JF001861.
- Turowski, J.M., Lague, D., Crave, A., Hovius, N., 2006. Experimental channel response to tectonic uplift, *Journal of Geophysical Research*, 111 (F03008).
- Valensise, G., Pantosti, D., 1992. A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7½), *Terra Nova*, 4(4), 472–483, doi:10.1111/j.1365-3121.1992.tb00583.x.
- Valla, P.G., Van Der Beek, P.A., Carcaillet, J., 2010. Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ^{10}Be , *Terra Nova*, 22, 18–25, doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00911.x.
- Van Der Beek, P., Andriessen, P., Cloetingh, S., 1995. Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology, *Tectonics*, 14, 2, 406–421.
- Van Der Beek, P., Braun, J., 1998. Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scales: A parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia, *Basin Research*, 10, 49–68.
- Van Der Beek, P., Braun, J., 1999. Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: Insights from numerical surface process models, *Journal of Geophysical Research*, 104, 4945–4966.
- Van Der Beek, P.A., Bishop, P., 2003. Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2309, doi: 2310.1029/2002JB002125.
- Van Der Beek, P.A., in press. Modelling Landscape Evolution, in: *Environmental Modelling, 2nd Edition: Finding Simplicity in Complexity*, John Wainwright and Mark Mulligan (Eds.), Wiley-Blackwell.
- Walker, R.T., Claisse, S., Telfer, M., Nissen, E., England, P., Bryant, C., Bailey, R., 2010. Preliminary estimate of Holocene slip rate on active normal faults bounding the southern coast of the Gulf of Evia, central Greece, *Geosphere*, 6, 5, 583–593; doi: 10.1130/GES00542.1.
- Wallace, R.E., 1970. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault, *Geological Society of America Bulletin*, 81, 2875–2890.
- Wallace, R.E., 1978. Geometry and rates of change of fault-related fronts, north-central Nevada, *Journal Research of U. S. Geological Survey*, 6, 637–650.
- Wallace, R.E., 1987. Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin Province, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 3, 868–876.

- Weldon, R.J., Sieh, K.E., 1985. Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas fault, Cajon Pass, southern California, *Geological Society of America Bulletin*, 96, 793–812.
- Weissel, J.K., Seidl, M.A., 1998. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeastern Australian passive continental margin, In: *Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels*, edited by Keith J. Tinkler and Ellen E. Wohl. AGU, Washington, D.C., 189–206.
- Whipple, K.X., Trayler, C.R., 1996. Tectonic control of fan size : the importance of spatially variable subsidence rate, *Basin Research*, 8, 351–366.
- Whipple, K.X., Parker G., Paola C., Mohrig D., 1998. Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study, *The Journal of Geology*, 106, 677–693.
- 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, B8, 17661–17674.
- Whipple, K.X., Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation, *Geological Society of America Bulletin*, 112, 490–503.
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, 301, 313–325.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *Journal of Geophysical Research*, 107, B2, doi: 10.1029/2000JB000044.
- Whittaker, A.C., Attal, M., Cowie, P.A., Tucker, G.E., Roberts, G., 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles, *Geomorphology*, 100, 506–526.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts, *Journal of Geophysical Research*, 104, 28957–28981.
- Willett, S.D., Slingerland, R., Hovius, N., 2001. Uplift, shortening and steady state topography in active mountain belts, *American Journal of Science*, 301, 455–485.
- Willett, S.D., Brandon, M.T., 2002. On steady states in mountain belts, *Geology*, 30, 175–178, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2.
- Willgoose, G., 1994. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief, *Water Resources Research*, 30, 2, 151–159.
- Wittmann, R., Kautzky, T., Hübner, A. et Lüscher, E., 1991. A simple experiment for the examination of dendritic river systems, *Naturwissenschaften*, 78, 23–25.
- Wohl, E., 1992. Bedrock benches and boulder bars : Floods in the Burdekin Gorge of Australia, *Geological Society of America Bulletin*, 104, 770–778.
- Wohl, E., 1993. Bedrock channel incision along Piccaninny Creek, Australia, *Journal of Geology*, 101, 749–761.
- Yalin, M.S., 1971. Theory of hydraulic models, *MacMillan, London*, 266pp.
- Yalin, M.S., 1980. Mechanics of sediment transport. *Pergamon Press, Oxford*, pp. 295.

Zuchiewicz, W.A., McCalpin, J.P., 2000. Geometry of faceted spurs on an active normal fault: case study of the Central Wasatch Fault, Utah, U.S.A. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 231–249.

Annexe

A.1. Vidéos montrant l'évolution du relief au cours de modèles expérimentaux

Trois vidéos sont mises à disposition sur le site de Thèse En Ligne : <http://tel.archives-ouvertes.fr>. Elles montrent :

- L'évolution du relief en temps réel dans une expérience préliminaire,
- L'évolution du relief vue de dessus dans l'expérience où la vitesse de glissement de la faille normale est de 6 $\mu\text{m}/\text{s}$,
- L'évolution du relief vue de 3/4 dans l'expérience où la vitesse de glissement de la faille normale est de 6 $\mu\text{m}/\text{s}$.

L'évolution du relief le long des escarpements de faille normale active : observations, modélisations expérimentales et numériques

Résumé : Dans les régions à tectonique active, les interactions entre la déformation crustale et les processus de surface (érosion, transport et sédimentation) contrôlent l'évolution du relief. Ces interactions conduisent à la formation de marqueurs géomorphologiques stables lors de l'état d'équilibre atteint sur le long terme entre l'érosion et la tectonique. Dans le contexte des foot-wall de faille normale active, ces marqueurs géomorphologiques sont les profils longitudinaux des lits des rivières et les facettes triangulaires. Des modèles numériques préexistants et de nombreuses mesures dans le Basin and Range montrent l'existence d'une relation linéaire ou logarithmique entre la morphométrie (hauteur, pente) des facettes triangulaires et la vitesse de glissement de la faille normale V . Cette relation suggère le contrôle majeur de V sur la topographie du foot-wall. Le but de ce travail de thèse est de mieux contraindre la relation entre V , les processus de surfaces et la topographie résultante. Des observations de cas naturels, une approche expérimentale et une approche numérique ont permis de mettre en évidence le contrôle majeur de V sur l'évolution topographique du foot-wall. Les modélisations expérimentales montrent que V contrôle les vitesses d'érosion (taux d'incision, taux d'érosion des versants et taux d'érosion régressive) et éventuellement la hauteur des facettes triangulaires. Elles nous indiquent aussi que le paramètre K de la loi de puissance du courant dépend de V . Les modélisations numériques confirment le contrôle de V sur les vitesses d'érosion et la morphométrie des facettes triangulaires. Elles montrent aussi que la forme des bassins versants dépend de V (relation pente-aire drainée) et suggèrent que les paramètres de la loi de puissance du courant aussi.

Mots clés : Evolution du relief, failles normales actives, modélisation expérimentale et numérique, facettes triangulaires, profils longitudinaux des rivières

Relief evolution along the escarpments of active normal faults: observations, experimental and numerical modelling

Abstract: Relief evolution in active tectonic areas is controlled by the interactions between tectonics and surface processes (erosion, transport and sedimentation). These interactions lead to the formation of geomorphic markers that remain stable during the equilibrium reached on the long-term between erosion and tectonics. In the context of foot-walls of active normal faults, these geomorphic markers are river-long profiles and triangular facets. Previous numerical models and numerous measurements in the Basin and Range show the existence of a linear or logarithmic relationship between the morphometry (height, slope) of triangular facets and the slip rate V of the normal fault. This relationship suggests the main control of V on the topography of the foot-wall. The aim of this thesis is to better constrain the relationship between V , surface processes and the resulting topography. Observations on natural cases, an experimental and a numerical approach highlight the main control of V on the topographic evolution of the foot-wall. The experimental approach shows that V controls erosion rates (incision rate, erosion rate of slopes and regressive erosion rate) and possibly the height of triangular facets. This approach indicates likewise that the parameter K of the stream power law depends on V . The numerical approach corroborates the control of V on erosion rates and on facet height. It also shows that the shape of drainage basins depends on V (slope-area relationship) and it suggests the same for the parameters of the stream power law.

Keywords: Relief evolution, active normal faults, experimental and analogue modelling, triangular facets, river-long profiles