HAL
open science

Dynamique de l'érosion dans les chaînes de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées

Julien Babault

To cite this version:

Julien Babault. Dynamique de l'érosion dans les chaînes de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées. Géomorphologie. Université Rennes 1, 2004. Français. NNT : . tel-00007292

HAL Id: tel-00007292

https://theses.hal.science/tel-00007292

Submitted on 4 Nov 2004

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

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

N° Ordre : 3025

THÈSE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

pour obtenir

le grade de : ***DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1***

Mention Sciences de la Terre

Par

Julien Babault

Équipe d'accueil : Géosciences Rennes, Université de Rennes 1

École doctorale : Sciences de la matière

Composante universitaire : UFR Structure et Propriétés de la matière

Titre de la thèse :

Dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont.
L'exemple des Pyrénées

Soutenue le 2 juillet 2004 devant la commission d'examen composée de :

COMPOSITION DU JURY

François Roure	Rapporteur
Antonio Teixell	Rapporteur
Philippe Davy	Examinateur
Daniel Garcia-Castellanos	Examinateur
Yves Gaudemer	Examinateur
Jean Van Den Driessche	Directeur de thèse
Stéphane Bonnet	Co-directeur de thèse

Remerciements

Je remercie les membres du Jury d'avoir accepté de juger ce travail réalisé à Géosciences Rennes : François Roure (Institut Français du Pétrole), Antonio Teixell (Universitat Autònoma de Barcelona), Philippe Davy (Université de Rennes 1), Daniel Garcia Castellanos (Vrije Universteit Amsterdam), Yves Gaudemer (Institut de Physique du Globe de Paris). Je te remercie tout particulièrement Jean Van Den Driessche (Université de Rennes 1) d'avoir été mon directeur de thèse.

Je remercie également Stéphane Bonnet (Université de Rennes 1) et Alain Crave (Université de Rennes 1) sans qui l'approche expérimentale du sujet n'aurait pu être possible, ainsi que Jean Jacques Kermarrec pour l'installation du dispositif expérimental et les différents étudiants qui ont passés des nuits au labo pour le bon déroulement des expériences (Polo, Laure et Sébastien). Je remercie l'efficacité du personnel de la Bibliothèque de Géosciences Rennes (Catherine, Isabelle et Alain) grâce à qui nous avons pu avoir accès à de très anciens articles et thèses. Je remercie l'accueil chaleureux de Maria Carmen et de Jose Maria à Roda de Isabena dans les Pyrénées aragonais.

Je salue tous ceux que j'ai eu la chance de connaître aux Universités de Rennes 1, de Nantes, de Brest, d'Orsay, de Barcelone, de Santiago du Chili, de Poznàn en Pologne et de Prague pendant ces années de Fack. Un saludo especial al huevon de Cesar, al Pisco chileno y al bueno carrete, à Blaise, Jérôme, Gosia, Rico et Youl (Pour la même raison), à Nico L. y su familia, a los Cabezones (i-e. aux Michels), à Dom et toute sa bande de potos, à Milie, à Ron et à l'Etna, à Rodolf, a Rodrigo, au Grand Sarce, a Luis, à Lůca et son aide humanitaire (Piva) à Pavel aussi faut pas oublier, au Boulvais et sa bonne humeur, à Ludo-Seb-Vin's-Miky (Pour leur excellente prestation dans *Le Film*), aux Vendengers de Brest et d'ailleurs, à Gwendo et Claire et tous leurs potes, à Morgane et à la gniole à mémé, à Nico le Cambodgien, aux Concarnois et au Shogun, à Ben et sa guitare (Sauve la recherche mignon), à Cath & Flo qui je le pense ont été heureuse de connaître DéDé, à Céline-Tang-Sylvie-Christelle-Emilio-Dante-Fernando…, à Kerry et son violon fou, à Armel et Adara Daéko et pour finir à Katia notre drone et ma colloc. Je remercie très sincèrement le Bigorneau (Et le Rock'n Roll) lieu de détente et d'amusement, notamment lors des derniers mois d'achèvement de ce travail.

Enfin je vous salue ma famille et vous remercie de m'avoir encouragé.

À Miriam.

Résumé

L'étude de la dynamique de l'érosion des chaînes de montagnes ne prend généralement pas en compte l'influence de la sédimentation de piedmont. Or le remplissage des bassins d'avant pays est le plus souvent caractérisé par des séquences de comblement, entraînant une élévation du niveau de base des rivières qui drainent les chaînes. L'objectif de ce travail est de montrer dans quelle mesure la dynamique du relief est perturbée par la sédimentation de piedmont. La démonstration s'appuie sur l'analyse de l'évolution de la morphologie des Pyrénées, dont les stades précoces sont préservés par d'épais dépôts détritiques sur le versant sud, et qui est caractérisée par une pénéplanation miocène dont les reliques aujourd'hui culminent à près de 3000 m. L'évolution proposée est testée à travers une modélisation expérimentale sur l'influence de la sédimentation de piedmont sur la dynamique d'un relief en surrection.

Abstract

Most studies concerning erosion dynamics in mountain chains do not take into account the influence of piedmont sedimentation. Foreland basins are yet filled in with marine to continental sequences, inducing the base-level rise of streams that drain the mountain chains. This work intends to show how much the piedmont sedimentation disturbs relief dynamics. It is based on the analysis of the morphological evolution of the Pyrenees, whose early stages are preserved by thick detrital deposits on the Pyrenean southern side and which is characterized by applanation during the Miocene. Current remnants of the resulting peneplain reach near 3000 m at their highest point. The suggested evolution is compared with the results of an experimental approach concerning the influence of the piedmont sedimentation on dynamics of an uprising relief.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction 1

1. Évolution morphologique des Pyrénées 19

1.1. Influence de la sédimentation de piedmont sur la dynamique de l'érosion, les Pyrénées 21

Article : *Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain* 23

1.2. Sur l'âge de la connexion de l'Ebre à la Méditerranée : modélisation numérique 71

Article : *Does the Ebro river connect to the Mediterranean before the Messinian Salinity Crisis?* 73

1.3. Annexes : Données géophysiques bibliographiques, cartes et illustrations de l'évolution géologique et morphologique des Pyrénées 89

2. Influence de la sédimentation de piedmont sur la dynamique d'une topographie en surrection : approche expérimentale 121

2.1. Objectifs et méthodologie 123

2.1.1. Les objectifs 123

2.1.2. L'approche expérimentale 125

2.1.3. Dispositif utilisé dans cette étude : caractéristiques techniques 129

2.2. Résultats expérimentaux 134

2.2.1. Dynamique globale, Article : *Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach* 137

2.2.2. Dynamique locale 155

2.2.3. Influence d'un changement de condition aux limites (bords libres à sédimentation de piedmont) : aplanissement syn-soulèvement 165

2.3. Discussion-conclusion des résultats expérimentaux 175

2.4. Annexes : Planches photographiques, coupes et profils 179

Conclusion 191

Références 197

Introduction

La morphologie des chaînes de montagnes résulte de la compétition entre les processus tectoniques, qui épaississent la lithosphère et soulèvent la surface des continents, et les processus d'érosion et de transport, qui soustraient la matière et l'exportent via le réseau de drainage vers les avant-pays des chaînes. La figure 1 est due au dessinateur Reiser (1978) et résume l'idée que l'on se fait communément de la vie d'une chaîne, même si les critères utilisés ici sont particuliers : les chaînes jeunes sont élevées et disséquées, les chaînes anciennes sont de faible altitude et présentent un relief[1] doux. Cette vision qui confine à un anthropomorphisme géologique tel que le suggère le dessin de Reiser, suppose que les chaînes s'aplanissent par « l'usure du temps », autrement dit par l'action de l'érosion à long terme. Ce processus est résumé par le modèle de Davis publié pour la première fois en 1889 sous le titre « The geographical cycle » (Figure 2) : suivant ce modèle, l'aplanissement d'une chaîne sous l'effet de l'érosion correspond à la chute de son altitude en même temps qu'au lissage de sa topographie.

Dans les zones climatiques tempérées, les réseaux fluviatiles jouent un rôle primordial dans la dynamique des reliefs en raison de leur potentiel érosif énorme et de leur fonction de transport des sédiments. La loi physique qui gouverne l'érosion fluviatile relie la quantité d'érosion (E) à la pente locale (S) et au flux d'eau des rivières approché par la dimension de l'aire drainée amont (A) suivant une relation du type (Howard and Kerby, 1983):

$$E \propto A^m \times S^n,$$

m et n étant des constantes positives.

[1] Le terme relief est ici utilisé suivant la définition qui en est donnée par Bates, R.L., and Jackson, J.A., 1980, Glossary of Geology: Falls Church, Virginia. Le relief est la différence verticale d'altitude entre les sommets de collines ou de montagnes et les plaines ou vallées d'une région donnée. Une région montrant une grande variation d'élévation a un « *relief élevé* », et celle montrant une faible variation a un « *relief faible* ».

Dans cette relation, l'effet de la tectonique est de modifier la pente régionale, donc les pentes locales (Ahnert, 1970; Montgomery and Brandon, 2002) (Figures 3a et 3b). Le climat quant à lui influe sur le flux d'eau et donc sur l'aire drainée amont. A climat constant, lorsque la pente régionale diminue, le potentiel érosif des rivières diminue également et les processus d'érosion des versants prennent le pas sur l'incision des rivières. En d'autres termes, une diminution de l'altitude d'un relief s'accompagne de la pénéplanation à terme de celui-ci.

Plusieurs processus sont à l'origine de la surrection de la surface terrestre, le plus « efficace » et spectaculaire étant l'épaississement de la lithosphère, consécutif à la tectonique des plaques, en particulier à la collision entre continents. Les chaînes de montagne dont il est question dans cette thèse se situent à la surface des continents et sont issues de la tectonique des plaques. Pour aplanir une chaîne de montagnes, au sens de Davis, il existe a priori deux possibilités : soit éliminer la racine de la chaîne, en d'autre terme ramener la lithosphère à son épaisseur initiale, soit « plomber » cette racine de telle sorte qu'elle tire vers le bas la chaîne. Il faut alors envisager un refroidissement de cette racine entraînant une augmentation de la densité des roches à travers des transformations minéralogiques.

En ce qui concerne la première hypothèse, on sait depuis une vingtaine d'années que les grandes chaînes de montagnes issues de la collision entre les continents finissent par s'effondrer sous l'effet conjugué de leur poids et du ramollissement de leur racine crustale (e.g. Molnar and Tapponnier, 1978; Gaudemer et al., 1988) (Figure 4). L'épaississement crustal qui était à l'origine de leur haute altitude se trouve annihilé et cette dernière diminue drastiquement. Ainsi la diminution de l'altitude des grandes chaînes ne peut être rapporté uniquement à l'action de l'érosion à long terme, mais est également due à un processus tectonique. Néanmoins, le fort flux de chaleur lié à l'épaississement initial persiste bien longtemps après l'effondrement, ce qui a pour effet, via la densité anormalement faible de la croûte et du manteau chauds, de maintenir ces chaînes « effondrées » à des altitudes anormalement élevées en regard de l'épaisseur de leur lithosphère (Figure 5). Par exemple, la Province du « Basin and Range » dans l'ouest des Etats-Unis, qui s'étend sur près de 1000 km en est-ouest et résulte de l'effondrement gravitaire de la Cordillère Nord-américaine au cours du Cénozoïque (e.g. Coney and Harms, 1984), a une altitude moyenne de 1750 m et des reliefs persistant jusque près de 4000 m alors que la croûte est revenue à une épaisseur moyenne de l'ordre de 30 km et que le flux de chaleur en surface est de l'ordre de 80 mW/m2

soit 60% supérieur à celui d'une lithosphère « normale » (Figure 6). (Il est à noter que lorsqu'il existe une racine mantellique sous une chaîne, l'instabilité convective dans le manteau qui l'englobe entraîne le détachement de cette racine froide et dense, et son remplacement par du manteau chaud et « léger » causant une nouvelle surrection de la chaîne par compensation isostatique sans épaississement crustal supplémentaire (Houseman and McKenzie, 1981; England and Houseman, 1989). La diminution de l'altitude d'une telle chaîne sera liée, là encore et outre le retour à une épaisseur normal de la croûte, au refroidissement du manteau.

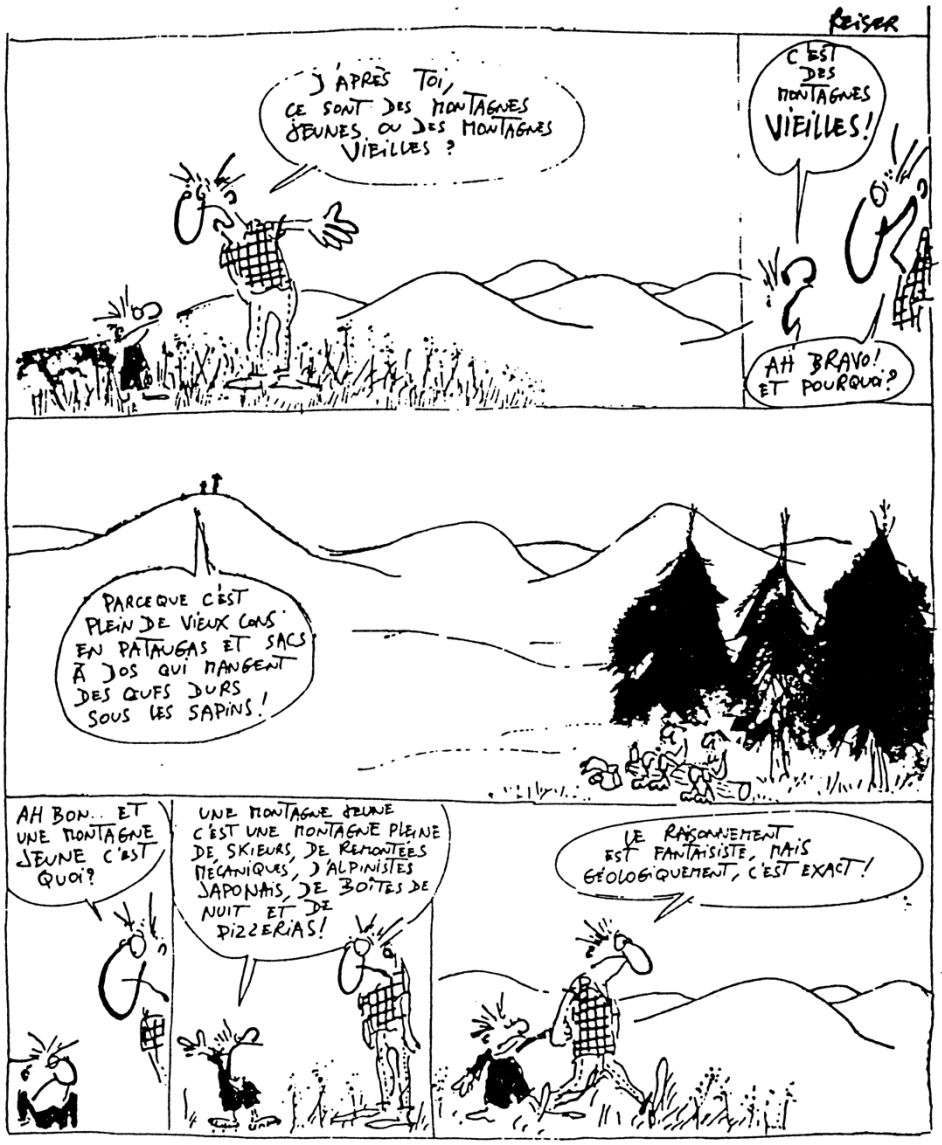


Figure 1: *Critères d'identification des montagnes jeunes et anciennes d'après Reiser (1978).*

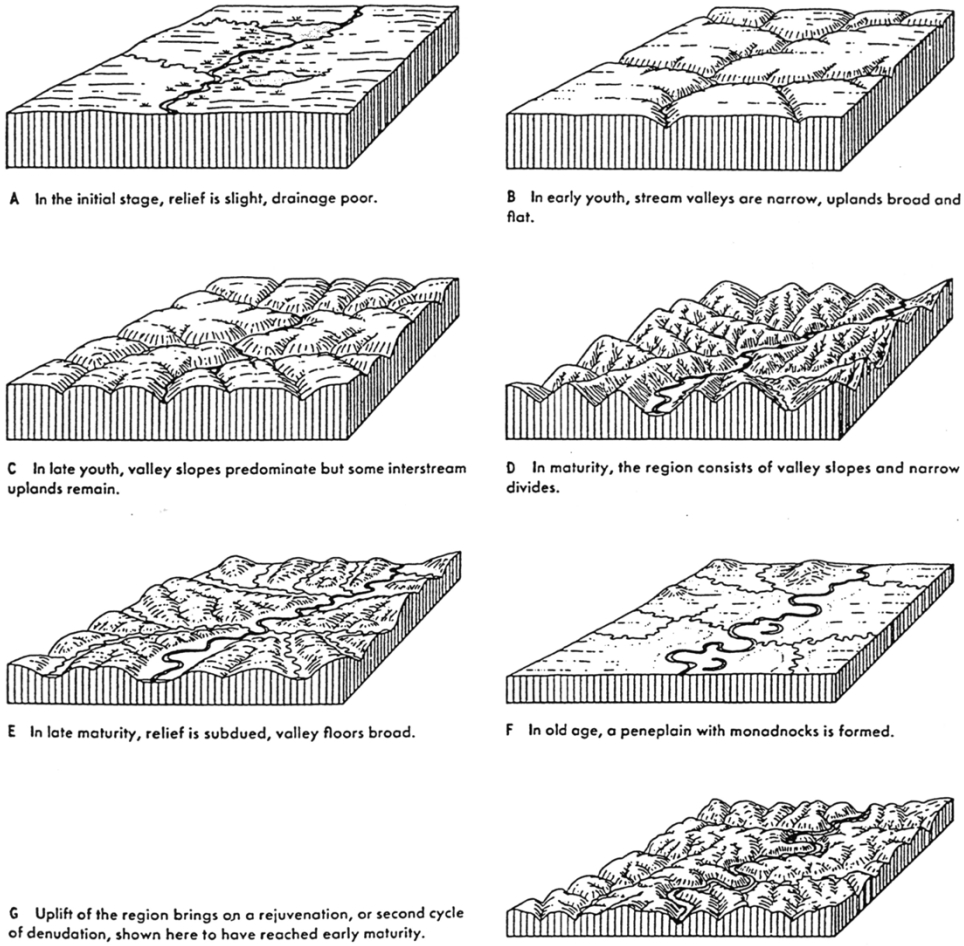


Figure 2.1 The cycle of erosion, proposed by W. M. Davis, drawn by E. Raisz.
Source: A. N. Strahler, *Introduction to Physical Geography*, 1965, figure 21.1, p. 304, copyright © John Wiley and Sons, by permission.

Figure 2: *« The geographical cycle » de Davis (1889). Après un soulèvement d'une pénéplaine (A), le relief augmente (B-D) puis diminue (D-F) pour tendre vers un aplanissement proche du niveau de la mer correspondant à la topographie initiale (F). Il s'agit d'un cycle d'érosion comme le défini Davis. Si la nouvelle pénéplaine est soulevée à son tour, un deuxième cycle prendra naissance (G).*

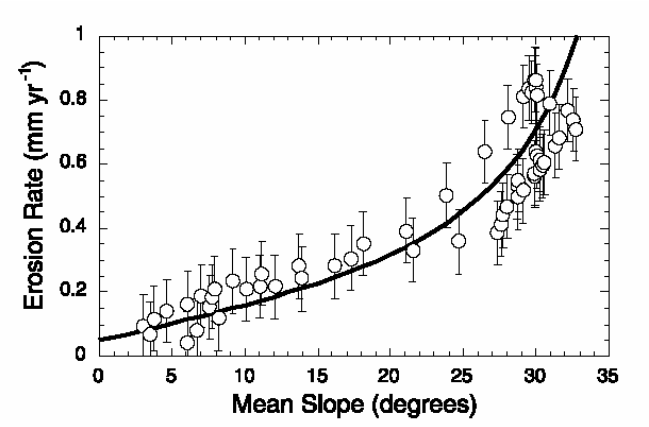
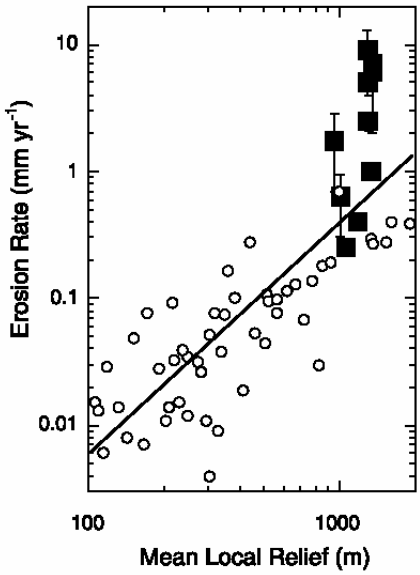


Figure 3a: *Relation entre les vitesses d'érosion et la pente moyenne pour les Monts Olympiques (Etats-Unis), chaîne active (Montgomery and Brandon, 2002).*

Figure 3b: *Compilation des vitesses d'érosion en fonction du relief local (un équivalent de la pente moyenne) pour des chaînes de montagnes inactives (ronds blancs) et pour des chaînes de montagnes actives (carrés noirs ; Alpes, Himalaya, Nouvelle Zélande, Monts Olympiques, Denali en Alaska, Taiwan) (Montgomery and Brandon, 2002). Le relief local est calculé au sein d'une cellule mobile de 10 km de diamètre (Ahnert, 1984) qui correspond à l'espacement entre les drains et les crêtes principaux.*



Un autre effet de l'effondrement gravitaire est de modifier drastiquement la morphologie de la chaîne initiale. L'amincissement vertical de la lithosphère épaissie s'accompagne d'un étirement horizontal qui se traduit par le développement d'une série de horst et graben (Figure 4). Leur structure en « bassins et chaînons montagneux » (« basin and range ») et leur grande dimension font que le drainage de ces domaines étirés est le plus souvent endoréique, les produits de l'érosion des chaînons étant piégés dans les bassins immédiatement adjacents. Il en résulte un lissage progressif de leur topographie, les « hauts » s'érodant et s'abaissant, les « bas » se remplissant et s'élevant relativement. Un processus similaire a été invoqué en contexte compressif pour expliquer la formation de hauts plateaux, tel que le Tibet (e.g. Meyer et al., 1998). Ainsi l'effondrement gravitaire des chaînes, combiné à l'érosion, peut avoir un effet identique à celui de l'action de l'érosion seule à long terme telle qu'envisagée par le modèle de Davis. Il reste néanmoins que le retour à une altitude proche du niveau de la mer est dans le cas du processus d'effondrement gravitaire lié au refroidissement (lent) de la lithosphère.

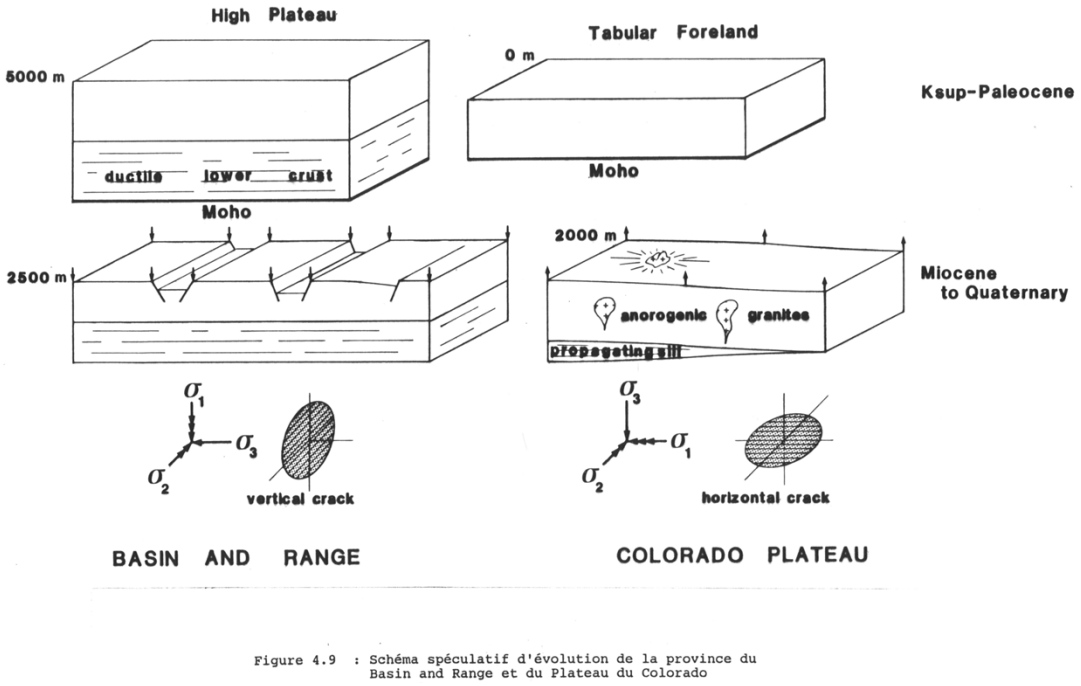


Figure 4: *Effondrement gravitaire d'une chaîne (D'après Gaudemer, 1986)*
Après épaississement, l'effondrement gravitaire d'une chaîne entraîne la diminution de son altitude moyenne par amincissement de la croûte. Le modèle d'évolution proposé pour la province du « Basin and Range » (États-Unis) implique une diminution de l'altitude moyenne de 5000 à 2500 m après l'effondrement des Rocheuses Américaines. A l'inverse, l'intrusion de croûte inférieure ductile sous le bassin d'avant-pays (qui équivaut à un épaississement) augmente son altitude. Ce processus peut expliquer l'altitude élevée actuelle du plateau du Colorado.

A l'appui de la seconde hypothèse, Fischer (2002) remarque que l'altitude moyenne d'une chaîne rapportée à l'épaisseur de sa racine crustale est plus faible pour les chaînes anciennes que pour les chaînes récentes (Figure 7). Elle en conclue que les racines des chaînes anciennes sont plus denses que celle des chaînes récentes en raison du refroidissement avec le temps des premières. Suivant cette hypothèse « l'enfoncement » de la chaîne revient à un rehaussement de son niveau de base. Si l'altitude du niveau de base augmente, alors le potentiel érosif des rivières qui draine la chaîne diminue entraînant un lissage progressif de la topographie, de la même manière que dans le modèle de Davis.

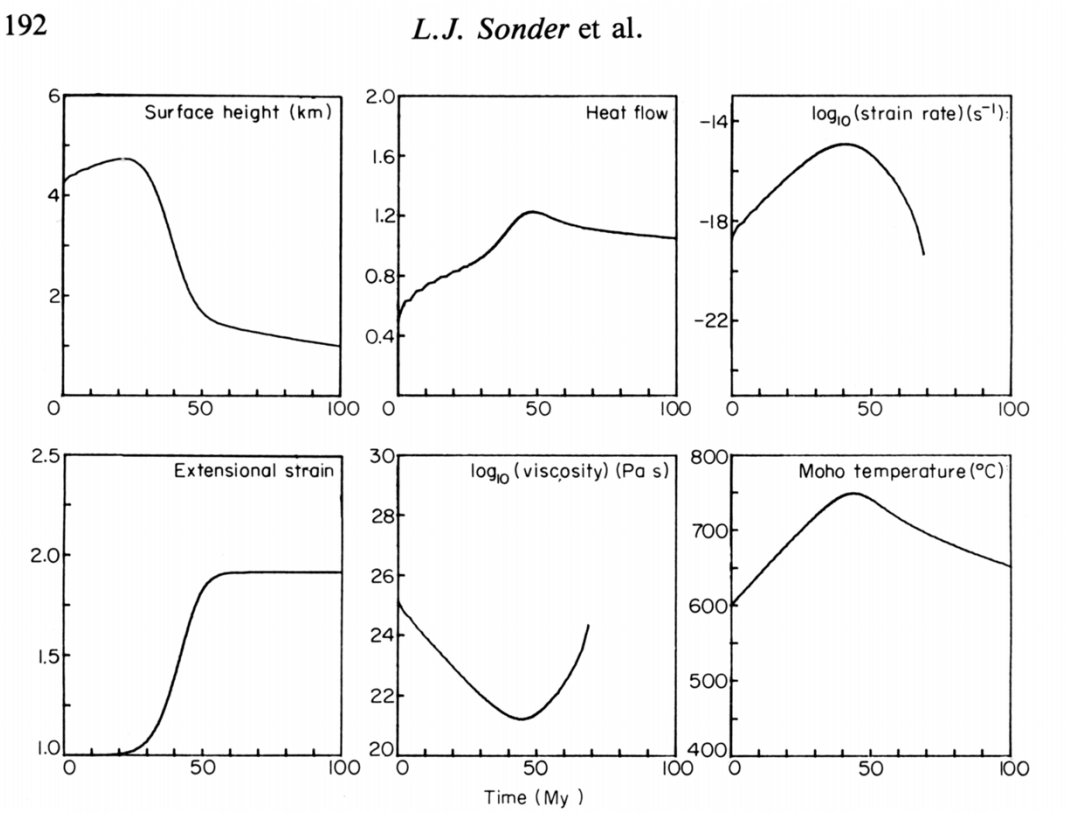


FIG. 4. Elevation, extensional strain (β), surface heat flow, effective viscosity (vertically averaged stress divided by strain rate), strain rate and Moho temperature as functions of time, for a calculation using parameter values listed in Table 1. Heat flow is normalized to that of the reference continent, which for this calculation is 67 mW m^{-2}, and initial Moho temperature, $T_M(0)$ is 600°C. Strain rate and effective viscosity are not plotted after the strain rate falls below 10^{-19} sec^{-1}.

Figure 5: *Modèle physique expliquant la diminution d'altitude depuis 4000 m à plus de 1000 m suite à l'effondrement gravitaire des Rocheuses américaines (D'après Sonder et al., 1987)*

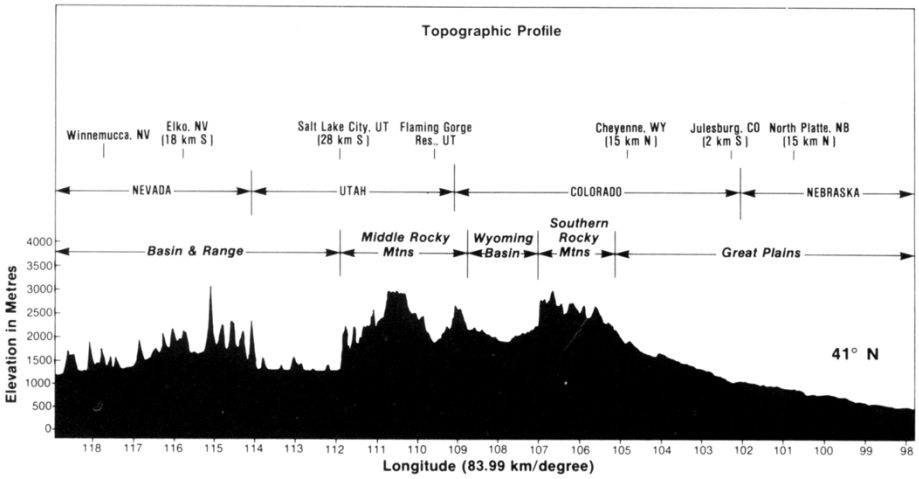


FIG. 3. Topographic profiles across the Alvarado Ridge along parallels 33, 36 and 41°N. Vertical exaggeration is approximately 100:1, but varies slightly among the profiles owing to latitudinal variation of the horizontal scale. First-order bilateral symmetry can be seen in the upper and middle diagrams. Note especially in the middle diagram how the topography of the eastern part of the Colorado Plateau is a mirror image of the western part of the Great Plains. The labelled physiographic provinces of Fenneman (1931) are of limited utility in tectonic analysis here. Letters RGR identify Rio Grande rift.

Figure 6: *Topographie de la province du « Basin and Range » et des Montagnes Rocheuses dans le sud-ouest des Etats-Unis. (D'après Eaton, 1987)*

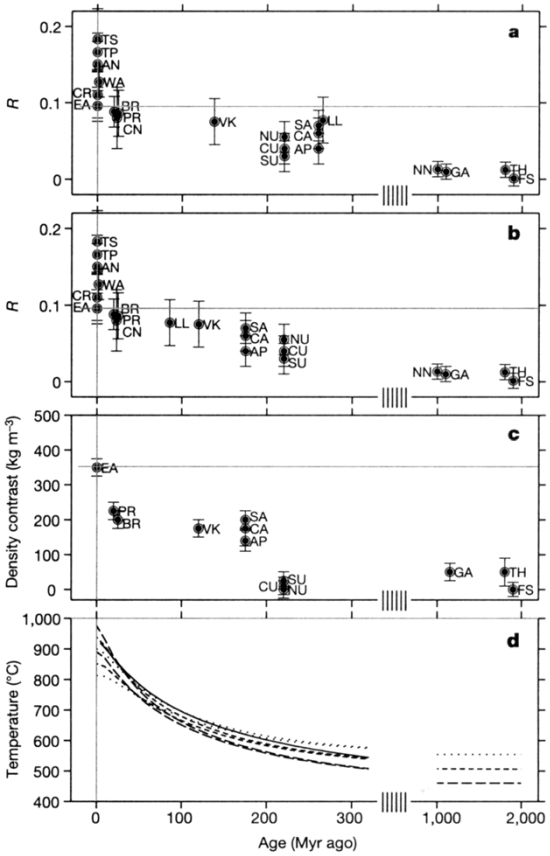


Figure 7: "Comparison "of surface topography to crustal root thickness, crustal root buoyancy, and crustal root temperature for young and old collisional mountain belts. a, Ratios (R) of mountain surface relief (h) to crustal root thickness (m) as a function of the time since collision ceased. b, R values as a function of time since the last major thermotectonic event in the region. c, Differences between crustal root and mantle density that best fit observed Bouguer gravity anomalies, assuming the seismically constrained shape of the crustal root and allowing a single value for upper crust density to vary. Error bars are 95% confidence limits. TP, Tibetan Plateau; TS, Tien Shan; AN, central Andes; WA, western Alps; CR, Carpathians; EA, eastern Alps; PR, central Pyrenees; BR, Brooks range; CN, Cantabrian mountains; VK, Verkhoyansk mountains; NU, northern Urals; CU, central Urals; SU, southern Urals; SA, southern Appalachians; CA, central Appalachians; AP, Appalachian Plateau; LL, Lachlan Orogen; NN, Namaqua–Natal Orogen; GA, northwest Grenville Orogen; TH, Trans-Hudson Orogen; FS, Svecofennian Orogen. d, Temperature at the Moho for a 45-km-thick crust from analytical and finite difference cooling models. Analytical calculations cool from a geotherm parameterized by initial surface heat flow (q 0) and crustal heat production (A) to an infinite time geotherm with lower heat flow (q f) but the same A value; q f of 50mWm22 and A of 0.8mWm23 (dotted lines); q f of 45mWm22 and A of 0.7mWm23 (short dashed lines); q f of 40mWm22 and A of 0.6mWm23 (long dashed lines). In each case q 0 values of 70mWm22 and 65mWm22 correspond to the hotter and cooler initial geotherm, respectively. Initial thermal lithospheric thicknesses are 60–90 km and final thicknesses are 190–230 km. In the onedimensional finite difference calculation (solid line) a starting geotherm (q 0 of 70mWm22 and A of 0.7mWm23) over a half-space was allowed to cool freely given continuous constant crustal heat production. For cooling since 320 Myr ago or later, finite difference cooling rates are comparable to the analytical calculation with the same q 0 and A, but slightly slower. Over longer times, the finite difference model continues to cool to unreasonably low heat flow and large lithospheric thickness, and is not shown. Conductivity in all cases is 2.6Wm21 8C21, and mantle potential temperature is 1,300 8C with an adiabatic gradient of 0.3 8C km21. These calculations are not meant to replicate the temperature history of specific orogens. Rather, they are intended to show that significant cooling is possible over 200–300-Myr timescales."

Comparaison entre les relations existant entre l'altitude moyenne d'une part, et l'épaisseur, la flottabilité et la température de la racine crustale pour les chaînes jeunes et anciennes respectivement. (D'après Fischer, 2002)

Ainsi, la diminution de l'altitude des chaînes suivant les modèles considérés fait appel soit à l'érosion seule à long terme, soit à la combinaison de l'érosion et d'un processus thermique à long terme, soit à la combinaison entre érosion, processus tectonique à cours terme, et processus thermique à long terme. Dans les deux premiers modèles, le lissage concomitant de la topographie des chaînes est directement lié à leur diminution d'altitude. Dans le cas de l'effondrement gravitaire il faut y ajouter le piégeage des produits d'érosion à l'intérieur de la chaîne. Aussi la surface d'aplanissement d'une chaîne dans les deux premiers modèles correspondra à une surface d'érosion, alors qu'elle sera mixte, surface d'érosion et surface de dépôt dans le troisième modèle. Quoiqu'il en soit ces trois modèles supposent une diminution de l'altitude des chaînes et un lissage concomitant de leur topographie, correspondant au terme d'aplanissement tel qu'utilisé initialement par Davis (1889).
Cette notion d'aplanissement est toujours d'actualité, au point que l'observation de reliques d'une telle surface en haute altitude est considérée comme symptomatique de la surrection ultérieure d'une pénéplaine initiale, ou encore du rajeunissement d'une chaîne érodée. Dans ce dernier cas la cause de ce nouveau soulèvement peut être complètement indépendant de la tectonique à l'origine de la chaîne.

Ainsi l'une des caractéristiques majeures de la chaîne des Pyrénées, reconnue depuis longtemps, est la présence de reliques de surface d'aplanissement culminant à plus de 2000 m (e.g. Penck, 1894; Mengel, 1910; Sorre, 1913; Panzer, 1926; Astre, 1927; Nussbaum, 1931; Boissevain, 1934; Pannekoek, 1935; Birot, 1937; Goron, 1941; De Sitter, 1952; Calvet, 1994) (Figure 8). Ces surfaces ont toujours été interprétées comme la marque d'un soulèvement d'autant de cette chaîne depuis le Mio-Pliocène alors que la tectonique compressive pyrénéenne était finie (e.g. De Sitter, 1952). Une telle interprétation suppose un aplanissement des Pyrénées au cours de l'Oligocène-Miocène, puis une nouvelle surrection dont la cause reste énigmatique, qu'elle soit tectonique ou thermique. Il est à noter qu'une surrection de 2000 m des Pyrénées nécessiterait dans l'hypothèse tectonique un épaississement crustal de l'ordre de 12 km. S'il existe bien une racine crustale actuellement sous les Pyrénées, le Moho s'enfonçant jusqu'environ 50 km (cf. annexe 1, p91), il est très peu probable que cette racine se soit constitué à partir du Mio-Pliocène, aucune trace de tectonique compressive d'ampleur n'ayant été enregistré depuis cette époque. De même aucune trace de processus de type délamination lithosphérique, entraînant une variation drastique de densité, n'est observée telle que par exemple une augmentation du flux de chaleur (volcanisme, flux de chaleur élevé en surface …).

Figure 8: *Surface d'aplanissement dans la Zone Axiale des Pyrénées à 1900 m (Plan de Beret) à la limite entre les bassins versants de la Noguera Pallaresa et de la Garonne.*

England et Molnard (1990) remarquent que le soulèvement post-tectonique de 2000 m de la chaîne pyrénéenne dans son ensemble, tel que suggéré par De Sitter (1952)à partir de l'altitude actuelle des reliques d'une surface d'aplanissement, est nécessairement surestimée. Cette surface miocène étant aujourd'hui très largement disséquée, l'altitude moyenne de la chaîne n'a pu que diminuer depuis cette époque. En revanche, si la répartition de l'érosion est très hétérogène, comme le suggère la présence de ces reliques, l'altitude de celles-ci doit s'élever par compensation isostatique (Molnar and England, 1990) (Figure 9). La présence de telles surfaces d'érosion en altitude dans les chaînes pourrait alors simplement s'expliquer par l'hétérogénéité de l'érosion et sa compensation isostatique. Dans le cas des Pyrénées, suivant le modèle de Molnard et England (1990), la présence de telles reliques entre 2000 m et 3000 m d'altitude supposerait une altitude moyenne de l'ordre de 1100m à 1600 m de la chaîne avant sa dissection post-miocène, soit du même ordre de grandeur que l'altitude moyenne actuelle (1500 m), ce qui impliquerait l'absence plus qu'improbable d'érosion depuis le Miocène (elle devrait se situer entre 900m et 1300m). Outre le fait que l'altitude initiale de la surface d'aplanissement serait déjà relativement élevée suivant le modèle de Molnard et England (1990), celui-ci peut expliquer une fraction de l'altitude actuelle des reliques de cette surface, mais ne rend pas compte de sa totalité.

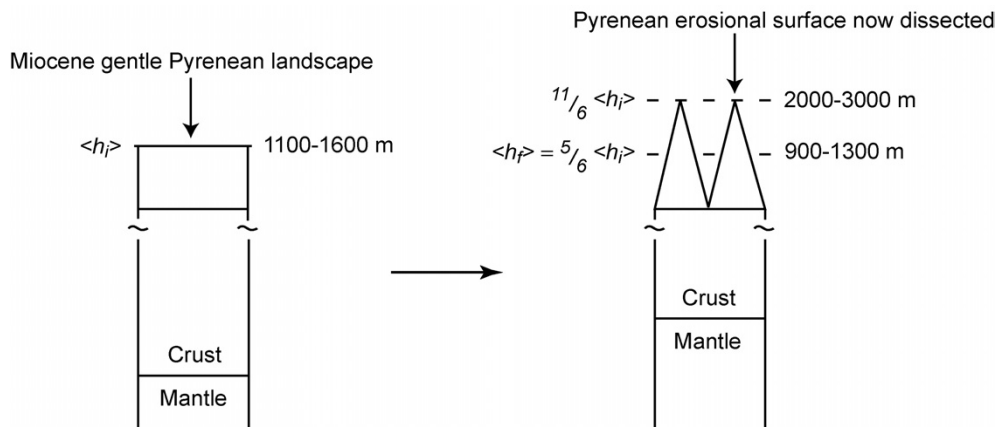


Figure 9: *Schéma montrant l'influence d'une érosion hétérogène, compensée isostatiquement, sur le relief. (modifié d'après Molnar and England, 1990).*

h_i *est l'altitude moyenne initiale,* h_f *est l'altitude moyenne après l'érosion hétérogène de la surface initiale. L'érosion hétérogène permet le soulèvement des pics de* $11/6$ *de* h_i *tandis que l'altitude moyenne* h_f *est inférieure à l'altitude moyenne initiale* h_i*, de* $5/6$.

Le cas des Pyrénées n'est pas unique et le problème s'est également posé depuis très longtemps aux géographes, géomorphologues et géologues dans les Rocheuses américaines (Keefer, 1970; Blackstone, 1975; Scott, 1975; Tweto, 1975). Aussi l'existence de surfaces d'érosion planes en haute altitude dans les chaînes n'est pas un problème fortuit mais pose celui fondamental de la dynamique de l'érosion des chaînes sur le long terme.

Les chaînes sont ou ont été bordées par des bassins d'avant-pays qui se développent ou se sont développés initialement, pour la plupart, sous l'eau avant d'émerger progressivement au fur et à mesure que la chaîne grandit. Ainsi le remplissage sédimentaire de ces bassins d'avant-pays correspond généralement à des séquences de comblement. Cette évolution est d'autant plus favorisée que ces bassins, pour une raison ou une autre, deviennent endoréiques. C'est par exemple le cas du bassin de l'Ebre au sud des Pyrénées. Si on définit le niveau de base d'un relief donné à un instant donné comme étant la limite entre la zone en érosion et la zone en dépôt, le passage d'une sédimentation marine à une sédimentation continentale dans l'avant-pays traduit une surrection du niveau de base de la chaîne. Une autre caractéristique remarquable de la chaîne des Pyrénées sur son flanc sud est l'accumulation très importante de dépôts détritiques qui « progradent » vers l'intérieur de la chaîne et dont la surface atteint actuellement près de 2000 m (Figure 10a et 10b). Là encore, une progradation de la sédimentation détritique issue de l'érosion de la chaîne, vers l'intérieur de celle-ci traduit une surrection de son niveau de base.

Les trois modèles d'aplanissement des chaînes discutés précédemment, et en particulier celui de Davis, associent à des degrés divers la diminution de l'altitude d'une chaîne au lissage de sa topographie, le niveau de base de la chaîne restant identique depuis sa surrection jusqu'à sa destruction dans la mesure où il correspond au niveau de la mer (et en négligent bien entendu les variations eustatiques). L'hypothèse de ce travail est à l'inverse : elle suppose que le niveau de base de la chaîne s'élève progressivement en raison de l'accumulation des produits de l'érosion au pied de la chaîne. Si la surrection de la chaîne s'arrête, alors le potentiel érosif des rivières diminue, entraînant le lissage de la topographie en altitude. Ainsi suivant cette hypothèse, et contrairement aux trois modèles évoqués précédemment, le lissage de la topographie, s'il s'accompagne d'une certaine diminution de l'altitude de la chaîne, ne nécessite pas une chute de l'altitude jusqu'à un niveau proche de celui de la mer. L'ambition de ce travail est de montrer que les chaînes de montagnes tendent à « s'aplanir » en altitude parce que la sédimentation au niveau de leur piedmont inhibe progressivement leur érosion et d'en tirer les conséquence sur la dynamique de l'érosion des chaînes en général.

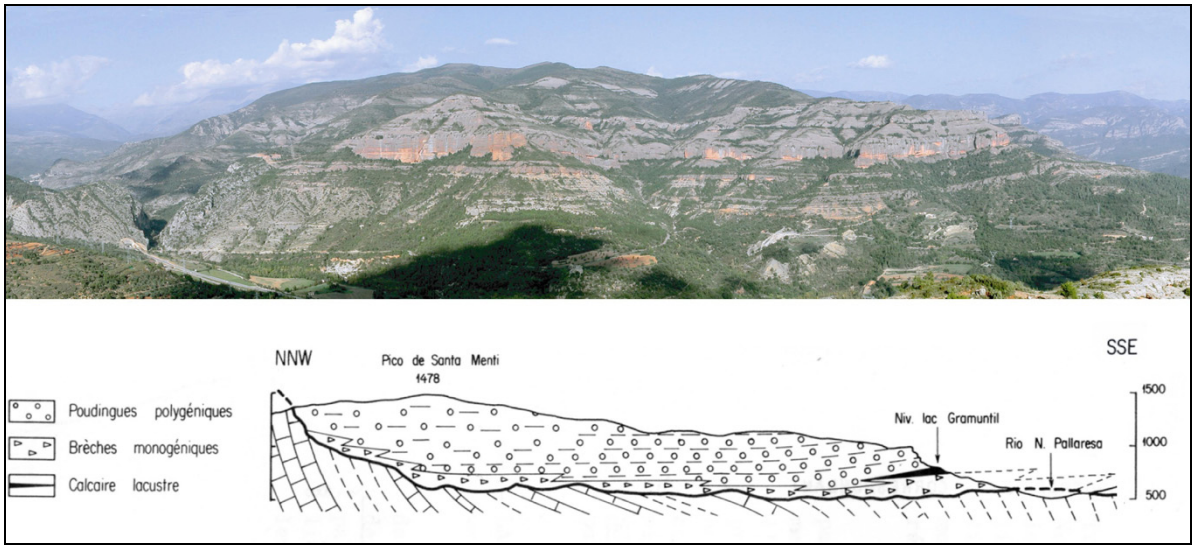


Figure 10a: *(Haut) Exemple de comblement d'une paéotopographie éocène par des dépots conglomératiques (la Pobla de Segur, Aragon).*
A la Pobla de Segur, sur la bordure sud de la Zone Axial, les sediments détritiques grossiers culminent à 1500 m et reposent vers le nord en onlap sur les turbidites et calcaires plissés du Crétacé. (Bas) Coupe géologique correspondante (D'après Reille 1970; 1971).

Figure 10b: *Les falaises de Los Riglos sur la bordure nord du bassin de l'Ebre (nord de Zaragoza).*
Les conglomérats du Miocène inférieur (falaises ocres) subhorizontaux buttent contre les calcaires Crétacé et Eocène déformés qui chevauchent le bassin d'avant pays de l'Ebre (front sud-pyrénéen). Les conglomérats atteignent une altitude de 1100 m.

Pour tenter de démontrer cette hypothèse, ce travail s'appuie d'une part sur l'analyse de l'évolution morphologique des Pyrénées, en particulier de son flanc sud, et, d'autre part, sur une approche expérimentale de la modélisation de l'influence de la sédimentation de piedmont sur la dynamique de l'érosion d'une zone en soulèvement. Le mémoire est en conséquence organisé en deux parties.

La première comprend deux articles soumis. Le premier s'intéresse, à travers l'exemple des Pyrénées, au mode de développement de surfaces d'aplanissement en relation avec la sédimentation de piedmont, en particulier au niveau du bassin d'avant-pays que constitue le bassin de l'Ebre. Le second est plus spécifiquement consacré au problème de la connexion du réseau de drainage de ce bassin, endoréique pendant une grande partie du Cénozoïque, à la Méditerranée et ses conséquences sur la morphologie actuelle du versant sud des Pyrénées.

La seconde partie comprend un article soumis qui concerne l'étude expérimentale des interactions entre la sédimentation de piedmont et la dynamique de l'érosion d'une zone en surrection. Il est complété par une approche de l'influence d'un changement de conditions aux limites sur l'aplanissement du relief d'une zone en surrection (Figure 11).

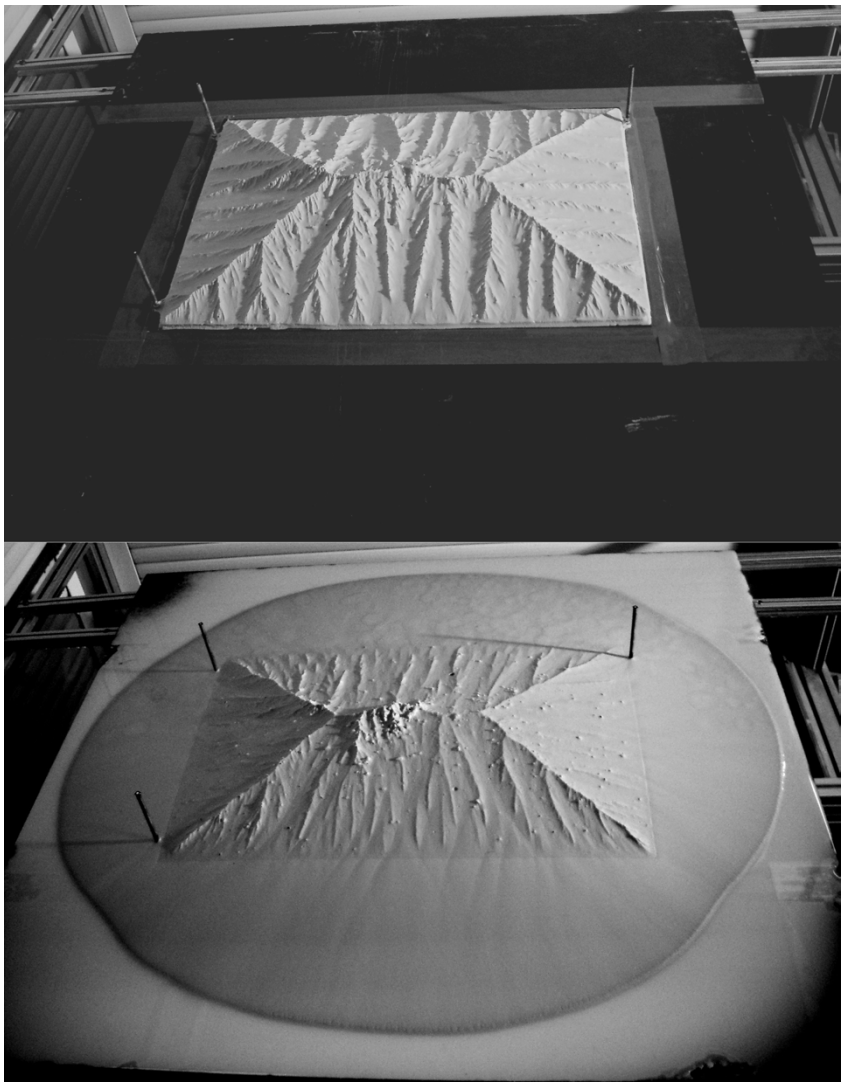


Figure 11: *L'aplanissement d'une topographie en surrection à l'équilibre stationnaire est rendu possible par un changement de conditions aux limites depuis une topographie sans sédimentation de piedmont à une topographie entourée d'une sédimentation de piedmont (Expérience P5).*

RÉFÉRENCES

Ahnert, F., 1970, Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins: American Journal of Science, v. 268, p. 243-263.

—, 1984, Local relief and the height limits of mountain ranges: American Journal of Science, v. 284, p. 1035-1055.

Astre, G., 1927, Le bassin Néogène de Bellver: Bull. soc. Hist. natur. Toulouse, v. LVI, p. 231.

Bates, R.L., and Jackson, J.A., 1980, Glossary of Geology: Falls Church, Virginia.

Birot, P., 1937, Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles [Doctorat Ès Lettres thesis]: Paris.

Blackstone, D.L., 1975, Late Cretaceous and Cenozoic History of Laramie Basin Region, Southeast Wyoming: Geol. Soc. Am. Mem., v. 144, p. 249-279.

Boissevain, H., 1934, Etude géologique et géomorphologique de la vallée de la haute Sègre: Bull. soc. Hist. natur. Toulouse.

Calvet, M., 1994, Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales [Doctorat d'Etat thesis]: Paris, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.

Coney, P.J., and Harms, T.A., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: Geology, v. 12, p. 550-554.

Davis, W.M., 1889, The geographical cycle: Geogr. J., v. 14, p. 481-504.

De Sitter, L.U., 1952, Pliocene uplift of Tertiary mountain chains: American Journal of Science, v. 250, p. 297-307.

Eaton, G.P., 1987, Topography and origin of the southern Rocky Mountains and Alvarado Ridge, *in* Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., Continental Extensional Tectonics, Volume 28, Geological Society Special Publication.

England, P., and Houseman, G.A., 1989, Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau: J. Geophys. Res., v. 94, p. 17,561-17,579.

England, P., and Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks: Geology, v. 18, p. 1173-1177.

Fischer, K.M., 2002, Waning buoyancy in the crustal roots of old mountains: Nature, v. 417, p. 933-936.

Gaudemer, Y., 1986, Mécanismes de la déformation intracontinentale dans l'Ouest des Etats-Unis [Doctorat thesis], Institut de Physique du Globe de Paris et Université de Paris VII.

Gaudemer, Y., Jaupart, C., and Tapponnier, P., 1988, Thermal control on post-orogenic extension in collision belts: Earth and Planetary Science Letters, v. 89, p. 48-62.

Goron, L., 1941, Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphologique d'une lisière de montagne [Doctorat thesis]: Toulouse, Faculté des Lettres, Université de Toulouse.

Houseman, G.A., and McKenzie, D.P., 1981, Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts: J. Geophys. Res., v. 86, p. 6115-6132.

Howard, A.D., and Kerby, G., 1983, Channel changes in badlands: GSA Bull., v. 94, p. 739-752.

Keefer, W.R., 1970, Structural Geology of the Wind River Basin, Wyoming: Geol. Surv. prof. Pap. US., p. 495-D.

Mengel, O., 1910, A propos des paliers des vallées des Pyrénées-Orientales. (réponse à M. de Martonne): Bull. Soc. géol. France, v. 4è série, t. X, p. 427.

Meyer, B., Tapponnier, P., Bourjot, L., Métivier, F., Gaudemer, Y., Peltzer, G., Guo, S., and Chen, Z., 1998, Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau: Geophys. J. Int., v. 135, p. 1-47.

Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?: Nature-London, v. 346, p. 29-34.

Molnar, P., and Tapponnier, P., 1978, Active tectonics of Tibet: J. Geophys. Res., v. 83, p. 5361-5375.

Montgomery, D.R., and Brandon, M.T., 2002, Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges: Earth and Planetary Science Letters, v. 201, p. 481-489.

Nussbaum, F., 1931, Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées-Orientales et leurs transformations pendant l'époque quaternaire, C. R. Congr. int. Géog., Volume II: Ttrav. de la Section II: Paris.

Pannekoek, A.J., 1935, Evolution du Bassin de la Têt dans les Pyrénées Orientales pendant le Néogène: Ultrecht.

Panzer, W., 1926, Talentwicklung und Eiszeitklima in nord-östlichen Spanien: Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges., v. 39.

Penck, A., 1894, Studien über das Klima Nordspaniens während der jungeren Terciärperiode und der diluvialperiode, *in* Erdkunde, Z.d.G.f., ed.: Berlin.

Reille, J.L., 1970, Mise en évidence de paléoreliefs de 2000 m de dénivelée, fossilisés et enterrés par les formations continentales de l'Eocène supérieur, sur le versant sud des Pyrénées centrales (région de la Pobla de Segur, Province de Lérida, Espagne): C. R. Ac. Sc. Paris, v. 270, p. 1861-1864.

—, 1971, Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude des formations terciaires essentiellement continentales [Doct. Etat Sci. thesis]: Montpellier, USTL.

Scott, G.R., 1975, Cenozoic Surfaces and Deposits in the Southern Rocky Mountains: Geol. Soc. Am. Mem., v. 144, p. 227-248.

Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P., and Christiansen, R.L., 1987, A physical model for Cenozoic extension of western North America, *in* Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., Continental Extensional Tectonics, Volume 28, Geological Society Special Publication.

Sorre, M., 1913, Les Pyrénées méditerranéennes: Paris.

Tweto, O., 1975, Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) Orogeny in the Southern Rocky Mountains: Geol. Soc. Am. Mem., v. 144, p. 1-44.

1. Évolution morphologique des Pyrénées

L'étude de l'évolution de la morphologie des Pyrénées est présentée sous forme de deux articles et une série d'annexes qui complètent certains points discutés dans ceux-ci.

Le premier article propose un modèle de lissage du relief des chaînes en relation avec la sédimentation de piedmont qui permet d'expliquer la présence dans les Pyrénées des célèbres surfaces d'érosion à faible relief en haute altitude. Il s'appuie sur l'analyse de la topographie actuelle et sur l'étude de l'histoire géologique des Pyrénées.

Dans un premier temps nous analysons la morphologie actuelle des Pyrénées, incluant en particulier les caractéristiques des hautes surfaces à faible relief et celles du réseau de drainage qui les incise.

En nous appuyant dans un second temps sur les témoins du remplissage du Bassin de l'Ebre sur le versant sud des Pyrénées et leurs relations avec ces surfaces, remarquablement bien préservées dans les parties centrales et orientales des Pyrénées (Encantats, Cerdagne), nous discutons l'influence de la sédimentation de piedmont sur la dynamique de la morphologie pyrénéenne.

La présence sur le versant nord de surfaces identiques, à des altitudes comparables, nous amène à discuter l'influence relative de la nature du drainage, endoréique ou exoréique, des bassins d'avant pays d'Aquitaine et de l'Ebre, et de la capacité des rivières à transporter les produits d'érosion issus de la haute chaîne, sur l'évolution de la morphologie des Pyrénées, depuis l'Éocène jusqu'à l'actuel.

Le deuxième article concerne plus précisément l'âge de la connexion de l'Ebre à la Méditerranée, considéré comme un point crucial de l'évolution du paysage sud pyrénéen. La démonstration s'appuie sur une comparaison de l'histoire géologique de l'Ebre avec celle des autres rivières méditerranéennes, en particulier en regard de leur réponse respective à la chute dramatique du niveau de la Méditerranée au cours de la crise messinienne. La modélisation numérique de la dynamique de l'érosion fluviatile à cette époque montre que le bassin de l'Ebre n'est connecté à la Méditerranée qu'à partir du Pliocène.

1.1. Influences de la sédimentation de piedmont sur la dynamique de l'érosion, les Pyrénées

Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain

Julien Babault[1], Jean Van Den Driessche[1], Stéphane Bonnet[1], Sébastien Castelltort[2] and Alain Crave[1]

[1] Géosciences Rennes, Université de Rennes1, UMR CNRS 6118, Rennes, France

[2] ETH Department of Earth Sciences, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zurich, Switzerland

Submitted at Tectonics

Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain

Julien Babault[1], Jean Van Den Driessche[1], Stéphane Bonnet[1], Sébastien Castelltort[2] and Alain Crave[1]

[1] Géosciences Rennes, Université de Rennes1, UMR CNRS 6118, Rennes, France

[2] ETH Department of Earth Sciences, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zurich, Switzerland

Abstract

Peneplanation of mountain ranges is generally considered as resulting from long term erosional processes that smoothes relief and lower elevation near sea-level. Therefore peneplain remnants at high elevation in mountain ranges are used to infer post-tectonic surface uplift. Such an interpretation has been proposed for the Pyrenees where high elevation, low relief erosional surfaces rose up to more than 2000 m. Because the Pyrenean foreland basins are filled with very thick continental deposits, which have buried early jagged landscape, we challenge this hypothesis by remarking that relief applanation does not necessarily require elevation lowering. We propose an alternative interpretation in which piedmont aggradation of detrital sediment that comes from the erosion of the high chain induces the rise of the base-level of the range, therefore reducing strongly the erosive efficiency of the drainage system and resulting in the progressive smoothing of the relief. Such a process allows a high elevation (HE), low relief erosional (LR) surface to develop at the scale of the range. In the Pyrenees, occurrence of HE, LR remnants does not imply a post-tectonic uplift, but is due to the dissection of the initial Miocene HE, LR surface by the recent drainage system, the erosive activity of which being enhanced by global climate change from the Late Pliocene onward.

1. Introduction

Following the definition of Davis [1889], Bates and Jackson [1980] define in their Glossary of Geology the term "peneplain" as "a low, nearly featureless, gently undulating land surface of considerable area, which presumably has been produced by the processes of long-continued subaerial erosion, almost to base level in the penultimate stage of a humid, fluvial geomorphic cycle. They specify that "peneplain" also denotes "such a surface uplifted to form a plateau and subjected to dissection". This later definition derives from numerous works which have interpreted the occurrence of highly elevated, more or less flat, erosional surfaces in mountain ranges throughout the world as remnants of originally low peneplains, later uplifted and now dissected by the recent drainage network [De Sitter, 1952; Keefer, 1970; Blackstone, 1975; Scott, 1975; Tweto, 1975]. In this interpretation peneplanation is thus viewed as a lowering of mean surface elevation and concomitant relief subduing. On the other hand, the occurrence of planation surfaces at high elevation in mountain belts is one of criteria used to infer their surface uplift and is at the heart of the current debate between the late Cenozoic uplift of modern mountain belts through the world and global climate change [e.g. England and Molnar, 1990; Molnar and England, 1990; Peizhen et al., 2001].

A very striking feature of the Pyrenees morphology is the presence of highly elevated, low relief, erosional surfaces hereafter referred to as HE-LR surfaces, that were extensively described since the beginning of the last century by numerous geomorphologists and geologists [Penck, 1894; Mengel, 1910; Sorre, 1913; Panzer, 1926; Astre, 1927; Nussbaum, 1931; Boissevain, 1934; Pannekoek, 1935; Birot, 1937; Goron, 1941; De Sitter, 1952; Calvet, 1994]. Late Miocene overlying continental deposits provide an upper limit age for these surfaces [Birot, 1937; Roca, 1996]. Following previous works [Boissevain, 1934; Birot, 1937; Goron, 1941] De Sitter [1952] wrote that "admirably preserved post-tectonic erosional levelling surfaces witness to the original low altitude of the folded chain and to later elevation". In other words, in de Sitter's [1952] view, the present-day morphology (and elevation) of the Pyrenees is unrelated to the Palaeogene alpine tectonics that led to crustal thickening in the Pyrenees. To explain the Pyrenean HE-LR surfaces, he invoked a Pliocene upheaval contemporary with a phase of tangential compression, though he could not document it. Indeed, there is no evidence of tangential deformation during Pliocene times that could have produced the *ca* 12 km of crustal thickening necessary to induce the 2000m of

Pliocene uplift invoked by De Sitter [1952] and more recent works [Calvet, 1985; Brunet, 1986; Briais et al., 1990; Calvet, 1994]. An alternative explanation [Brunet, 1986] would have been to consider that the Palaeogene lithospheric root of the Pyrenees was removed from the Neogene, inducing Pliocene uplift. However, the tomographic study of [Souriau and Granet, 1995] shows evidence for the still occurrence of a lithospheric root down to 100 km of depth beneath the Pyrenees. In addition, Vacher and Souriau [2001] have recently shown that the Pyrenean relief is currently overcompensated at crustal level, requiring the presence of a dense crustal root that could be achieved by the transformation of lower crust into the eclogite facies.

England and Molnar [1990] observe that the 2000 m uplift of the Pyrenees, as inferred by De Sitter [1952] from the remnants elevation of the applanation surface, is overestimated. As this Miocene surface is currently highly dissected, the mean elevation of the chain has necessarily decreased since this epoch, whereas the remnants elevation increased due to isostatic compensation. Following Molnar and England's model [1990], the current remnants elevation, between 2000 m to 3000 m, would require a mean elevation of the Pyrenees of 1000 m to 1600 m respectively, before post-Miocene dissection, that is, in the same order as the current mean elevation of the chain (1500 m) implying no erosion since the Miocene that is unrealistic (Figure 1). Besides the fact that the Miocene elevation of the applanation surface would be already high, isostatically compensated erosion as described by the Molnar and England's model could not account for the whole elevation of the HE-LR surfaces in the Pyrenees, even less that it requires deep valley incision near sea level which is not the present case.

In summary, we believe that the interpretation following which the HE-LR surfaces of the Pyrenees indicate that the chain was lowered and peneplaned before the Pliocene and that this peneplain was later uplifted from the Pliocene onward is wrong. The fundamental reason underlying this misinterpretation is the mistake of equating the destruction of relief with a lowering of the earth's surface, which is just the same mistake as equating the generation of relief with surface uplift as stressed by England and Molnar [1990].

We will argue here that, under certain conditions, the rise of the mountain range base-level due to massive alluvial sedimentation in foreland basins can considerably reduce the erosive efficiency of the drainage network in the mountain range, resulting in the development of a highly elevated "peneplain" (Figure 2).

We first describe and analyze the present-day characteristics of the morphology of the Pyrenees. In a second step we review the morphologic evolution of the chain since the Eocene with regard to its southern flank, which allows us to propose a model for the development of the HE-LR erosional surfaces. We then discuss the timing of the dissection of the HE-LR surfaces with a particular attention to the capture of the Ebro river by the Mediterranean which has been assumed to have strongly influenced the present morphology of the southern flank. Finally we extend the model developed for the southern flank to the entire chain. Our conclusions support the view that global climate exerts a strong control on mountain morphology.

2. Geomorphology of the Pyrenees

2.1. General characteristics

The Pyrenees are a linear mountain range approximately orientated East-West and of around 450 km in length (Figure 3). Its width ranges from 100 km in both the eastern and western parts to 160 km in the central part. The mean elevation in the Axial Zone is about 2000 m in an area of 200 km long and 20 km wide (Figure 4A). Elevation of the peaks ranges around 3000 m, the Pico de Aneto in Aragón (central Spanish Pyrenees) being the highest summit with 3404 m of altitude. The Pyrenees are flanked by two low-elevation (300-500 m) foreland basins, the Aquitaine plain to the North and the Ebro basin to the South. The transverse profiles (Figure 5) show a slight asymmetry: the southern flank is globally wider and has a lower slope than the northern flank. This asymmetry matches well the known structural asymmetry between the so-called North- and South-Pyrenean zones [e.g. Mattauer, 1968; Choukroune and team, 1989]. The North-Pyrenean zone is characterized by steeply dipping crustal thrusts which makes it narrow, whereas the South-Pyrenean zone is recognized for its thin-skinned tectonics style that makes it very wide with shallow deformation (Figure 3). This structural and hence morphological asymmetry can eventually be related, at lithospheric scale, to the subduction of the Spanish lithosphere beneath the European lithosphere [Choukroune and team, 1989; Roure et al., 1989].

2.2. The Pyrenean highly elevated “peneplain”

A striking feature of the morphology of the Pyrenees is the occurrence of high-elevation, low-relief surfaces (HE-LR) that have been previously interpreted as remnants of

an uplifted peneplain surface [Boissevain, 1934; Birot, 1937; Goron, 1941; De Sitter, 1952; Calvet, 1985; Brunet, 1986; Briais et al., 1990; Calvet, 1994]. By high-elevation flat surfaces, we mean a landscape with a smoothed morphology lying at about 2000 m a.s.l. (Figure 6), and which contrasts with the surrounding jagged relief of peaks and deeply incised valleys.

These remarkable erosional surfaces are located in two main areas, the Central Pyrenees (Encantats) and the Eastern Pyrenees (Aston, Andorra, around the Cerdanya Basin and the Capcir, cf. Figure 3 and Table 1).

Based on the previous studies of the last century [Penck, 1894; Mengel, 1910; Sorre, 1913; Panzer, 1926; Astre, 1927; Nussbaum, 1931; Boissevain, 1934; Pannekoek, 1935; Birot, 1937; De Sitter, 1952; Calvet, 1994] and using GIS methods we mapped these high-elevation surfaces within the Axial Zone. Their extent ranges from tens to hundreds of kilometers square, which corresponds to 10% of the surface of the Axial Zone (Table 1).

Identification of HE-LR surfaces

Relief analysis has been performed within a moving circular search window over the SRTM 90 m resolution DEM. According to Ahnert [1984], best result is obtained for a diameter window of 5 km. At each point, the maximum range of elevation values within the window was determined and plotted at the centre of the window. The mean elevation of the chain has also been analysed using a moving circular search window but with a larger diameter of 30 km as in the study of England and Molnar [1990].

Figure 4A shows that maximum mean elevation is centered in the Axial Zone. The chain is not cylindrical, with its eastern part being larger than its western part as a result of more tectonic shortening in the former [Roure et al., 1989; Vergés et al., 1995; Teixell, 1998]. At the scale of the entire range, the local relief increases with the mean elevation, except in the most eastern part where a very low-relief, high-elevation, NE-SW to N-S narrow zone corresponds to the Tertiary grabens of Cerdanya Capcir and Conflent basins. When reported on the map (Figures 4B), the HE-LR surfaces described in the literature show a rather important local relief (750 m ± 250 m), yet contrasting with the rest of the high chain.

In fact, by analyzing the local slopes, these surface remnants appear as small areas (hundreds of m² to several km²) with local slopes lower than 10° and situated above 1400m of altitude (Figures 4C).

Transverse topographic profiles

Six topographic profiles perpendicular to the trend of the chain have been constructed from West to East (Figure 5A). Profiles 3 and 5 cut the main HE-LR surface remnants. Profile 4 corresponds to the surface profile of the ECORS deep seismic profile. All the profiles have the same characteristic bell-shaped geometry. As expected, the local relief values usually follow the topographic profiles, i.e. increase when elevation increases and *vice versa*. However, this is not true for profiles 3 and 5 (Figure 5A) where the local relief drastically decreases when the profile cuts the HE-LR surfaces. Such a decrease of local relief with increase of mean elevation is also encountered when a high plateau develops in a mountain belt (Figure 5B). This suggests that the small HE-LR surfaces encountered today in the Pyrenees may be the remnants of a much more extensive and more or less flat single surface.

2.3 Drainage network

Drainage pattern

The chain is deeply incised by transverse streams roughly orientated north-south and regularly spaced [20-30 km, Hovius, 1996] as seen on the map of figure 7.

Most of the drainage on the northern flank is directed to the Atlantic Ocean. The streams situated in the western and eastern parts of the northern flank flow directly into the Atlantic Ocean and Mediterranean Sea (e.g., the Aude and Têt rivers, figure 7) respectively. Drainage organisation is different in the central part of the northern flank where transverse streams connect to the Garonne river which then runs a long distance north-westward across the Aquitaine basin before entering the Atlantic Ocean.

The organization of the southern flank drainage is more classic with most of the transverse streams connecting to the longitudinal drainage of the NW-SE directed Ebro river which flows into the Mediterranean. Only in the most eastern part some streams flow directly toward the Mediterranean (e.g., the Llobregat river, Figure 7).

Longitudinal profiles of transverse rivers

Figure 8 shows the longitudinal profiles of the transverse streams that rise near the topographic ridgepole and that flow either directly into the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea or into the Ebro and Garonne rivers. Accordingly with the morphologic and structural asymmetry of the range previously described, the profiles of rivers of the

northern flank are systematically more concave and short than profiles of the southern flank (Figure 9A). This difference is to relate to the mean elevation asymmetry.

We use the method of [Flint, 1974] to determine the concavity index of rivers based on the slope/area relationships. This has been achieved for the main transverse rivers as defined above (drainage area $A > 10^8$ m²) and for their tributaries ($1.10^6 < A < 2.10^8$ m²) within the drainage basins delimited on figure 7. Within each plot in log-diagrams, two linear fits were computed to encompass most of data.

Plots of the concavity indexes measured in this way show that (1) the transverse rivers flowing on the northern flank are more concave than rivers of the southern flank (Figure 9A) as also shown on the longitudinal profiles of figure 8, (2) tributaries of similar drainage areas show similar concavities irrespective of their location on the northern or the southern flank (Figure 9B and 9C), and (3) the concavity of tributaries increases with the elevation of the tributary (Figure 9C).

2.4 The present-day morphology of the Pyrenees: Discussion

As mentioned before, morphological asymmetry at the scale of the entire chain, as revealed by mean elevation analysis, can be related to the northward subduction of the Iberian lithosphere beneath the European plate following Willett and Brandon's model [2002]. Drainage network analysis also shows slight difference in the concavity of the main transverse rivers between the two sides of the chain. Such a difference may be related to that of the regional slope between the two flanks of the chain just at the onset of the post-orogenic decay. This will imply no significant difference in the incision rate of the main transverse rivers on the both flanks, so that the initial asymmetry is preserved.

In an alternative explanation to this general asymmetry, one can consider the influence of higher precipitation rates on the northern side than on the southern one [e.g.Hovius, 2000]. Indeed, this contrast between a very humid northern side and an almost dry southern side is a well known characteristic of the Pyrenean climate of today, and is also well documented in the meteorological survey reports [Météo-France, 1986].

However, the similarity of concavity indexes for the tributaries on both sides of the mountain range suggests no significant difference of erosional processes on both flanks and no link with particular climatic conditions specific to one or the other side. In summary, it is therefore more reasonable to attribute the large-scale asymmetry of the Pyrenees to the well known crustal and lithospheric structural asymmetry due to Pyrenean tectonics.

One unexplained though striking feature of the Pyrenean morphology is the presence of highly-elevation, low-relief erosional surfaces, mostly situated in the Axial Zone. These surfaces are highly dissected by Quaternary glacial and fluvial erosion. While several hypotheses have been proposed to explain the presence of such surfaces, their origin can still be debated. In the following, we present geological and geomorphologic constraints from the evolution of the southern flank of the Pyrenees since the Cenozoic that allow us to draw an attempt to solve this problem by investigating the geological and morphological evolution of the southern flank of the Pyrenees since the Cenozoic. .

3. Morphological evolution of the Southern Pyrenees during the Cenozoic.

During early to middle Eocene times, the southern foreland basin of the Pyrenees is an E-W elongated narrow trough that was open toward the Atlantic Ocean allowing the dispersal of sediments supplied from the Axial Zone [e.g. Puigdefàbregas, 1975; Puigdefabregas and Souquet, 1986; Mutti et al., 1988; Puigdefabregas et al., 1992]. Further shortening and thickening afterwards resulted in the southward and eastward migration of the basin depocenter and the progressive deformation and exhumation of the basin northern margin. This period is characterized by both longitudinal and transverse inland drainage on the southern flank [Nijman, 1998; Vincent, 2001].

Because of coeval southward migration of the deformation and sediment supply increase, the entire basin was rapidly filled from the Late Eocene onward, entering a long period of continental sedimentation [e.g. Birot, 1937; Reille, 1971; Seguret, 1972; Riba et al., 1983]. At the same time, the initial connection with the Atlantic Ocean closed and the basin drainage became endoreic [e.g. Birot, 1937; Reille, 1971; Riba et al., 1983]. This resulted in the burying of the relief in the foreland fold-and-thrusts belt developed during the Eocene exoreic period which can be observed in a series of particularly well exposed Eocene transverse fluvial paleo-valleys filled with Eocene alluvials [e.g. Birot, 1937; Reille, 1971; Vincent, 2001] (e.g. Sierra de Sis paleovalley, figure 10A). This phenomenon was probably amplified by the fact that this former foreland fold-and-thrust belt was then transported as piggy-back sub-basins on the top of southward-propagating external thrust sheets, which enhanced subsidence and the trapping of sediments.

Coney et al. [1996] summarize well this story as follows: the southern flank "was progressively buried, back to and overlapping the southern margin of the axial zone, in up to 3 km of massive continental fluvial-alluvial deposits". A fundamental observation is that at present, the remnants of sub-horizontal uppermost top-wedge alluvial deposits outcrop at an elevation of up to 2000 m where they merge into the HE-LR erosional surfaces of the Axial Zone [Coney et al., 1996]. The maximum elevation of these deposits is about 1100m a.s.l. along the frontal thrust of the South-Pyrenean zone (Figure 10B).

After this burying, when and why the re-excavation of the southern flank started remains debated. For most of authors [Birot, 1937; Reille, 1971; Coney et al., 1996; Garcia-Castellanos et al., 2003], re-excavation was induced by the capture of the Ebro River by the Mediterranean Sea, resulting in new exoreic drainage of the Ebro foreland basin. Miocene extensional tectonics within the Catalan chain or dramatic sea-level drop of the Mediterranean during the Messinian, or a combination of both, have been invoked to explain this capture [e.g. Nelson and Maldonado, 1990; Coney et al., 1996]. The very age of the capture depends on which of these processes is considered to have been predominant. Miocene or Quaternary climatic changes have also been considered to be of primary importance in the building of the present jagged relief [e.g. Nelson, 1990; Coney et al., 1996; Garcia-Castellanos et al., 2003]. In the following we will tentatively argue that the Ebro River was not connected to the Mediterranean before the Pliocene. In any case, the Ebro foreland basin and in particular the top-wedge basin, suffered strong erosion since the Pliocene, leaving remnants of Eocene to Miocene continental deposits all along the southern flank of the Pyrenees.

4. How did the HE-LR erosional surfaces develop? A high-elevation peneplanation model.

In the classical "geographical cycle" of Davis [1889], landscape maturity is reached after orogenic uplift when the valleys have reached maximum relief. Then, as degradation occurs, both relief and mean elevation are gradually reduced. At the end of the cycle, the landscape has been degraded to a surface of very low relief near base level called a "peneplain". In others words the decrease of the mean elevation toward sea level is accompanied by a progressive smoothing of the landscape. In this model, the sea level is viewed as the ultimate base level to which the landscape eventually grades. In this paper we

further this idea by proposing that the same effect can result from a rise of base level (Figure 2). In particular, this can be expected at the front of mountain belts when foreland basins become closed and progressively filled with sediments. In such a case, endoreic drainage results in a general rise of the base level in the foreland basin and in considerable continental sedimentation. This is exactly what happens for the southern flank of the Pyrenees and the entire Ebro basin. The fluvial valleys developed on the southern flank of the Pyrenees during the period of exoreic drainage were then rapidly filled when the Ebro foreland basin became endoreic, the aggradation of sediments far inland the mountain range witnessing a large base-level rise. We will suggest here that before its recent excavation, the Pyrenean southern flank was looking like a large scale E-W elongated smoothed half-dome, at the top of which Paleozoic basement and minor Mesozoic sedimentary cover were outcropping, surrounded by Tertiary detrital sediments. We develop in the following two types of argument that led us to this conclusion.

1) The present slight difference in elevation between the Axial Zone and the top of the detrital series is inherited from the endoreic stage

The unusual slight difference between the elevation of the Axial Zone summit and the Ebro foreland basin top-wedge at present cannot be explained by the recent rejuvenation of the relief because this would assume much more erosion of the former. Indeed, the effect of recent rejuvenation can be easily distinguished when looking at the geomorphology of the Cerdanya region (Figure 11A). Cerdanya corresponds to a Miocene half-graben bounded to the south by a north-dipping normal fault zone. The graben is filled by detrital continental sediments which overlap the basement to the North. Sedimentological analysis of the basin fill reveals the development of shallow ponds and swampy zones [Roca, 1996]. All together, those observations suggest endoreic drainage of the graben. The fine-grained nature of most of deposits also suggests that surrounding summits were not very high with regard to the basin base-level. At present, the erosional surface on top of the basement shows a gentle southward dipping slope of about 10° (0.17 m/m, figure 11B) which was induced by Miocene tilting along the southern boundary fault. Therefore, this surface was subhorizontal before the Miocene. This surface is now incised by the current drainage network (Figure 11C). It consists of a main longitudinal drain, the Segre river which is flowing south-westward, and several transverse tributaries on each side of the trough. In fact neither these tributaries nor the uppermost course of the Segre River do incise strongly the sedimentary basin fill and underlying basement. Both the Segre River and the Têt river begin to incise dramatically

when they leave the Cerdanya trough at its south-western and north-eastern edges respectively. In others words, the Cerdanya trough appears as an area mostly preserved from erosion by the current rivers, the Segre and the Têt rivers, whose longitudinal profiles display huge knick points when approaching the Cerdanya trough (Figure 8 and 12). A remarkable geomorphologic feature of this area is the contrast of relief and roughness of the valley sides observed between outside and within the Cerdanya area. Where the Segre and the Têt rivers leave the Cerdanya basin and begin to form deep valleys in the basement, the valley sides become strongly incised by their tributaries (Figure 11C and 12).This results from the fact that in this area the difference of local relief between the borders of the Cerdanya basin and valley sides of the Segre and Têt is directly related to the difference of base level position in both areas.

This example can be viewed as a small-scale example of what happened at the scale of the Pyrenees (their southern flank at least) when the base level was much higher and Eocene valleys where filled with sediments. We therefore conclude that before the rejuvenation of the relief by the present drainage network, landscape in the Axial Zone was probably poorly incised and looking rather smooth because denudation was relative to a much higher base level. This implies (1) that the slight difference observed today between the mean elevation of the Axial zone and the top of the Tertiary detrital series cannot be attributed to the much more intense erosion of the Axial Zone during the recent period of relief rejuvenation, and (2) that HE-LR were already present during Miocene times.

In the Maladeta massif, Fitzegerald et al. [1999] have argued for a recent exhumation of about 2-3 km since the Late Miocene. In this area, HE-LR erosional surfaces lie between 2000 to 2600 m a.s.l., whereas the uppermost Oligocene detrital series, located 20 km farther to the south, reach an altitude of 1800 m. Maximum exhumation estimate was deduced from radiometric dating of samples located in a valley at an elevation of 1100 m. As quoted by Fitzegerald et al. [1999] “the present-day topographic form of the Pyrenees is largely a relict of the topography that formed in the Eocene and Oligocene”. Hence their estimate only refers to exhumation in relation with recent valley incision. Their conclusions therefore do not hold for the whole area, and in particular for the area where HE-LR are preserved. If their conclusions were valid for the whole area, this would imply that most of the detrital deposits of the Sis paleovalley would have been eroded. According to Vincent [2001], only 400 m were eroded on the top of the Sis paleovalley since the Oligocene-Miocene. Finally, Fitzegerald et al. [1999] also state that their exhumation model describes the recent

rejuvenation of the southern flank, including the dissection of a previous highly elevated peneplain, which reinforces the idea we develop here.

2) The base-level rise as a cause for relief decrease between the Axial Zone summits (mean of peaks elevations) and the top of the detrital series.

There is no doubt that the base-level of the Pyrenean southern flank has dramatically increased since the closure of the Ebro basin. Huge discharge of continental detrital sediments, especially conglomerates, has back-stepped toward the chain, onlapping previously deformed basement. Conglomerates filled the paleovalleys which have developed during the exoreic period of drainage. Some of them, such as the Sis valley, were up to 800 m deep, suggesting jagged relief on the southern flank during the exoreic period. However the morphology of certain paleovalleys appears to have been controlled by large-scale folds so that the valley depth does not reflect vertical incision (Figure 10C). Moreover, the conglomerates that fill now these paleovalleys do not seem have eroded a lot their floor and their walls on which they simply lie on onlap.

But the fact that the base-level rose, does not imply that the relief between the Axial Zone summit and the top of the detrital series was decreasing, a requisite condition to smooth relief roughness. According to most authors [Seguret, 1972; Choukroune and team, 1989] the main phase of tectonic shortening in the Pyrenees occurs during Eocene times and a second minor phase develops during the Oligocene in the most external parts of the chain. So, tectonic uplift was at its paroxysm during Eocene times, and on can reasonably expect that the chain reached its maximum elevation by the end of the Eocene. In a same way, one can expect that from the Oligocene onward, the mean elevation of the chain was progressively decreasing as tectonic uplift vanished. Continuation of continental sedimentation on the top of the previous Eocene top-wedge basin shows that the local base-level of the Pyrenean southern flank was during the Oligocene and the Miocene at less as high than it was at the end of the Eocene. As the top of the sedimentary overlaps the Axial zone, if subsidence would have occurred, inducing a decrease of the local base-level elevation, it would have resulted in a same effect for the elevation of the Axial Zone. Therefore, from the Oligocene onward, the relief between the Axial Zone summit and the top of the sedimentary was most probably decreasing, a process that will strength during Miocene times as continental sedimentation still lasts. This was resulting in the progressive smoothing of the relief roughness in the Axial Zone and the development of HE-LR erosional surfaces.

Finally, we cannot exclude that such a process initiated during Eocene times, when huge amount of conglomerates starts to sediment. Indeed, as far as the surface elevation, as defined by England and Molnar [1990], could be considered roughly constant during Eocene times, the rapid filling of the initial marine foreland basin reflects the rise of the southern flank base-level as a whole. This relative relief decrease between the high chain and the sedimentary wedge could have therefore initiated the decrease of the local relief within the Axial Zone as soon as the mid-Eocene.

5. When starts the dissection of the HE-LR surfaces?

As discussed before, HE-LR erosional surfaces in the Pyrenean southern flank are remnants of a smooth landscape that has been rejuvenated by recent drainage network. Several explanations have been proposed to account for this rejuvenation (see above). Among them, the new connection of the Ebro river to the Mediterranean has been invoked, that is supposed to occur just after the dramatic sea-level fall of the Mediterranean during the Messinian. Resulting strong regressive erosion along the eastern margin of the Catalan ranges would have broken the previous Catalan dam and finally induced the capture of the Ebro drainage network by the Mediterranean. It is well known that the sea-level fall of around 1500 m in the Mediterranean has induced the strong incision of the continental surface by rivers and the creation of deep canyons all around the Mediterranean region [Hsü et al., 1973; Ryan, 1976; Clauzon, 1978; Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999]. The subsequent opening of the Strait of Gibraltar caused the catastrophic re-flooding of the desiccated Mediterranean basin, stopping rivers incision and allowing the inland canyons to be preserved by early Pliocene marine deposits [Denizot, 1952; Chumakov, 1973].

In the Rhone valley, fluvial incision propagated more than 300 km inland and canyons depth reached more than 1000 m in the downstream part. The present drainage area of the Ebro basin ($A=0.9.10^5$ Km²) is similar to that of the Rhone ($A=1.10^5$ Km²). If the Ebro basin had been connected to the Mediterranean before or during the MSC then similar canyons would have developed within the Ebro Basin, but none has been identified at present. Messinian inland canyons that were identified do not cross through the Catalan coastal ranges [Agustí et al., 1983; Arasa Tuliesa, 1990]. We therefore conclude that the Ebro River was not connected to the Mediterranean before the Pliocene. By analyzing the Valencia trough fill,

where the Ebro enters the Mediterranean, Field and Gardner [1990] observes a major change in sedimentation style from clays to prograding sands. Field and Gardner [1990] link up this change to the discharge of the Ebro river, suggesting that the Ebro river connected the Mediterranean during the Quaternary. However a first order evaluation of the balance between the amount of eroded terranes within the Ebro basin and the amount of sediments deposited within the Valencia Trough, in which the Ebro river enters, since the Messinian Salinity Crisis shows that the Ebro river could have flowed into, the Mediterranean as soon as the Pliocene (Figure 13). This means that the new base-level of the Ebro Basin has dropped at least since the Pliocene leading inevitably to regressive erosion within the entire Ebro catchment. In this way, relief rejuvenation in the Pyrenean southern flank could have started as soon as Pliocene times. Alternatively, major change in type of sedimentation from clays to sands recorded in the Valencia through at the end of the Pliocene as well as the three times increase of sediment influx with regard to the Early Pliocene, also suggests that relief rejuvenation could have been triggered by global climate change.

6. Discussion

Foreland basin overfilling and base-level rise

We have tentatively demonstrated that the development of the HE-LR erosional surfaces that are a striking feature of the Pyrenees morphology was resulting from the rise of the base-level of the southern foreland basin whereas surface uplift (i.e. uplift of rocks – exhumation) of the high chain was vanishing. We also suggest that this process of “high-altitude peneplanation” could have started during Eocene uplift, when the foreland basin became closed and started to overfill. From the Pliocene onward, excavation leads to the present morphology of the Pyrenean southern flank including the dissection of the HE-LR erosional surfaces. Our interpretation disagrees with the previous ones which consider that the HE-LR surfaces were remnants of low-elevation peneplain that resulted from the long-term erosion of the Pyrenees and that was uplifted during the Pliocene from up to 2000 m. In fact, following the famous Davis’ model, all these interpretations infer that peneplanation, including relief smoothing, is a process that is inevitably accompanied by the lowering of elevation near sea-level.

It has been recognized long ago that, at mid-latitude, erosion is mainly governed by the potential energy of streams which depends on the difference of elevation between their

source and their base-level. Whatever the process that will lower such a difference, it will result in peneplanation but not necessarily near sea-level. In the case of the southern flank of the Pyrenees the base-level rose as sediments accumulated at the surface of the top-wedge foreland basin. Following tectonic uplift, ongoing sediment accumulation was obviously resulting in lowering such elevation difference. Depending on the relative rates of both surface uplift and sedimentation, this difference may have decreased during tectonic uplift. This could be achieved if the difference between the surface uplift rate and the rate of the base level rise decreases. As discussed in section 4, it was probably the case from late Eocene to early Oligocene, as far as one can consider that erosion was counterbalancing tectonic uplift when the chain was fully active (i.e. in steady state equilibrium, [Hack, 1960]).

Endoreic/exoreic drainage and sediment length transfer

HE-LR erosional surfaces also exist on the northern flank of the eastern Pyrenees. Their elevation reaches up to 1800-1900 m as in the Aston massif. They have been described as the extent LR erosional surfaces that occur at lower elevation, between 700-800 m. Both these erosional surfaces are supposed to belong to a post-tectonic Miocene "gently undulating, very mature landscape, almost peneplain with low hills, which in the centre did not rise above 1000 m altitude" [De Sitter, 1952]. In others words, these surfaces would have been warped and uplifted of up to 2000 m long after Pyrenean tectonics [Pannekoek, 1935; Birot, 1937; De Sitter, 1952], an interpretation that is at the opposite with that proposed here for the HE-LR of the southern flank.

A major difference between the northern and southern Pyrenees consists in the fact that the drainage of northern foreland basin (Aquitaine basin) remains exoreic all along the building of the chain. However the sedimentation pattern, that is basin progressive overfilling, of the Aquitaine basin is rather similar to that of the Ebro basin [e.g. BRGM et al., 1974; Dubreuilh et al., 1995]. Indeed, from the mid-Eocene onward, previous marine sedimentation is replaced by continental sedimentation, including conglomerates. Moreover occurrence of extensive evaporites during the late Eocene in the western part of the basin [BRGM et al., 1974; Crochet, 1991] suggests poorly drained area. However, coarse detrital deposits as observed today do not reach so high elevation as they do on the southern flank, Miocene sub-horizontal deposits reaching 600 to 700 m a.s.l. at the top of Lannemezan fan in central part of the northern Pyrenees [Goron, 1941]. What maximum elevation could have reached pre-Miocene detrital deposits in the northern flank is difficult to determine. Scarce continental coarse Eocene deposits occur up to 1700m a.s.l. in the Lers area (Central Pyrenees)

[Choukroune, 1973; Choukroune, 1980]. Intercalation of conglomerates within extensive more fined-grained sediments, are also present all along the foothills. This suggests that coarse continental proximal deposits probably overlapped the northern flank during the Paleogene, and were later eroded. We therefore infer that the HE-LR surfaces of the northern flank developed in the same way as the HE-LR surfaces of the southern flank did (Figure 14).

An important point to consider is the nature of the drainage with regard to the base-level elevation. Although we mention that the northern flank was poorly drained, the drainage remains exoreic all along the building of the chain contrary to the drainage of the southern flank which became endoreic from the late Eocene. This suggests that it is not so much the nature of drainage as the river capacity to transport sediments (sediment length transfer) that is the most influent factor in setting the base-level of the chain. As a consequence the limit of the most proximal, extensive detrital sedimentation can be considered as the "efficient" base-level of a chain.

The rejuvenation of the Pyrenees relief: the role of climate

It is clear that the present jagged relief of the Pyrenees has no relation with Palaeogene tectonic building of the chain insofar as the high elevation of the base level was resulting in the high elevated applanation. By analyzing the characteristics of the present network on both flanks, we have concluded that the recent morphology of the Pyrenees results from rather uniform climatic condition. Therefore the hypothesis according to which the Ebro river capture by the Mediterranean was merely the cause of the re-excavation of the buried southern flank is most probably to revisit. This is in accordance with our remark about the relative relation of the drainage nature and the river capacity to transport sediments with the efficient base-level of a chain.

According to recent works [e.g. Peizhen et al., 2001], the marked increase, since the last 2 to 4 Ma, of both the sedimentation and erosion rates throughout the world is to relate to a global climate change from rather equable climate during the Neogene to a period characterized by frequent and abrupt changes in temperature, rainfall and vegetation, from the Late Pliocene. We suggest that, in the case of the Pyrenees, the climate shift from the Pliocene should have enhanced the transport capacity of rivers, resulting in the lowering of the Pyrenees efficient base level down to the sea level. An alternative explanation is to consider, Late Pliocene and Quaternary oscillatory climate is much more efficient to erode and denude, than past equable climates did, by combining different erosional processes such as chemical weathering, periglacial fracturing or other forms of mass wasting [Peizhen et al., 2001]. This

would result in strong size reduction of eroded particles, hence favoring their discharge down to the sea.

Finally we agree with England and Molnar [1990] when they wrote that "the marked climatic changes in the last few million years may be responsible for increased rates of denudation, and the creation of dramatic morphology, without any associated surface uplift".

7. Conclusion

By contrast with the classical view of mountain chains peneplanation by long term erosion as described by the "geographical cycle" of Davis [1889], we suggest that relief subduing does not necessary equate surface elevation lowering, so that relief of mountain belts can be smoothed at high elevation. Such a process is allowed by the piedmont aggradation of the eroded products of mountain ranges, resulting in the increase of their base level and the relative lowering of their mean elevation, and in the concomitant progressive decrease of the erosive power of their drainage system. This explains to our opinion the paradox of the occurrence of post-tectonic HE-LR remnants of peneplain within the Pyrénées, the elevation of which has been previously misinterpreted as resulting from enigmatic Pliocene uplift. The rejuvenation of the Pyrenean relief starts most probably during the Pliocene. Because the current morphology of both sides of the chain present similar characteristics, we believe that rejuvenation is mostly due to the climate shift that occurs from the Late Pliocene, rather to changing boundary conditions at the foreland basin margins such as the capture of the Ebro river by the Mediterranean sea. During Neogene times, most of eroded products of the chain were trapped in the northern and southern Pyrenean foreland basins. Global climate change from the Pliocene might have enhanced the river capacity to transport the eroded products, so that the efficient base level of the Pyrenees was no more their northern and southern piedmonts but the Atlantic ocean and the Mediterranean sea respectively.

Finally the example of the Pyrenees is probably not a single case. Many ancient mountain chains show remaining elevation and relative jagged relief, and preserved crustal roots as well. The model of high-peneplanation suggested for the Pyrenees and the role of recent global climate change in relief rejuvenation might provide an explanation among others to such features.

References

Agustí, J., P. Anadón, and R. Julia, Nuevos datos sobre el Plioceno del Baix Ebre. Aportación a la correlación entre las escalas marina y continental, *Acta Geologica Hispanica, 18*, 123-130, 1983.

Ahnert, F., Local relief and the height limits of mountain ranges, *American Journal of Science, 284*, 1035-1055, 1984.

Arasa Tuliesa, A., El terciario del Baix Ebre: Aportaciones estratigráficas y sedimentológicas, *Acta Geologica Hispanica, 25*, 271-287, 1990.

Arenas, C., Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental), Tesis Doctoral thesis, 858 pp., Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain, 1993.

Astre, G., Le bassin Néogène de Bellver, *Bull. soc. Hist. natur. Toulouse, LVI*, 231, 1927.

Bates, R.L., and J.A. Jackson, *Glossary of Geology*, Falls Church, Virginia, 1980.

Birot, P., Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles, Thèse thesis, 318 pp., Paris, 1937.

Blackstone, D.L., Late Cretaceous and Cenozoic History of Laramie Basin Region, Southeast Wyoming, *Geol. Soc. Am. Mem., 144*, 249-279, 1975.

Boissevain, H., Etude géologique et géomorphologique de la vallée de la haute Sègre, *Bull. soc. Hist. natur. Toulouse*, 1934.

BRGM, Esso, and SNPA, *Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 26 planches pp., 1974.

Briais, A., R. Armijo, T. Winter, P. Tapponnier, and A. Herbecq, Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees, *Annales Tectonicae, IV*, 19-42, 1990.

Brunet, M.F., The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins, *Tectonophysics, 129*, 343-354, 1986.

Calvet, M., Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées; l'exemple du horst des Albères, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. phys., 26*, 119-130, 1985.

Calvet, M., Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales, Doctorat d'Etat thesis, 3 Vol. 1177 pp., Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, 1994.

Choukroune, P., La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque (Pyrénées Ariégeoises), *C. R. Ac. Sc. Paris, 277*, 2621-2624, 1973.

Choukroune, P., Comment and Reply on 'Quenching: An additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees)'. Comment, *Geology, 8*, 514, 1980.

Choukroune, P., and E. team, The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics, 8*, 23-39, 1989.

Chumakov, I.S., Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt, in *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XIII, Part 2, edited by A.G. Kaneps, pp. 1242-1243, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1973.

Clauzon, G., The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications, *Mar. Geol., 27*, 231-246, 1978.

Clauzon, G., J.-P. Suc, F. Gautier, A. Berger, and M.-F. Loutre, Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis : Controversy resoved?, *Geology, 24*, 363-366, 1996.

Coney, P.J., J.A. Muñoz, K.R. McClay, and C.A. Evenchick, Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt, *Journal of the Geological Society London, 153*, 9-16, 1996.

Crochet, B., Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la série de Palassou, *Document du BRGM, 199*, 1991.

Davis, W.M., The geographical cycle, *Geogr. J., 14*, 481-504, 1889.

De Sitter, L.U., Pliocene uplift of Tertiary mountain chains, *American Journal of Science, 250*, 297-307, 1952.

Denizot, G., Le Pliocène dans la vallée du Rhône., *Rev. geogr. Lyon, 27*, 327-357, 1952.

Dubreuilh, J., J.P. Capdeville, G. Farjanel, G. Karnay, J.P. Platel, and R. Simon-Coinçon, Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine, *Géologie de la France, 4*, 3-26, 1995.

England, P., and P. Molnar, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, *Geology, 18*, 1173-1177, 1990.

Field, M.E., and J.V. Gardner, Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model, *Geological Society of America Bulletin, 102*, 721-733, 1990.

Fitzgerald, P.G., J.A. Muñoz, P.J. Coney, and S.L. Baldwin, Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth and Planetary Science Letters, 173*, 157-70, 1999.

Flint, J.J., Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water-Resour-Res, 10*, 969-973, 1974.

Garcia-Castellanos, D., J. Vergés, J. Gaspar-Escribano, and S. Cloetingh, Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia), *Journal of Geophysical Research, 108*, 2347-2364, 2003.

Goron, L., Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphologique d'une lisière de montagne, Doctorat thesis, Faculté des Lettres, Université de Toulouse, Toulouse, 1941.

Hack, J.T., Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, *American-Journal-of-Science, 258*, 80– 97, 1960.

Hovius, N., Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts, *Basin Research, 8*, 29-44, 1996.

Hovius, N., Macroscale process systems of mountain belt erosion, in *Geomorphology and global tectonics*, edited by M.A. Summerfield, New York, 2000.

Hsü, K.J., M.B. Cita, and W.B.F. Ryan, The origin of the Mediterranean evaporites in Initial reports of the deep sea drilling project*, Volume 13: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office*, 1203-1231, 1973.

Keefer, W.R., Structural Geology of the Wind River Basin, Wyoming, *Geol. Surv. prof. Pap. US.*, 495-D, 1970.

Krijgsman, W., F.J. Hiigeni, I. Raffi, F.J. Sierro, and D.S. Wilson, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature-London, 400*, 652-655, 1999.

Maillard, A., Structure et riftogénèse du Golfe de Valence (Méditerranée Nord-Occidentale), Thèse de Doctorat thesis, 284 pp., Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, Paris, 1993.

Mattauer, M., Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne, *Revue Géographique Phys Géol. Dyn., X*, 3-12, 1968.

Mengel, O., A propos des paliers des vallées des Pyrénées-Orientales. (réponse à M. de Martonne), *Bull. Soc. géol. France, 4è série, t. X*, 427, 1910.

Météo-France, *Atlas climatique de la France*, 30 pp., 1986.

Molnar, P., and P. England, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?, *Nature-London, 346*, 29-34, 1990.

Mutti, E., M. Séguret, and M. Sgavetti, Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees, *American Association of Petroleum geologists Mediterranean Basins Conference. Field Trip, 7*, 153 p, 1988.

Nelson, C.H., Estimated post-Messinian supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain, *Marine Geology, 95*, 395-418, 1990.

Nelson, C.H., and A. Maldonado, Factors controlling late cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea, *Marine Geology, 95*, 419-440, 1990.

Nijman, W., Cyclicity and basin axis shift in piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain, in *Cenozoic Foreland Basin of Western Europe*, vol. 134, *Geological Society Special Publications, London*, edited by A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernàndez, pp. 135-162, 1998.

Nussbaum, F., Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées-Orientales et leurs transformations pendant l'époque quaternaire, in *C. R. Congr. int. Géog.*, vol. II, *Ttrav. de la Section II*, Paris, 1931.

Pannekoek, A.J., *Evolution du Bassin de la Têt dans les Pyrénées Orientales pendant le Néogène*, Ultrecht, 1935.

Panzer, W., Talentwicklung und Eiszeitklima in nord-östlichen Spanien, *Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges., 39*, 1926.

Peizhen, Z., P. Molnar, and W.R. Downs, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature, 410*, 891-897, 2001.

Penck, A., Studien über das Klima Nordspaniens während der jungeren Terciärperiode und der diluvialperiode, edited by Z.d.G.f. Erdkunde, Berlin, 1894.

Puigdefàbregas, C., La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca, *Pirineos, 104*, 1-188, 1975.

Puigdefabregas, C., J.A. Muñoz, and J. Vergés, Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees, in *Thrust Tectonics*, edited by K.R. McClay, pp. 247-254, Chapman and Hall, New York, 1992.

Puigdefabregas, C., and P. Souquet, Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics, 129*, 173-204, 1986.

Reille, J.L., Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude des formations terciaires essentiellement continentales, Doct. Etat Sci. thesis, 330 pp., USTL, Montpellier, 1971.

Riba, O., S. Reguant, and J. Villena, Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro, in *Geologica España*, vol. 2, edited by J.A. Coumba, pp. 131-159, Libro Jubilar J. M. Rios, 1983.

Roca, E., The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (Eastern Pyrenees), in *Tertiary Basins of Spain*, edited by Friend and Dabrio, 1996.

Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J.A. Muñoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Camara, and J. Deramond, ECORS deep seismic data and balanced cross section: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics, 8*, 41-50, 1989.

Ryan, W.B.F., Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis, *Sedimentology, 23*, 791-813, 1976.

Scott, G.R., Cenozoic Surfaces and Deposits in the Southern Rocky Mountains, *Geol. Soc. Am. Mem., 144*, 227-248, 1975.

Seguret, M., Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. PhD Thesis thesis, Montpellier, France, 1972.

Sorre, M., Les Pyrénées méditerranéennes, Paris, 1913.

Souriau, A., and M. Granet, A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *Journal of Geophysical Research, 100*, 18,117-18,134, 1995.

Teixell, A., Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics, 17*, 395-406, 1998.

Tweto, O., Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) Orogeny in the Southern Rocky Mountains, *Geol. Soc. Am. Mem., 144*, 1-44, 1975.

Vacher, P., and A. Souriau, A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on the gravity modelling, seismic images and petrological constraints, *Geophysical Journal International, 145*, 460-470, 2001.

Vergés, J., H. Millán, E. Roca, J.A. Muõz, M. Marzo, J. Cirés, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer, and S. Cloetingh, Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-section, *Marine and Petroleum Geology, 12*, 893-915, 1995.

Vincent, S.J., The Sis paleovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building, *Sedimentology, 48*, 1235-1276, 2001.

Willett, S.D., and M.T. Brandon, On steady states in mountain belts, *Geology, 30*, 175-178, 2002.

Figure Captions

Figure 1: Effect of isostatically compensated erosion on the uplift of HE-LR remnants

h_i is the initial mean elevation of a Miocene gentle Pyrenean landscape and h_f the mean elevation of the resulting landscape after a post-Miocene dissection, that is, very heterogeneous erosion. Isostatically compensated erosion of Molnar and England's model [1990] predicts a slight decrease of the final mean elevation by $5/6$ of the initial mean elevation h_i and, a rock and Moho uplift equal to h_i. Deep incision by streams near to sea level results in a peak elevation of $11/6 \times h_i$, that is, higher than the initial mean elevation. The model implies an already highly elevated, gentle landscape and river incision almost at sea level which is not the case in the Pyrenees where downstream course of rivers flows 300 m and 500 m a. s. l. on the northern and the southern flank respectively. Anyway the present elevation of the HE-LR surfaces (ranging from 2000 m to 3000 m) would require an initial Miocene mean elevation of 900 m to 1300 m, that is, in the same order as the current one, implying the unrealistic lack of erosion since the Miocene.

Figure 2: Sketch showing the effect of base-level rise on the local relief of a mountain range.

The change from marine sedimentation to continental sedimentation in foreland basins raises the initial base level of the chain that was corresponding to sea level. The base-level rise reduces the local slopes and the erosive efficiency of the transverse rivers that drain the mountain range. By the end of tectonic uplift, the local relief is subdued almost as a peneplain but at an elevation well above the sea level.

Figure 3: Digital Elevation Model of the Pyrenees (from the SRTM90), the Coastal Catalan Ranges and the Iberian Range REF.

The Pyrenees are flanked by the Aquitaine Basin to the north and the Ebro Basin to the south. The main faults are also represented. The topographic profiles of the figure 5 are distributed all over the Pyrenees and encompass parts of the Aquitaine and Ebro Basins. Insert: Roure et al.'s [1989] interpretation of the ECORS profile. NPZ: North Pyrenean Zone;

SPZ: South-Pyrenean Zone. Encircled areas are the two most extensive HE-LR: A. Encantats massif ; B. Aston, Andorra, Around the Cerdanya and Capcir Basins (Eastern Pyrenees);.

Figure 4: Analysis of the local relief derived from SRTM90 data.

Local relief is calculated by moving a 5 km wide circular search window over the DEM. At each point, the maximum range of elevation values within the window is determined and plotted at the centre of the circle. The same method is used to perform the mean elevation by moving a 30 km wide window.

(A) The mean elevation which value is indicated on B is represented by lines superimposed on the local relief. The drainage divide between the northern and the southern flank is also reported. The map shows low values of local relief corresponding to low mean elevation and higher values of local relief corresponding to high mean elevation, excepted in the Encantats and the Eastern Pyrenees. The low relief of the Cerdanya and corresponds in part to Neogene and Quaternary, depositional flat surfaces of extensional basins lying at 1000 m *a.s.l.*

(B) Rough contours of HE-LR erosional surface remnants, such as described in the literature, superimposed on the local relief. Dissection of the initial erosional surface by the recent drainage system has resulted in small HE-LR remnants of hundreds of m² to several km² which cannot be represented on the map, explaining the misfit between the contour lines and the local relief data.

(C) The local slope map shows that HE-LR remnants appears as small areas with a local slope less than 11°.

Figure 5:

(A) Transverse topographic profiles across the Pyrenees (see location on figure 3)

On each profiles are plotted the elevation, the maximum elevation, the minimum elevation, the mean elevation and the local relief. The local relief is computed over a 5 km moving window as in figure 4. Profiles 1, 2, 4 and 6 show a gradual increase of the local relief with the mean elevation and *vice versa*. This configuration gives a bell-shaped geometry of the profiles. This is not the case of profiles 3 and 5 which cross the HE-LR surfaces of the Encantats and the margin of the Cerdanya Basin in the Eastern Pyrenees. These profiles show a decrease of the local relief in the high chain.

(B) Relationship between mean elevation and local relief.

(left) Idealized sketch showing the relationship between mean elevation and local relief in mountain ranges including or not a high plateau.

(right) Where the transversal profiles cut across the HE-LR surfaces, the local relief decreases as it does for high plateaus in mountain belts, arguing that the HE-LR surfaces represent the remnants of an extensive smooth topography.

Figure 6: Example of HE-LR remnant: The Plan de Beret (view looking to North-East).

The Plan de Beret is located at the drainage divide between the Noguera Pallaresa flowing toward the Mediterranean via the Ebro river, and the Garonne river flowing toward the Atlantic. The Plan de Beret reaches 1900 m *a.s.l.* and is surrounded by peaks, the elevation of which ranges from 2600 m to 2900 m. Its morphology looks like a gentle landscape that is yet located in the inner part of the chain.

Figure 7: Present-day morphology and main catchments of the Pyrenees.

The present-day morphology of the Pyrenees is characterised by transversal rivers that deeply incise the HE-LR surfaces. Main transverse rivers on the southern flank and from west to east: Irati (1), Aragon (2), Gallego (3), Cinca (4), Noguera Ribagorzana herein called "Ribagorzana" (5), Noguera Pallaresa herein called "Noguera" (6), Segre (7), Llobregat (8) and Ter (9). Main transverse rivers on the northern flank and form west to east: Saison (10), Gave d'Aspe herein referred as "Aspe" (11), Gave de Pau referred as "Gavarnie" (12) (because of the location of its spring in the famous Cirque de Gavarnie), Garonne (13), Salat (14), Ariege (15) and Aude (16). On the eastern part of the chain, although the Tet river (17) flows directly into the Mediterranean, we consider that it belongs to the northern flank. Longitudinal profiles of all these streams are performed using the SRTM90 DEM. The concavity profiles for all the main streams and for all their tributaries are determined by using the slope-area relationship [Flint, 1974]. White lines delimit the main catchments of the Pyrenees. The outlet of the drainage basins correspond the morphological outer limits of the North- and South-Pyrenean Zones.

Figure 8: Longitudinal profiles of the main transverses rivers of the Pyrenees

For convenience' sake in comparing the longitudinal profiles of the southern and northern main transverse rivers, they are opposed on each plot as they are in the Pyrenees. The northern rivers are more concave than the southern ones matching the asymmetry of both the structure and the topographic profiles and of the chain, as described on figures 3 and 6 respectively. See figure 7 for location of the main transversal streams.

Figure 9: Concavity profiles of the main transverse rivers and of their tributaries

Using the slope-area relationship [Flint, 1974] we performed the concavity profiles for all the main streams and their tributaries. (A) The drainage area and local slope value along the main transversal streams are computed using the steepest-slope criteria. The concavity index analysis shows the higher concavity of the northern flank main rivers, that is, for drainage area values higher than 10^8 m². (B) The concavity index of all the tributaries is determined by analysing the slope variation for drainage areas ranging from 5.10^5 m² to 10^8 m² within the whole area covered by the main drainage basins drawn in figure 8. The main basins outlets correspond to the morphological fronts of the North- and South-Pyrenean Zones. (C) Sub-basins concavity indexes have been performed for parts of the main basins located within the Axial Zone. Whatever their location on the northern or on the southern flank of the Pyrenees, the tributaries have a similar concavity index. The plot C shows that the concavity indexes are higher in the high chain than in the rest of the range.

Figure 10:

(A) Panorama looking to the north of the South-Pyrenees showing N-S directed Late Eocene-Oligocene paleovalley (Sierra de Sis).

The late Eocene-Oligocene paleovalley is filled with alluvials conglomerates reaching nearly 1800 m *a.s.l.*. The Sierra de Sis conglomerate form a linear body extending up to 20 km long and 5 km wide. The picture is taken form a promontory made of the same undeformed conglomerates. One must imagine the present valley of the Rio Isabena before the dissection as a bajada overlapping the southern margin of the Axial Zone up to 2000 m, even higher, in the background and sloping down to 1000 m or more in the foreground. At the foot of the Sierra de Sis, the Rio Isabena reaches an elevation of 750 m implying about 1000 m of dissection.

(B) View looking to the north-west of the Early Miocene conglomerates of the Salto de Roldán (northern margin of the Ebro Basin, north of Huesca).

The conglomerates, which correspond to proximal fan-delta and mass flow deposits, uncomfortably overlie deformed Mesozoic, Paleocene and Eocene sedimentary rocks. They form spectacular, high cliffs towering above the Ebro Basin depression whose elevation ranges around 300-500 m. Conglomerates elevation reaches 1120 m.

(C) Eocene paleorelief buried by Oligocene conglomerates (Olvena, north-east of Barbastro).

Oligocene conglomerates fill in a structural paleorelief that formed during folding of late Cretaceous limestones. Growth strata at the base show that folding was partly syn-sedimentary.

Figure 11:

(A) Topography of the Eastern Pyrenees (SRTM90 DEM data) including the Cerdanya, Capcir and Conflent intermontane basins.

Black lines delimit the three main catchments drained respectively by the Segre, Aude and Têt rivers. Maximum elevation in the Miocene half graben of Cerdanya is about 1000 m.

(B) The local slope map shows that north of the Cerdanya and west of the Capcir, extensive remnants of the Miocene erosional surface are preserved that show a slope of about 10° toward the S-SE.

(C) Geophysical relief highlighting the dissection of the HE-LR surfaces and the margins of the Cerdanya Basin. It consists of a draped surface that encompasses all the ridges of tributaries of the Segre, Aude and Têt rivers. Deep incision develops on both south-western and north-eastern edges of the Cerdanya through, contrasting with its rather gentle slopes (see text for further explanation).

Figure 12: 3D view looking to the south-west of the Eastern Pyrenees showing HE-LR remnants of the Miocene erosional surface

The remnants of the Miocene erosional surface are incised by the tributaries of the Segre. Note the knick point of the Têt river, at the north-eastern edge of the Cerdanya Basin (similar knick point occurs along the Segre river, at the south-western edge of the Cerdanya Basin, in the background. (No vertical exaggeration).

Figure 13: Estimate of the eroded volume in the Ebro basin since the Pliocene.

(Top): Topography of the Ebro drainage area (SRTM90m). Black line: location of the topographic profiles.

The volume of post-Messinian detrital within the Valencia through has been determined to 25 700 km^3 from the difference between the Messinian top-surface and the current bathymetry [Accurate reconstruction of the top-Messinian surface is from Maillard (1993)]. Nelson [1990] estimated the volume of post-Messinian detrital sediments that are discharged by the Ebro river in the Valencia fan to 6300 km^3. This provides a total amount of post-Messinian sediment of 32 000 km^3. (Black lines: isobaths of Pliocene and Quaternary deposits.)

(Bottom): Paleotopograpphy computed by drawing a surface between the Pyrenean summits. The centre of the Ebro basin is a through, the maximum elevation of which is 860 m [Arenas, 1993]. Elevation of the basin edges reaches 1000 m. From the southern limit of the Axial Zone to the limit of the South-Pyrenean zone, the paleosurface elevation decreases from 2000 m to 1000 m. The paleotopography is calculated with a mean slope $\langle s \rangle = 1.25°$. The eroded volume (37 800 km^3) is comparable to that of post-Messinian deposits in the Valencia through and Valencia fan.

Figure 14: Idealized reconstruction of the paleotopography of the Pyrenees before post-Miocene landscape rejuvenation.

Region	Elevation range (m)	Mean elevation (m)	Extension (km²)	Mean local slope (m/m)	Mean local relief (m)
Encantats	1600-3000	2310	390	0.396 (21.5°)	935
Maladetta	1960-3030	2485	26	0.416 (22.6°)	1080
North Cerdanya	1091-2902	2150	623	0.321 (17.8°)	875
South Cerdanya	1315-2860	2140	163	0.344 (19°)	815
East Capcir	950-2450	1800	62	0.270 (15.1°)	832
Aston	1030-2750	1950	233	0.434 (23.5°)	1015

Note: The cumulated surface of these high-elevated surfaces (about 1500 km²) corresponds to 10% of the surface of the Axial Zone

Table 1: Topographic characteristics of the HE-LR erosional surfaces

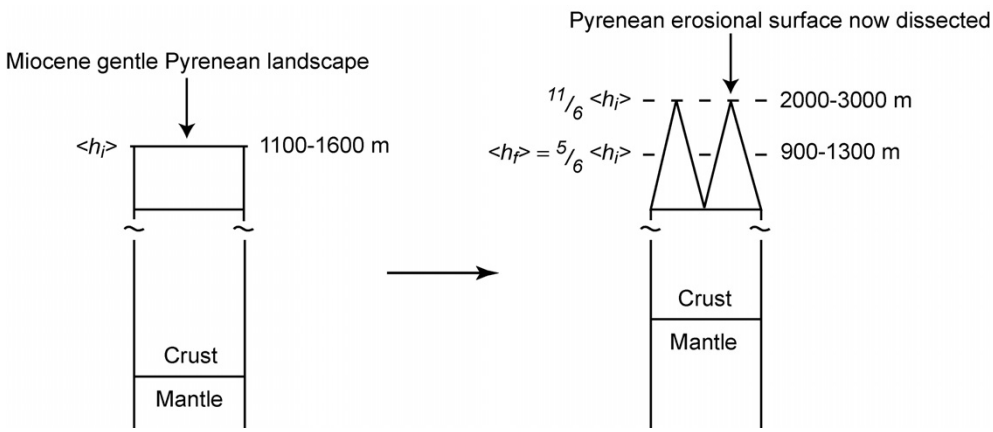

Miocene gentle Pyrenean landscape
<hi>
1100-1600 m
Crust
Mantle
Pyrenean erosional surface now dissected
11/6 <hi>
2000-3000 m
<hf> = 5/6 <hi>
900-1300 m
Crust
Mantle

Figure 1

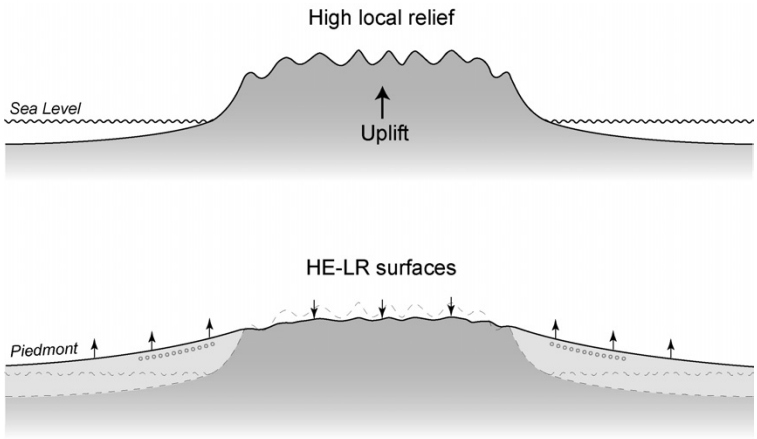


Figure 2

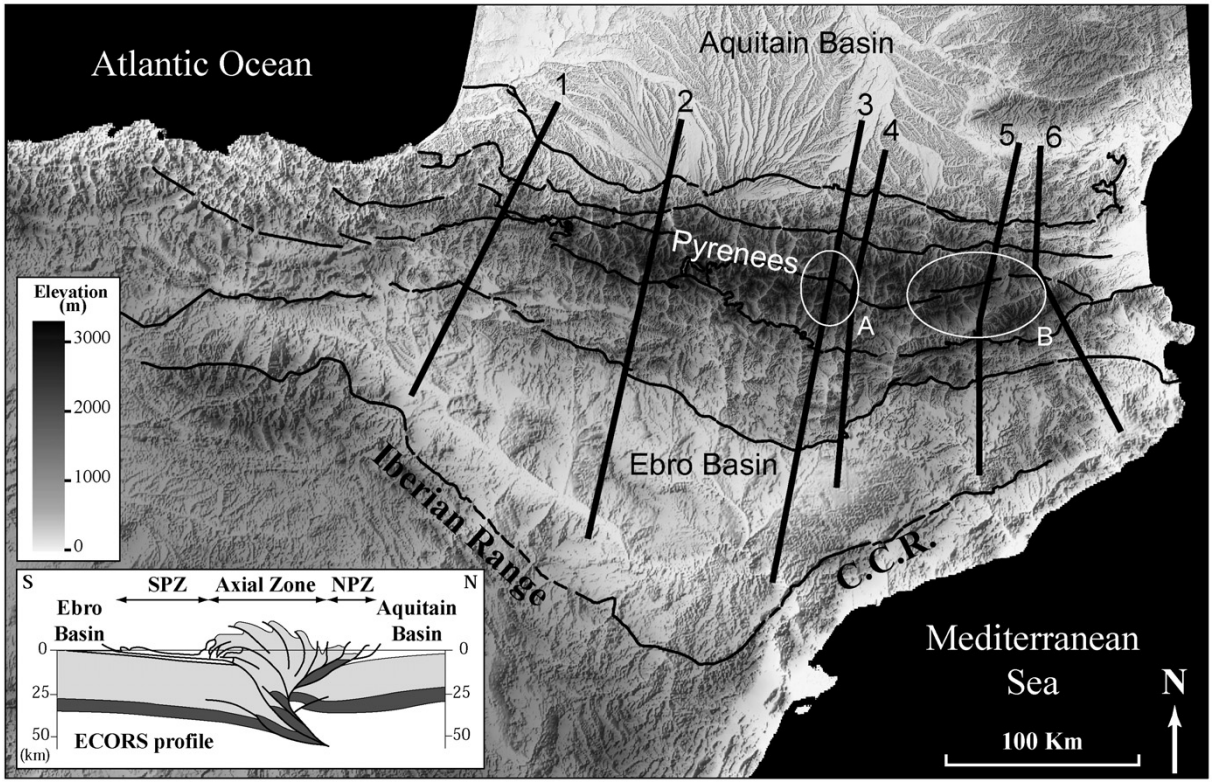

Atlantic Ocean
Aquitain Basin
1
2
3
4
5
6
Pyrenees
A
B
Elevation (m)
3000
2000
1000
0
Ebro Basin
Iberian Range
C.C.R.
Mediterranean Sea
N
100 Km
S
N
SPZ
Axial Zone
NPZ
Ebro Basin
Aquitain Basin
0
25
50
(km)
ECORS profile

Figure 3

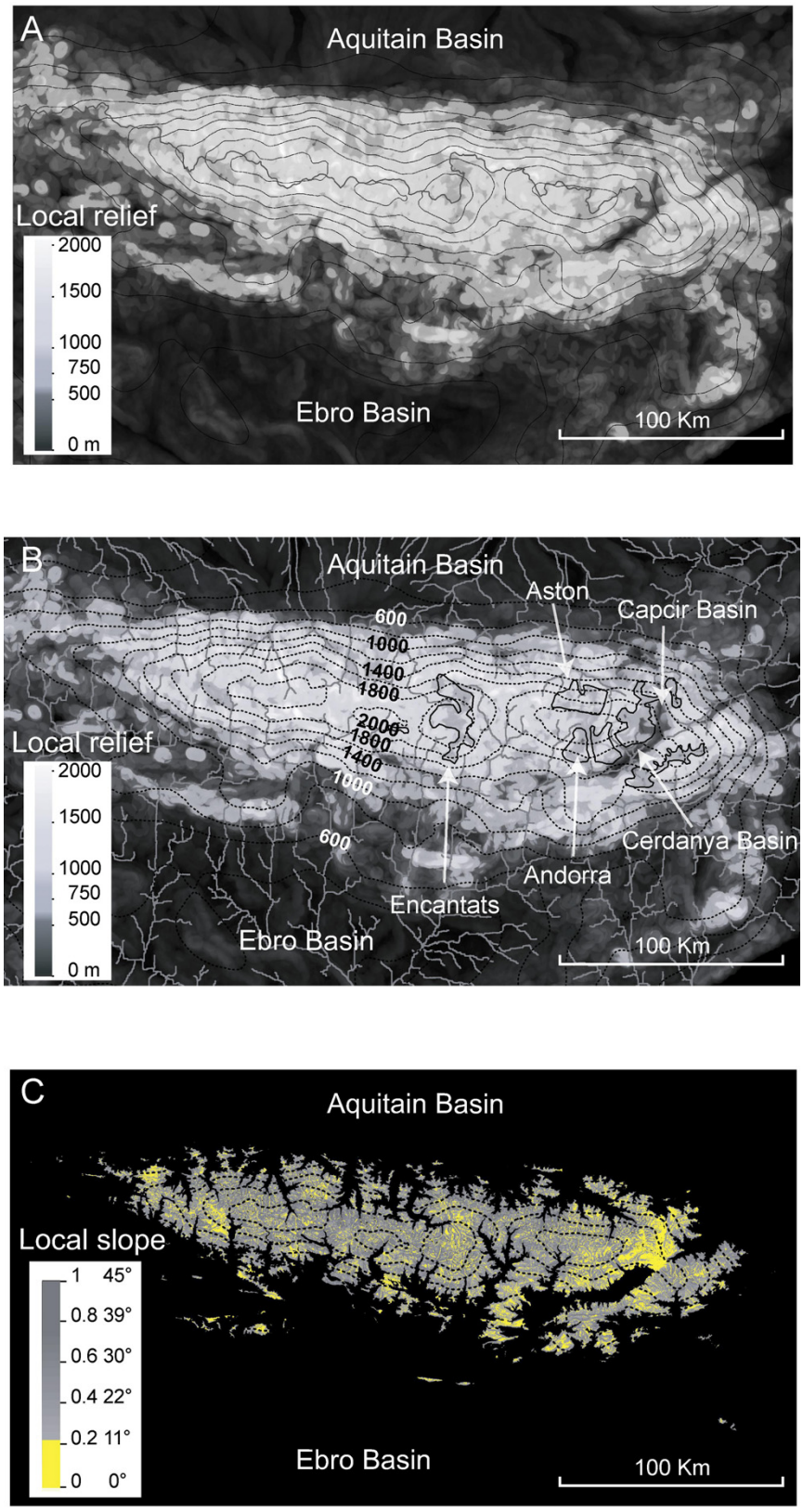

A
Aquitain Basin
Local relief
2000
1500
1000
750
500
0 m
Ebro Basin
100 Km
B
Aquitain Basin
Aston
Capcir Basin
600
1000
1400
1800
2000
1800
1400
1000
600
Local relief
2000
1500
1000
750
500
0 m
Cerdanya Basin
Andorra
Encantats
Ebro Basin
100 Km
C
Aquitain Basin
Local slope
1 45°
0.8 39°
0.6 30°
0.4 22°
0.2 11°
0 0°
Ebro Basin
100 Km

Figure 4

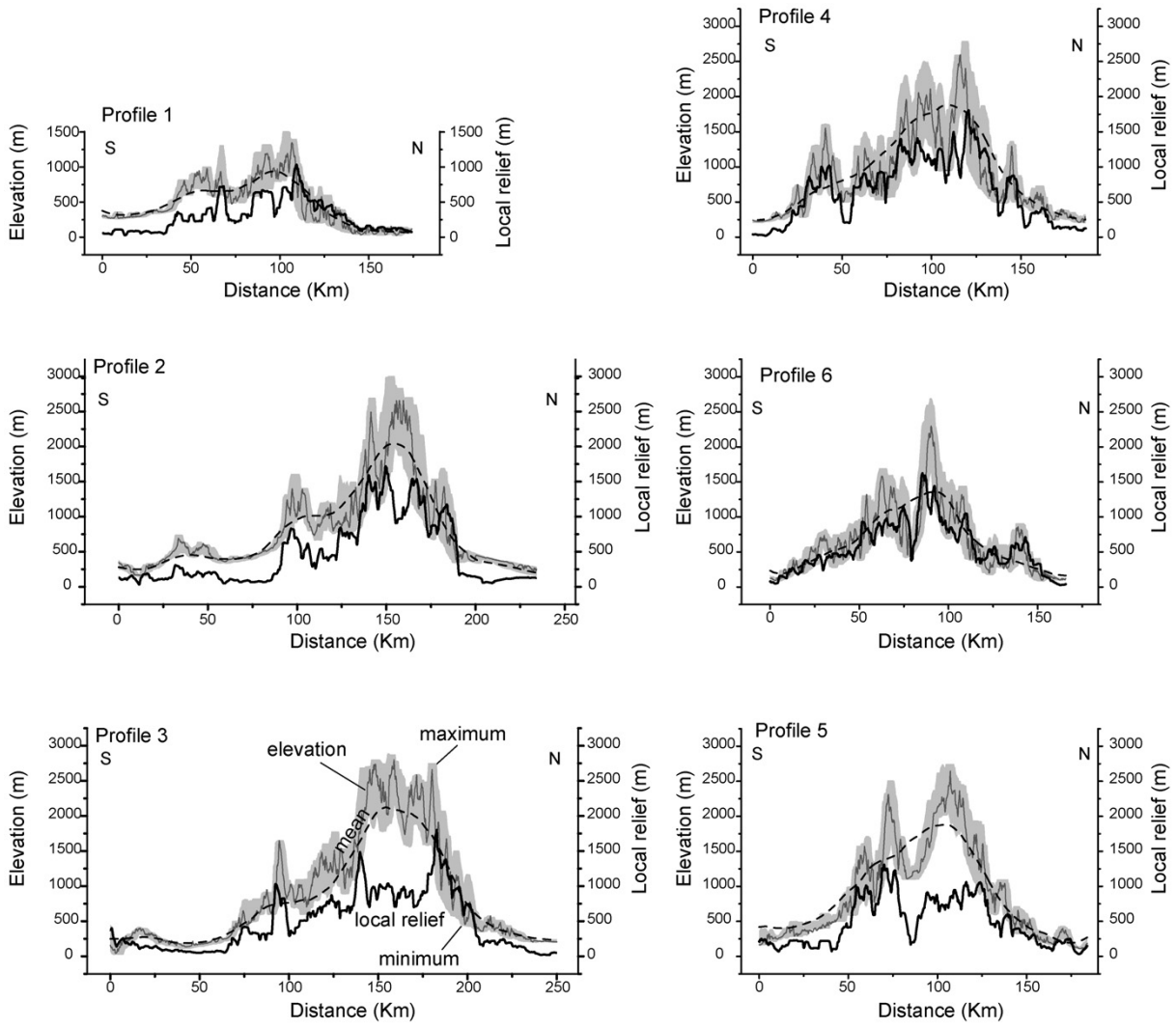


Figure 5A

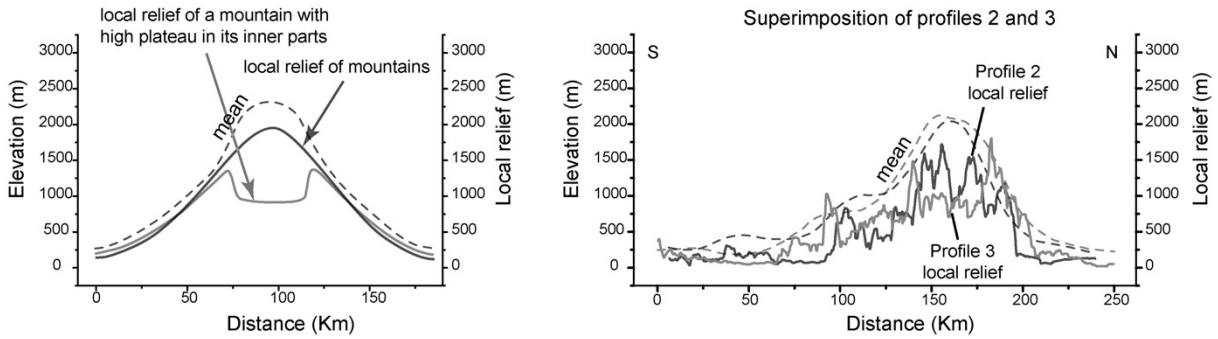


Figure 5B

Figure 6

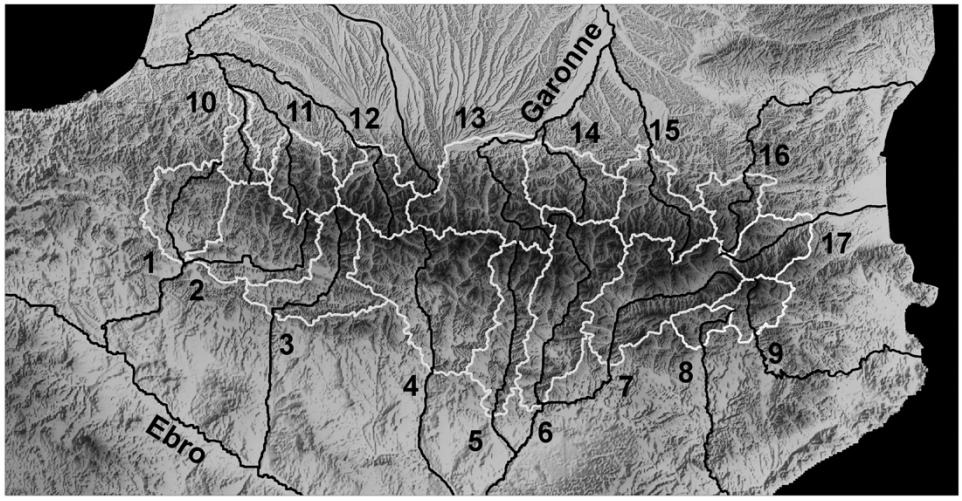


Figure 7

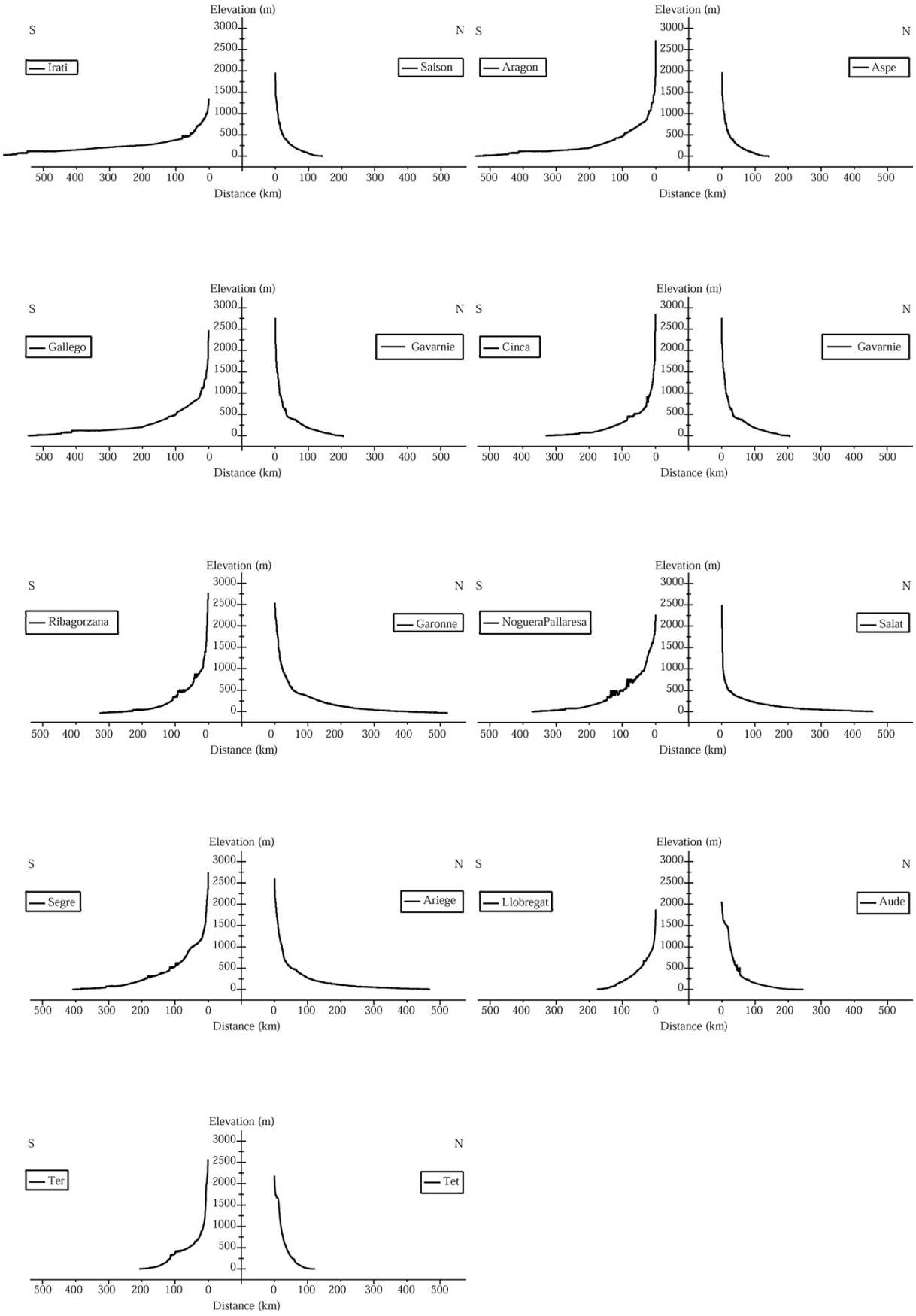

Elevation (m)
S
N
Irati
Saison
Aragon
Aspe
Gallego
Gavarnie
Cinca
Gavarnie
Ribagorzana
Garonne
NogueraPallaresa
Salat
Segre
Ariege
Llobregat
Aude
Ter
Tet
3000
2500
2000
1500
1000
500
0
500 400 300 200 100 0 0 100 200 300 400 500
Distance (km)

Figure 8

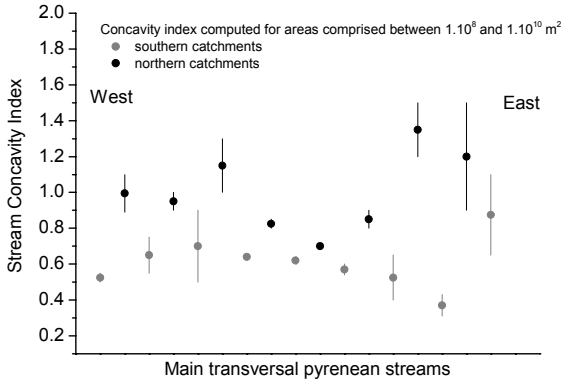


Figure 9A

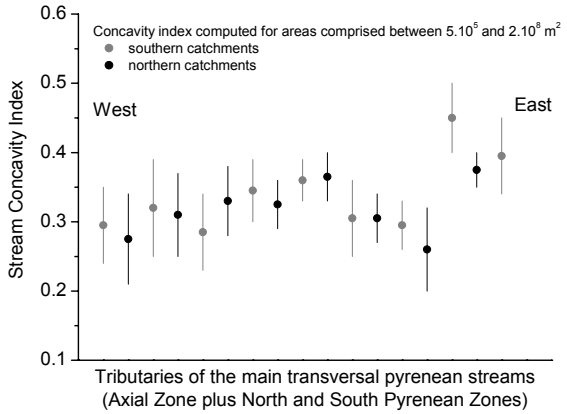


Figure 9B

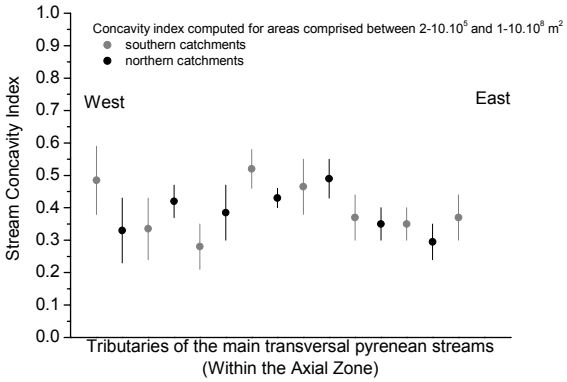


Figure 9C

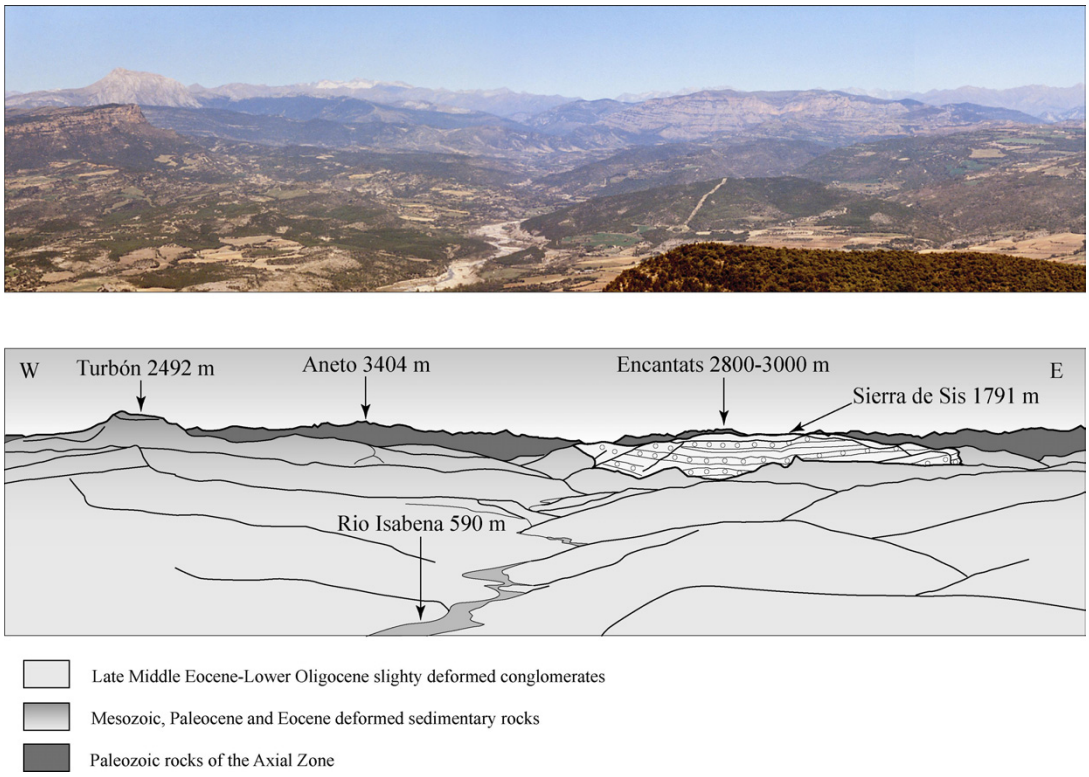


Figure 10A

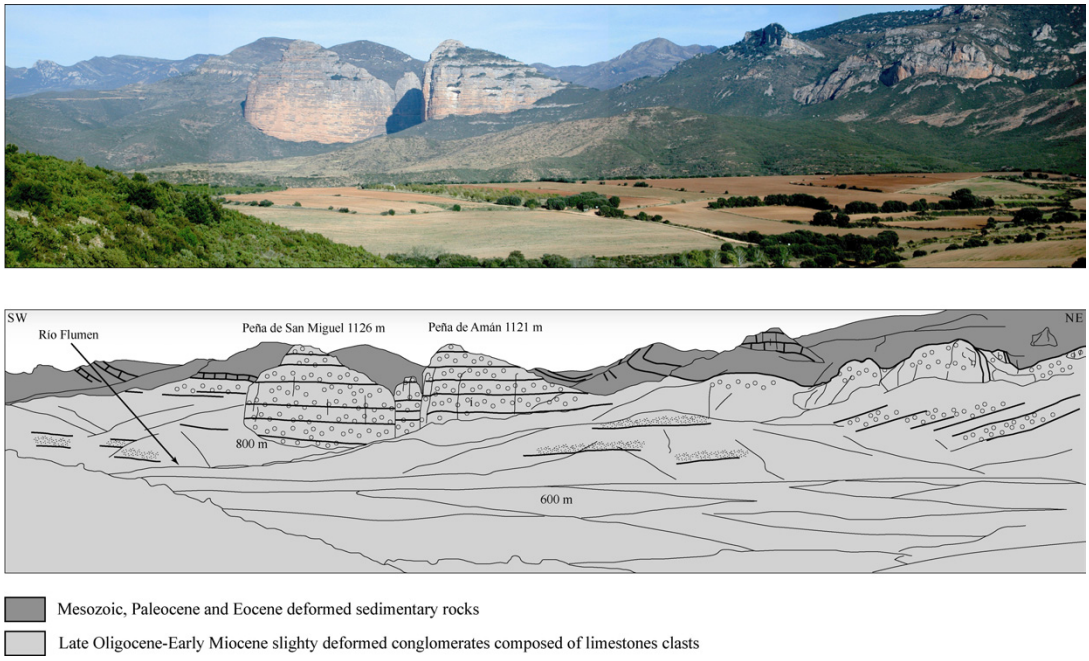


Figure 10B

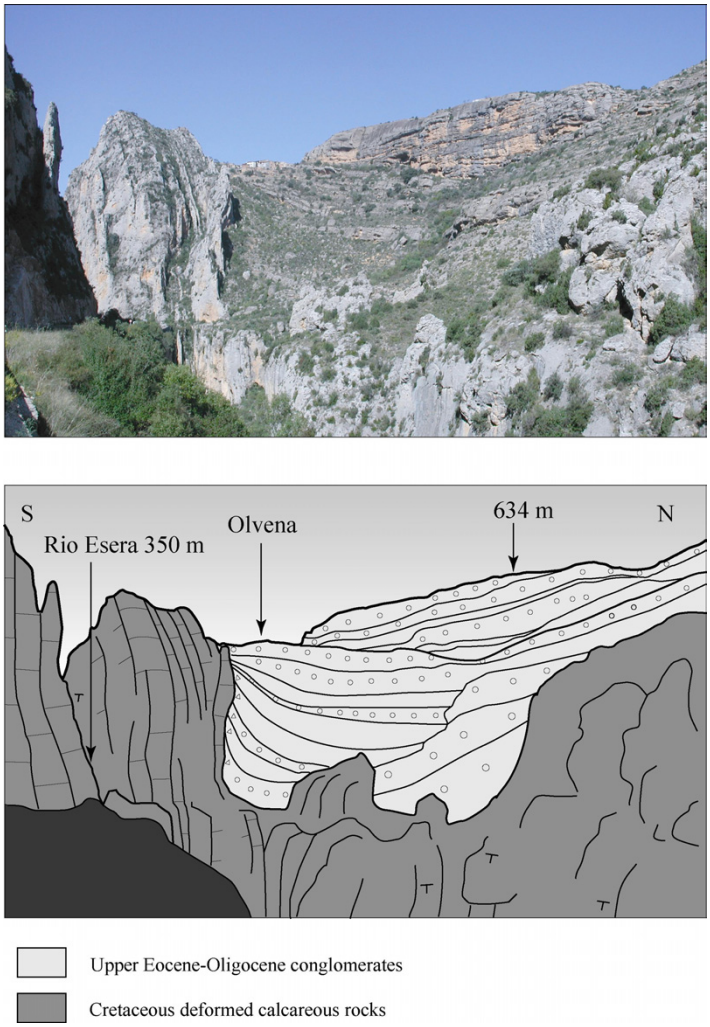

S
Rio Esera 350 m
Olvena
634 m
N
Upper Eocene-Oligocene conglomerates
Cretaceous deformed calcareous rocks

Figure 10C

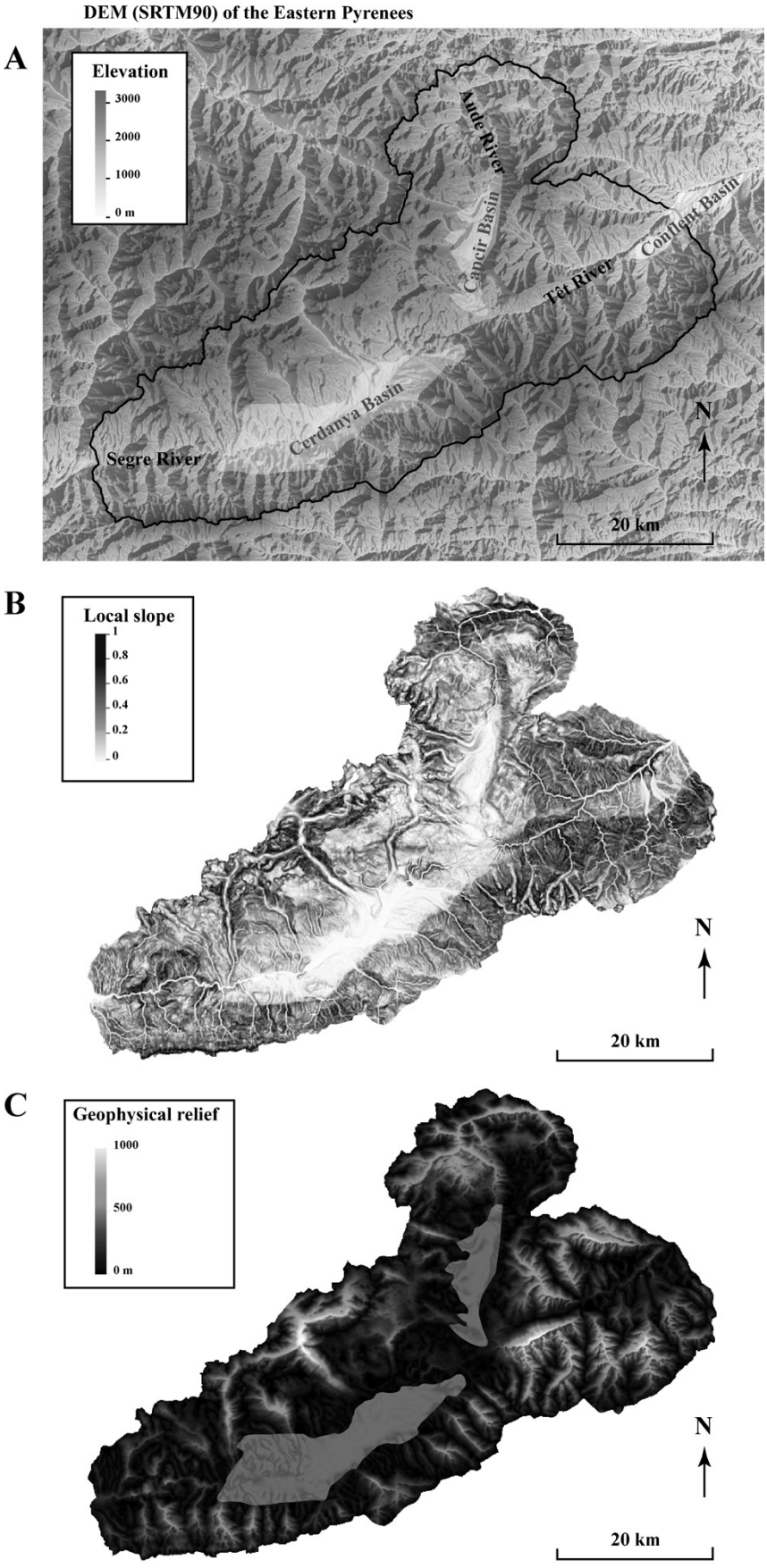

DEM (SRTM90) of the Eastern Pyrenees
A
Elevation
3000
2000
1000
0 m
Aude River
Cançir Basin
Tât River
Conflent Basin
Cerdanya Basin
Segre River
N
20 km
B
Local slope
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
N
20 km
C
Geophysical relief
1000
500
0 m
N
20 km

Figure 11

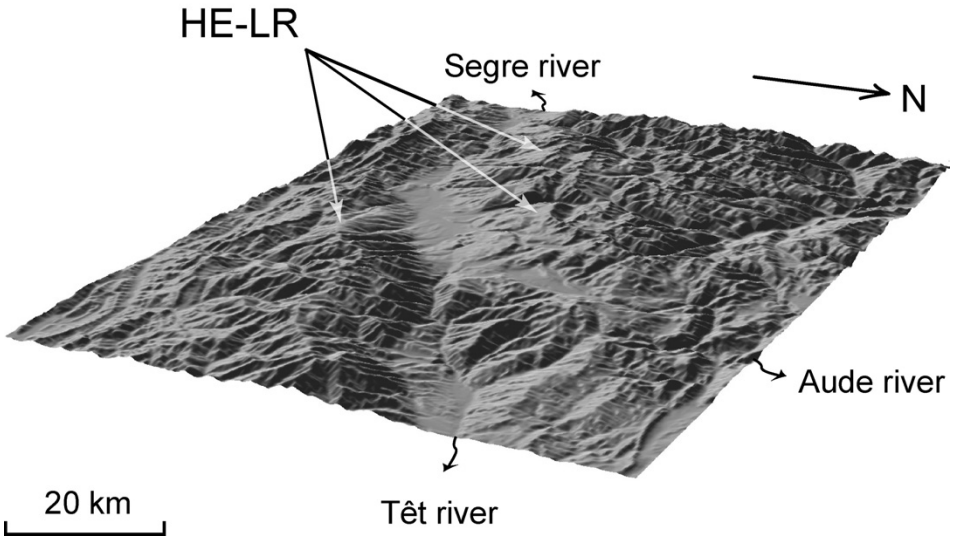


Figure 12

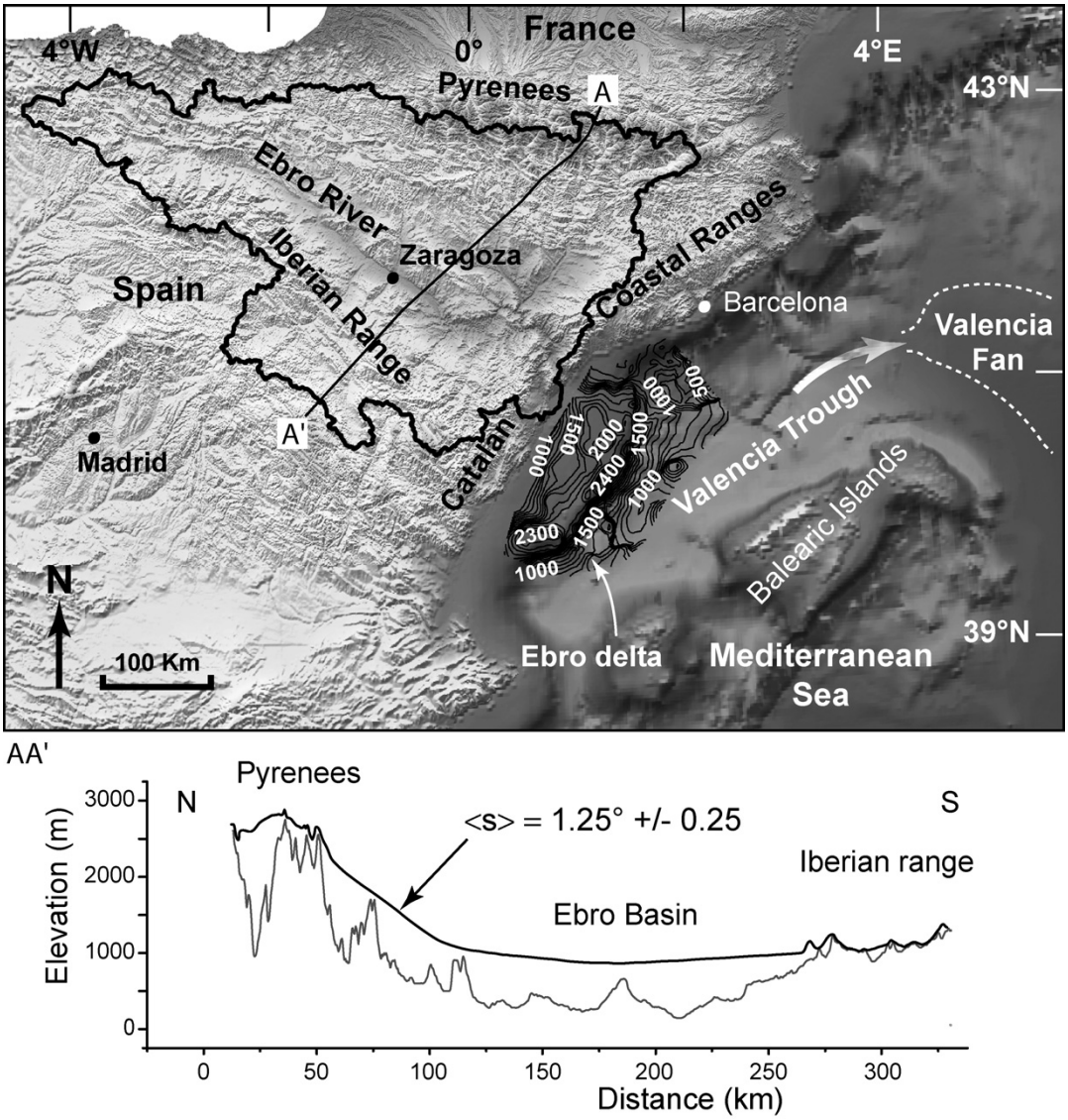

France
4°W
0°
4°E
43°N
Pyrenees
A
Ebro River
Iberian Range
Zaragoza
Spain
Coastal Ranges
Barcelona
Valencia
Fan
Madrid
A'
Catalan
Valencia Trough
Balearic Islands
N
100 Km
Ebro delta
Mediterranean
Sea
39°N
AA'
Pyrenees
N
S
<s> = 1.25° +/- 0.25
Iberian range
Ebro Basin
Elevation (m)
Distance (km)

Figure 13

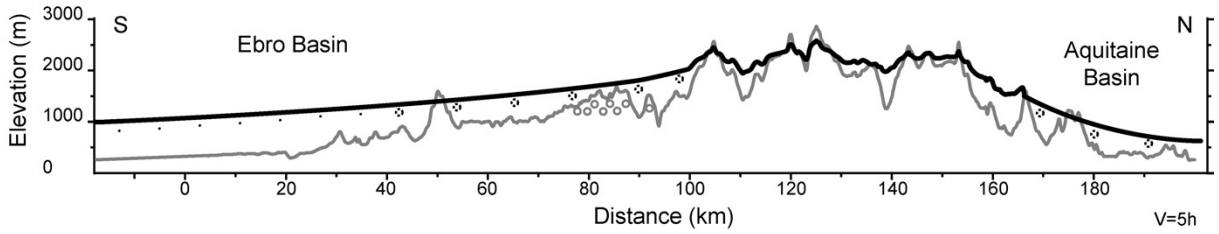

S
N
Ebro Basin
Aquitaine
Basin
Elevation (m)
3000
2000
1000
0
0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
Distance (km)
V=5h

Figure 14

1.2. Sur l'âge de la connexion de l'Ebre à la méditerranée

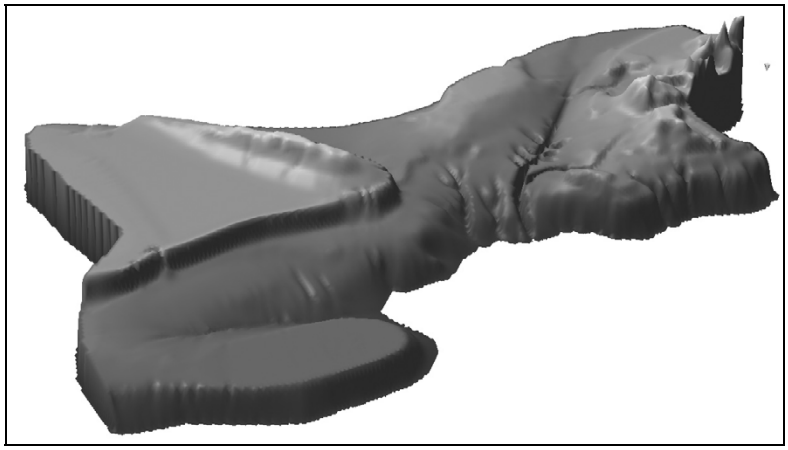
Does the Ebro river connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis?

J. Babault[1], N. Loget[1], J. Van Den Driessche[1], S. Castelltort[2], S. Bonnet[1], and P. Davy[1]

[1] Géosciences Rennes, Université de Rennes1, UMR CNRS 6118, Rennes, France

[2] ETH Department of Earth Sciences, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zurich, Switzerland

Submitted at Journal of Geological Society of London



DOES THE EBRO RIVER CONNECT TO THE MEDITERRANEAN BEFORE THE MESSINIAN SALINITY CRISIS?

J. Babault, N. Loget, J. Van Den Driessche, S. Castelltort, S. Bonnet, and P. Davy.
Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1

Abstract

The connection of the Ebro river to the Mediterranean is supposed to have played a major role in the relief rejuvenation of northern Spain and especially of the South-Pyrenees by lowering the initial base level of the Ebro endoreic drainage area down to the sea level. However, the timing and causes of this connection are still debated. A fundamental question in particular is: was the Ebro river connected to the Mediterranean before or after the Messinian Salinity Crisis. Morphologic analysis and landscape evolution numerical modelling show that this connection did not exist before the Messinian Salinity Crisis but is effective from the Pliocene onward due to progressive regressive erosion, enhanced by climate shift.

Keywords: Ebro river connection, Messinian Salinity Crisis, Sea level fall, Surface process model.

The Ebro Basin in NE Spain corresponds to the southern foreland basin of the Pyrenees with a Tertiary sedimentary fill. Until the end of the Eocene, the basin was open towards the Atlantic Ocean. Further tectonic shortening along the Pyrenees and the Iberian Range closed this western marine connection, resulting in endorheic drainage and lacustrine sedimentation during the Oligocene and the Miocene. At present the Ebro Basin is drained through the Ebro River toward the Mediterranean Sea.

When did the piracy of the endoreic Ebro basin exactly occur is still the subject of debate. For some authors (e.g. Coney et al. 1996, Garcia-Castellanos et al. 2003) the capture started during the Late Miocene (around 10 Ma), but for others (e.g. Nelson & Maldonado 1990, Coney et al. 1996) it was induced by the Messinian Salinity Crisis (MSC) that lasted from 5.96 Ma to 5.32 Ma. During the MSC, the dramatic Mediterranean sea-level fall of *ca*

1500 m (Hsü et al. 1973, Ryan 1976) induced the formation of deep canyons which re-incised the pre-existing drainage network by regressive erosion all around the Mediterranean region. In the Rhone valley, fluvial incision propagated more than 300 km inland and canyons depth reached more than 1000 m in the downstream part (e.g. Clauzon 1973, 1982). The present drainage area of the Ebro basin (A=$0.9.10^5$ Km²) is similar to that of the Rhone (A=1.10^5 Km²). Therefore, if the Ebro basin was connected to the Mediterranean before or during the MSC then similar canyons as all around the Mediterranean would have developed within the Ebro Basin. However, none has been identified at present. The figure 1 shows that the Messinian incision propagated inland the major drainage basins around the Mediterranean as a function of their drainage area. This is not the case for the Ebro river. Those elements suggest that the Ebro river was not flowing into the Mediterranean before the MSC. We test this possibility by investigating the erosion dynamics related to the Messinian base level drop with the numerical landscape evolution model EROS. We conclude that the Ebro Basin was not connected to the Mediterranean before the Pliocene.

Numerical modelling

Principles. The principle of the following modelling has been described elsewhere (Davy & Crave 2000, Crave & Davy 2001, Loget et al. 2003). It assumes that erosion laws in the past were similar to that deduced from the analysis of current topography. It also considers that erosion on regional scale is almost achieved by rivers so that hillslope erosion can be minimized (Loget et al., Loget et al. 2003). The numerical simulator EROS incorporates a generic stream power law such as:

$$e = kQ^m S^n - e_c \,,$$

where e is the erosional flux, Q the water flow, S the local slope, k and e_c two constants depending on material strength properties, and m and n two exponents related to the time-length scaling (Howard et al. 1994, Whipple & Tucker 1999). Deposition flux is proportional by $1/Lt$ to the sediment concentration in the stream, where Lt is the characteristic transport length of sediments (Beaumont et al. 1992, Crave & Davy 2001). The elevation of the channel bed corresponds to the balance between those two fluxes. Therefore, when Lt is small, the model comes to the transport-limited case and the elevation of the channel bed varies proportionally to the gradient of the sediment flux. By contrast, when Lt is large, rivers carry all the eroded sediment out of the system and the elevation is only controlled by the detachment flux (detachment-limited model).

In the present modelling, the values of the different parameters (m = 1.5, n = 1, Lt = 0.2 km) are deduced from the modelling of the Messinian Rhone valley (Loget et al., Loget et al. 2003). Numerical times that correspond to the duration of the Messinian Salinity Crisis range from 20 to 40. All the rivers around the Mediterranean flowed on very different terranes during the sea-level drop but were all incised by deep canyons though. Therefore, the threshold e_c is considered as negligible at regional scale and the bedrock erodibility k is set as unity and spatially homogeneous.

Pre-Messinian topography. We test four scenarios with regard to the morphology of the eastern edge of the Ebro basin. Except for this eastern edge, the slope of the basin margins has been deduced from the present-day morphology by smoothing the contour lines derived from the current DEM GTOPO 30 (Fig. 2). Indeed, since the late Miocene the stress field and resulting deformation pattern did not varied significantly in this area (Bergerat 1987, Herraiz et al. 2000) and therefore regional slopes were dipping as the present ones.

The first case considers that the Ebro River was already connected to the Mediterranean Sea before the onset of the MSC. The second configuration assumes that the eastern edge of the Ebro basin was corresponding to a high elevated, flat topography, due to the overfilling up to 1000 m of the endorheic basin (Coney et al. 1996). In the third case, the Ebro basin is separated from the Mediterranean sea by a topographic barrier that would correspond to the Catalan Coastal Ranges. The fourth experiment involves the same basin configuration as in the second experiment, but without a sea-level drop, that is, the base level is considered to be similar as the present one.

Results

In all the experiments represented on figure 2, when topographic profiles lie below initial profiles it means that streams incise, and conversely if topographic profiles lie above, streams are depositing sediment.

Experiment 1 shows that a deep canyon (up to 750 m) develops after t = 40 and rapidly propagate inland (about 300 km with regard to the present coast line) in a similar way as canyons did in many pre-Messinian valleys around the Mediterranean, in particularly in the Rhone valley (Clauzon 1982, Loget et al. 2003).

In experiment 2, a stream starts to incise the eastern edge, but it propagates on a distance that is much shorter than in experiment 1 after the same time (about 150 km). The maximum incision is of about 500 m. The period required for incision to propagate as far as in

experiment 1 is t = 100, i.e. 2.5 times the period needed with the configuration of experiment 1, that represents the real duration of the MSC.

Experiment 3 shows that if any relief existed between the basin and the Mediterranean Sea, no stream could have cut through it and entered the basin.

As mentioned before, the configuration of experiment 4 is similar to experiment 2, but it does not involve a sea-level drop. The results of experiment 4 show that even in this case the stream eventually enters the basin.

Discussion

Offshore deep Messinian canyons exist along the Spanish Mediterranean shelf but canyons enter only a few kilometres inland with regard to the present coast line (Agustí et al. 1983, Arasa Tuliesa 1990, Maillard 1993). No fluvial incision has been identified within the Ebro basin. We have to keep in mind that the lack of canyon evidence in the Ebro basin could be due to erosion that occurs since the Messinian. Indeed several works have argued for the existence of a thick Tertiary cover (up to 1000 m) that would have been removed by further erosion. Except for experiment 3, all the experiments show more or less deep incisions of the Ebro basin. Following experiment 1, if the Ebro basin was already connected to the Mediterranean Sea before the MSC, a deep canyon would have deeply incised onshore and entered within the Ebro basin, up to a distance near Zaragoza. Experiment 3 suggests that if any relief was overhanging the eastern edge of the Ebro basin, no stream flowing toward the Mediterranean could have entered the basin. However, the present modelling only address fluvial erosion and does not take into account hillslope surface processes, such as landslide, or groundwater-sapping effects as well. Therefore we cannot exclude that this would have induced the breaking of a possible topographic barrier, but to our knowledge, there is no evidence of such processes in the sediment record. There is no more evidence for tectonic process such as NW-SE directed normal faulting that could explain the breaking of a topographic barrier at the onset of the MSC.

On the other hand the experiments 2 and 4 show that regressive erosion could result in Ebro basin capture if this latter was overfilled “to the brim”, that is, the western flank of the Catalan Coastal Ranges were buried under sediments. In these experiments vertical incision within the basin does not exceed 500 m, so that the lack of evidence for Messinian incision is likely to relate to further erosion. Both deepness and length of incision depend on the sea-level: the lower is the sea-level, the deeper and longer the incision. These two experiments suggest that the sea-level during the MSC was not a sine qua non condition to induce the

capture of the Ebro basin although this could have favoured it (see also Garcia-Castellanos et al. 2003).

Yet, our results are at the opposite with recent interpretation following which the Ebro basin was already connected via the Ebro river to the Mediterranean Sea before the Messinian. Such interpretation relies on mass balance between eroded materials coming from the Ebro basin and the surrounding ranges, and coeval sediments within the Valencia through. A first order estimate shows that the missing volume of material within the Ebro Basin and the surrounding ranges is balanced by the Pliocene-Quaternary deposits within the Valencia Trough (Fig. 3). This argues for the non-connection of the Ebro basin before the MSC, but requires minimizing erosion within the surrounding ranges. Indeed, Garcia-Castellanos et al's interpretation suggests that 10000 km3 of material have been removed since the Late Miocene, whereas the present analysis involves only 4000 km3. Garcia's interpretation is based on local denudation rate estimates deduced from thermochronology, implying up to 2-3 km of denudation within the Axial Zone of the Pyrenees since the Miocene (Fitzgerald et al. 1999). It is behind the scope of the present work to discuss in detail such estimates, but we would like to remark that it has been recognized for a long time that one of the main morphological characteristics of the surrounding ranges, and especially of the Pyrenees, is the occurrence of a high elevated (more than 2000 m), low relief erosional surface, now dissected by the recent drainage network, and which age is related to the Miocene (Birot 1937, De Sitter 1952). This suggests that erosion since the Miocene within the Axial Zone of the Pyrenees just corresponds to the present dissection of this erosional palaeosurface (see figure 3) and that local denudation rates deduced from thermochronology are far overestimated when applied at regional scale in the present case.

The lack of Messinian deep incision with the Ebro valley, by contrast with the development of many canyons around the Mediterranean for similar drainage basins, precludes, to our opinion, any connection of the Ebro river to the Mediterranean sea before the MSC. It is likely that the piracy of the Ebro river by the Mediterranean was favoured by the sea-level drop during the MSC, but as mentioned before it was not a requisite condition. On the other hand a necessary condition appears to be the overfilling of the Ebro basin. Finally our experiments do not take into account any major climatic change such as the one known to occur during Pliocene times. A significant increase of runoff is likely to have enhanced regressive erosion and thus a possible capture of the Ebro river from the Pliocene onward.

References

Agustí, J., Anadón, P. & Julia, R. 1983. Nuevos datos sobre el Plioceno del Baix Ebre. Aportación a la correlación entre las escalas marina y continental. *Acta Geologica Hispanica*, **18**, 123-130.

Ambert, P., Aguilar, J.-P. & Michaux, J. 1998. Evolution géodynamique messinio-pliocène en Languedoc central : le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (sud de la France). *Geodinamica Acta*, **11**, 139-146.

Arasa Tuliesa, A. 1990. El terciario del Baix Ebre: Aportaciones estratigráficas y sedimentológicas. *Acta Geologica Hispanica*, **25**, 271-287.

Arenas, C. 1993. *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*.Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain.

Beaumont, C., Fullsack, P. & Hamilton, J. 1992. Erosional control of active compressional orogens. *In:* McClay, K. R. (eds) *Thrust Tectonics*, 1-18.

Bergerat, F. 1987. Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6**, 99-132.

Birot, P. 1937. *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*.Thèse, Paris.

Chumakov, I. S. 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt. *In:* Kaneps, A. G. (eds) *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **13**. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1242-1243.

Clauzon, G. 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone valley. *In:* Kaneps, A. G. (eds) *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **13**. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1251-1256.

Clauzon, G. 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications. *Mar. Geol.*, **27**, 231-246.

Clauzon, G. 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve désicive du "dessicated deep basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. Geol. France*, **24**, 231-246.

Clauzon, G., Aguilar, J. P. & Michaux, J. 1987. Le bassin pliocene du Roussillon (Pyrenees-Orientales, France): exemple d' evolution geodynamique d' une ria mediterraneenne consecutive a la crise de salinite messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **304**, 585-590.

Coney, P. J., Muñoz, J. A., McClay, K. R. & Evenchick, C. A. 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *Journal of the Geological Society London*, **153**, 9-16.

Crave, A. & Davy, P. 2001. A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computers & Geosciences*, **27**, 815-827.

Davy, P. & Crave, A. 2000. Upscaling Local-Scale Transport Processes in Large-Scale Relief Dynamics. *Phys. Chem. Earth (A)*, **25**, 533-541.

De Sitter, L. U. 1952. Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. *American Journal of Science*, **250**, 297-307.

Fitzgerald, P. G., Muñoz, J. A., Coney, P. J. & Baldwin, S. L. 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 157-70.

Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. & Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2347-2364.

Hack, J. T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **294**, 45-94.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simón, J. L., González-Casado, J. M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M. A., Cicuéndez, J. I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A. L., Ramírez, M. & Lucini, M. 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, **19**, 762-786.

Howard, A. D., Dietrich, W. E. & Seidl, M. A. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13,971-13,986.

Hsü, K. J., Cita, M. B. & Ryan, W. B. F. 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *In:* Kaneps, A. G. (eds) *Initial reports of the deep sea drilling project*, **13**. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1203-1231.

Loget, N., Davy, P. & Van Den Driessche, J. 2003. Large-scale erosion processes and parameters derived from a modeling of the Messinian salinity crisis. *EGS-EUG-AGU, Nice*.

Loget, N., Van Den Driessche, J. & Davy, P. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Submitted to Terra Nova*.

Maillard, A. 1993. *Structure et riftogénèse du Golfe de Valence (Méditerranée Nord-Occidentale)*.Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, Paris.

Montgomery, D. R. & Dietrich, W. E. 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science*, **255**, 826-830.

Nelson, C. H. 1990. Estimated post-Messinian supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain. *Marine Geology*, **95**, 395-418.

Nelson, C. H. & Maldonado, A. 1990. Factors controlling late cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Marine Geology*, **95**, 419-440.

Ryan, W. B. F. 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, **23**, 791-813.

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. *J. Geophys. Res.*, **104**, 17,661-17,674.

Figure captions

Figure 1: Distance of headwater position from the present outlet (river length) vs. current drainage area for some Mediterranean rivers.

Red circles: present headwater position; black circles: Messinian headwater. N-Nil; R-Rhone; E-Ebro; H-Herault; O-Orb; TT-Têt; TC-Tech; m and c: index for Messinian and current respectively.

(Database compiled after (Chumakov 1973, Clauzon 1978, 1982, Clauzon et al. 1987, Ambert et al. 1998).

The length of current rivers is a function of drainage area, such as $L=2.5A^{0.5}$, that corresponds to the Hack's law (Hack 1957, Montgomery & Dietrich 1992). When plotted against current drainage areas, lengths of Messinian canyons follow a similar law such as $L=1.3A^{0.45}$, except for the Ebro. This strongly suggests that (1) the pre-Messinian drainage areas were similar to the present ones, (2) the duration of the Messinian sea-level drop was not enough long for fluvial incision to propagate up to pre-Messinian headwaters, and (3) the pre-Messinian drainage area of the "Ebro" was much less extensive than the present one or (4) the Ebro was not yet connected to the Mediterranean. (see text for further discussion).

Figure 2: Numerical modelling of the western Mediterranean drainage system after a 1500 m sea-level drop (vertical dilatation x 32).

CCR-Catalan Coast Ranges; MSL-Messinian Sea-Level; t=40: numerical time that corresponds to the duration of the MSC (Loget et al. Submitted).

Three configurations (A, B, C) of the eastern edge of the Ebro basin at the onset of the MSC nave been tested:

A. The Ebro river was already connected to the Mediterranean Sea (experiment 1);

B. The eastern edge of the Ebro basin was corresponding to a high elevated, flat topography, resulting from the overfilling of the endorheic basin up to 1000 m a.s.l. (experiment 2);

C. The Ebro basin is separated from the Mediterranean Sea by a topographic barrier that would correspond to the CCR (experiment 3);

D. In this experiment the configuration is similar to that in B, but no sea-level drop occurred, that is, the base level is considered to be similar to the present one. This experiment has been

designed to test the real influence of the MSC sea-level drop on the incision propagation (experiment 4).

Figure 3: Estimate of the eroded volume in the Ebro basin since the Pliocene.

(Top): Topography of the Ebro drainage area (SRTM90m). Black line onshore: location of the topographic profiles. Black lines offshore: isobaths of Pliocene and Quaternary deposits. The volume of post-Messinian detrital within the Valencia through has been determined to 25 700 km^3 from the difference between the Messinian top-surface and the current bathymetry (Accurate reconstruction of the top-Messinian surface is from Maillard (1993)). Nelson (1990) estimated the volume of post-Messinian detrital sediments that are discharged by the Ebro river in the Valencia fan to 6300 km^3. This provides a total amount of post-Messinian sediment of 32 000 km^3.

(Bottom): Palaeotopograpphy computed by drawing a surface between the Pyrenean summits. The centre of the Ebro basin is a through, the maximum elevation of which is 860 m (Arenas 1993). Elevation of the basin edges reaches 1000 m. From the southern limit of the Axial Zone to the limit of the South-Pyrenean zone, the palaeosurface elevation decreases from 2000 m to 1000 m. The palaeotopography is calculated with maximum slope values of 1,5° and 1°, respectively. Mean slope value <s> is of 1,25°. Minimum (37 000 km^3) and maximum (38600 km^3) estimates of eroded volume are obtained for slope values of 1,5° and 1° respectively. The eroded volume (37 800 km^3) is comparable to that of post-Messinian deposits in the Valencia through and Valencia fan.

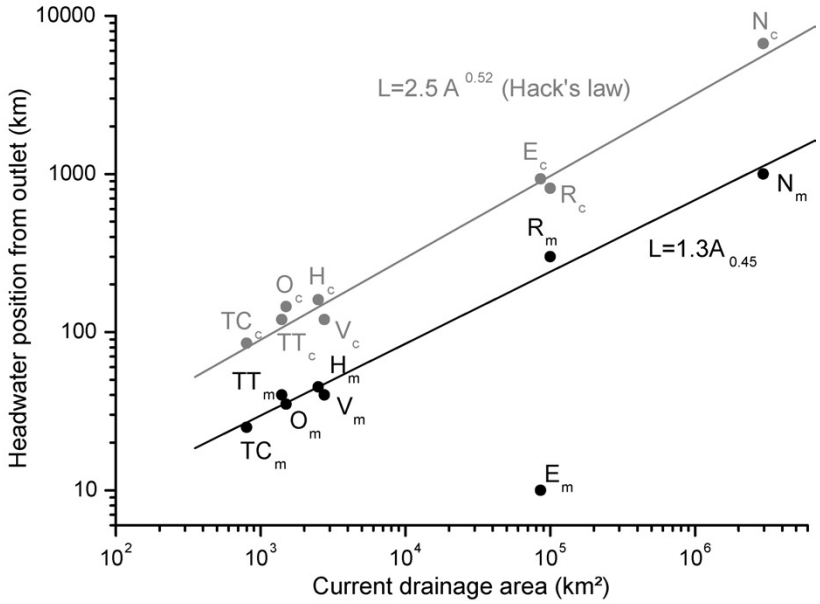

10000
1000
100
10
Headwater position from outlet (km)
L=2.5 A 0.52 (Hack's law)
L=1.3A 0.45
N c
E c
R c
R m
N m
O c
H c
TC c
TT c
V c
H m
TT m
V m
O m
TC m
E m
10 2
10 3
10 4
10 5
10 6
Current drainage area (km²)

Figure 1

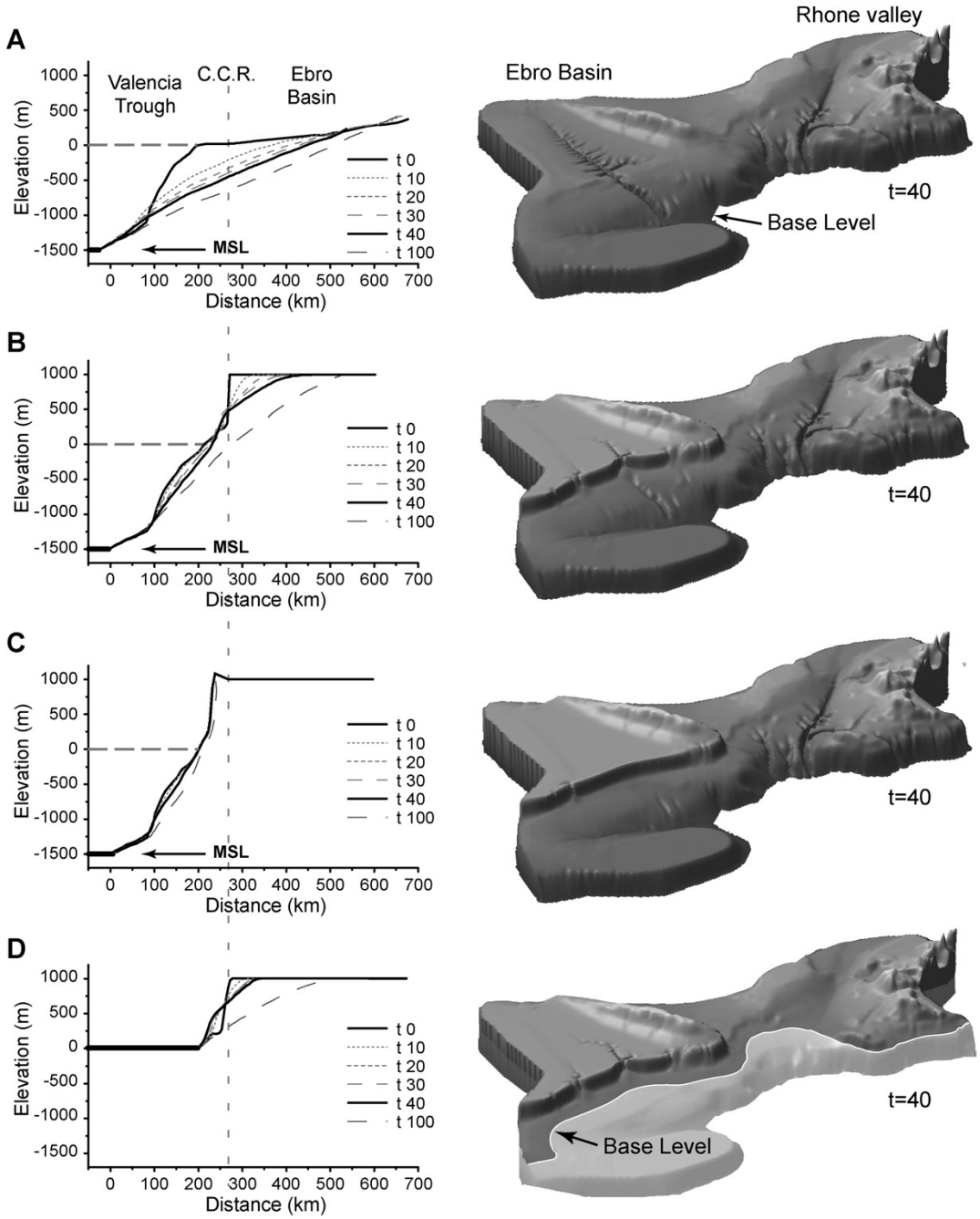

A
Valencia Trough
C.C.R.
Ebro Basin
Elevation (m)
Distance (km)
MSL
t 0
t 10
t 20
t 30
t 40
t 100
Rhone valley
Ebro Basin
t=40
Base Level
B
C
D

Figure 2

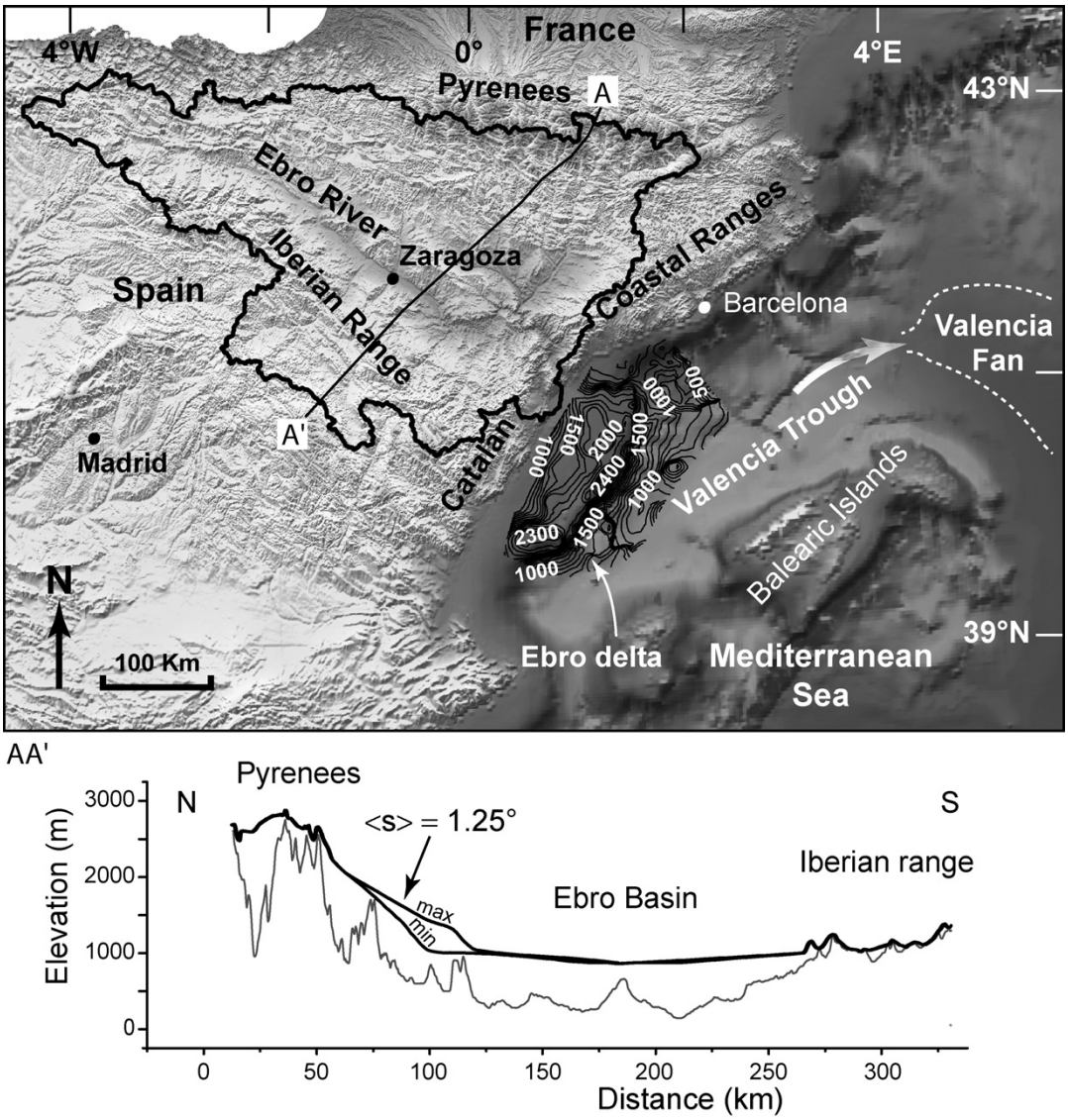

France
4°W
0°
4°E
43°N
Pyrenees
A
Ebro River
Iberian Range
Zaragoza
Coastal Ranges
Spain
Barcelona
Valencia Fan
Valencia Trough
Madrid
A'
Catalan
Balearic Islands
N
100 Km
Ebro delta
Mediterranean Sea
39°N
AA'
Pyrenees
N
S
<s> = 1.25°
Iberian range
Ebro Basin
max
min
Elevation (m)
Distance (km)

Figure 3

1.3. Annexes aux parties 1.1. et 1.2.

Les annexes sont organisées par ordre d'apparence des thèmes dans les articles précédents.

1.3.1. Les données géophysiques dans "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (1. Introduction, p25)_____90

1.3.2. L'estimation du volume érodé dans la chaîne des Pyrénées (Zone Axiale et Zone Nord Pyrénéenne) dans "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (1. Introduction p25)_____94

1.3.3. Le calcul des indices de concavité des principales rivières transverses aux Pyrénées et de leurs affluents dans "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (2.3. Drainage network, p29)_____96

1.3.4. La paléotopographie du versant sud pyrénéen de l'Eocène au Miocène et volume érodé dans le bassin de l'Ebre dans "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (3. Morphological evolution of the southern Pyrenees during Cenozoic, p30)_____103

1.3.5. Coupe, colonne stratigraphique et profil topographique de la Cerdagne dans "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (4. How did the HE-LR surfaces develop ? A high-elevation peneplanation model, p32)_____114

1.3.6. Carte des isobathes de la surface messinienne dans la fosse de Valence "*Does the Ebro river connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis?*" (Discussion, p76)_____116

1.3.1. Données géophysiques

Dans l'introduction, de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" nous présentons le soulèvement récent de 2000 m au Pliocène évoquer par De Sitter (1952) comme paradoxal et sans fondement en l'absence d'évidences d'une déformation compressive Pliocène qui aurait épaissie de 12 km la croûte pour permettre un tel soulèvement. L'imagerie géophysique a permis de montrer que la croûte ibérique tend à subducter sous la croûte européenne au niveau des Pyrénées (Annexe 1). La présence d'une racine crustale sous les Pyrénées est forcément liée à la phase de déformation Pyrénéenne en l'absence de déformation Pliocène et elle ne peut rendre compte d'un soulèvement récent des Pyrénées. La seconde hypothèse avancée par Brunet (1986) qui rendrait compte d'un soulèvement récent fait intervenir la délamination de la racine crustale permettant un soulèvement Pliocène. Les résultats de l'étude tomographique des Pyrénées qui indiquent la présence d'une racine crustale jusqu'à 100 km de profondeur sous les Pyrénées (Annexe 2) réfute l'argumentation de Brunet (1986). Actuellement la sismicité est importante dans les Pyrénées (Annexe 3), cependant l'analyse des mécanismes au foyer ne montre pas un champ de contrainte en compression uniforme dans les Pyrénées (Souriau et al., 2001), la partie ouest présentant un champ de contrainte compressif orienté NW-SE tandis que l'axe compressif généralement subhorizontal ne présente pas de direction dominante à l'Est. Quelques failles inverses quaternaires mineures ont été mises en évidence dans les Pyrénées Orientales (Philip et al., 1992) mais il est difficile d'après ces faibles données de croire à une nouvelle activité compressive qui permettrait un soulèvement des Pyrénées.

D'après les mesures de nivellement, les Pyrénées montent de +/- 0.7 mm/an (Fourniquet and Lenôtre, 1986) voir plus (Ruegg and Kasser, 1983; Giménez et al., 1996). L'erreur sur de telles mesures est grande (Rigo and Cushing, 1999) et n'est probablement pas représentative de l'évolution des 5 derniers millions d'années, d'autant plus que les mêmes valeurs (1 mm/an) ont été obtenus par la même méthode dans d'autre région de France comme le Massif Armoricain ou encore le Massif Central (Lenotre et al., 1999).

Il est en conséquence difficile de conclure à un soulèvement spécifique actuel de la chaîne même si la sismicité témoigne d'une certaine activité.

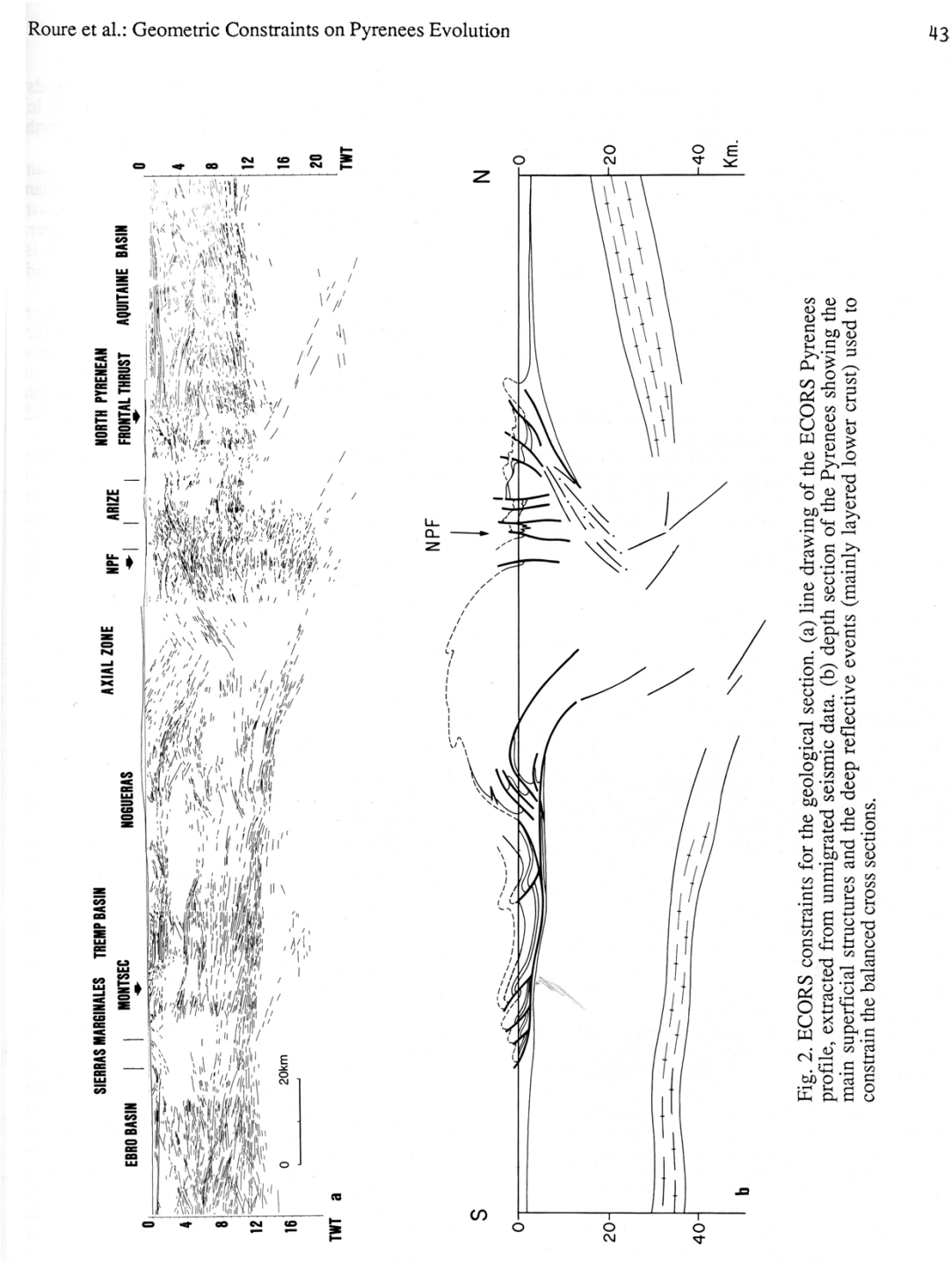


Fig. 2. ECORS constraints for the geological section. (a) line drawing of the ECORS Pyrenees profile, extracted from unmigrated seismic data. (b) depth section of the Pyrenees showing the main superficial structures and the deep reflective events (mainly layered lower crust) used to constrain the balanced cross sections.

Annexe 1: Profil sismique ECORS, line drawing et interprétation qui montrent la subduction de la croûte Ibérique sous la plaque Europe (d'après, Roure et al., 1989).

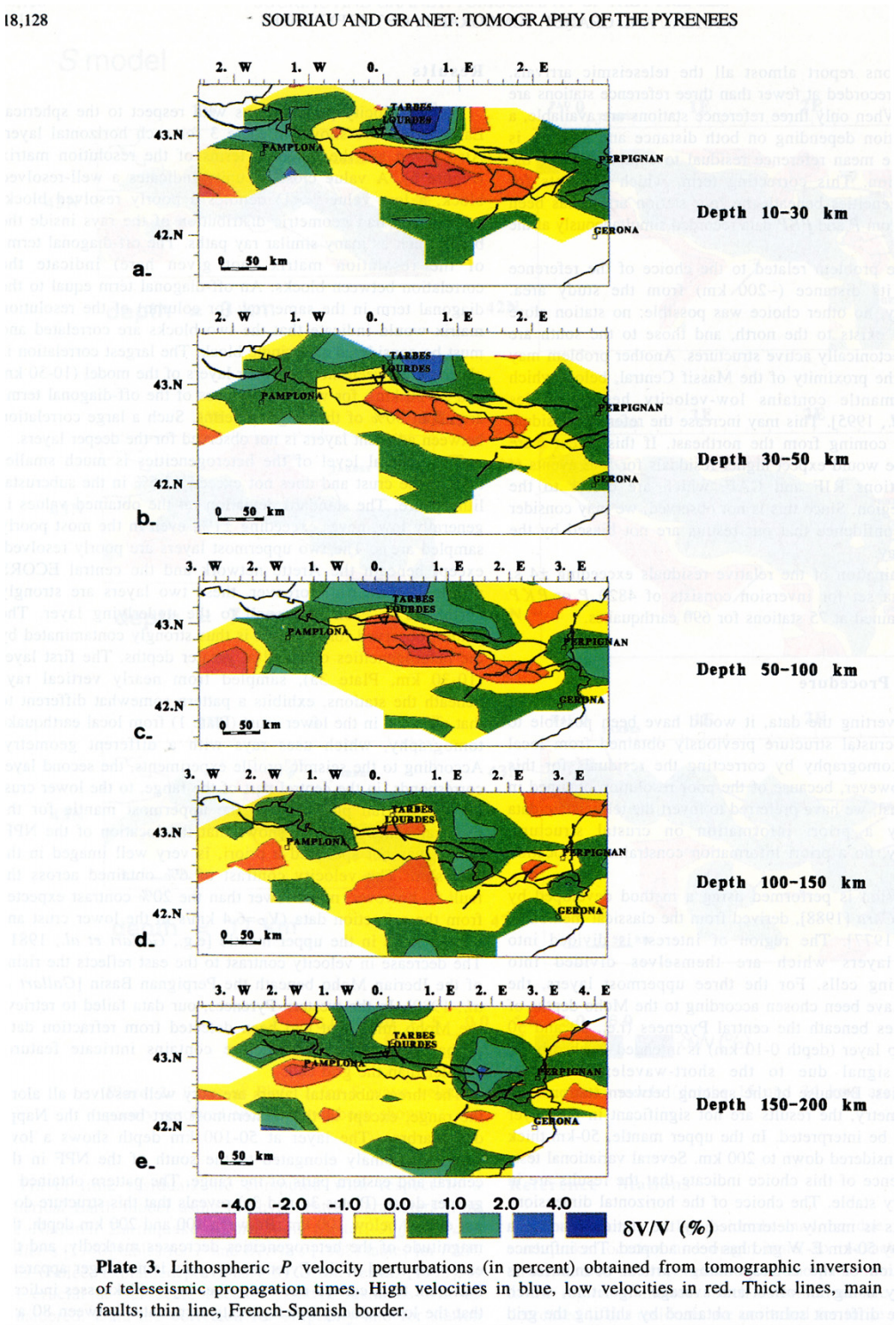


Plate 3. Lithospheric *P* velocity perturbations (in percent) obtained from tomographic inversion of teleseismic propagation times. High velocities in blue, low velocities in red. Thick lines, main faults; thin line, French-Spanish border.

Annexe 2: Le model tomographique sous crustal de Souriau et Granet (1995) révèle la présence d'une bande étroite à faible vitesse qui s'étant jusqu'à 80-100 km de profondeur sous les Pyrénées. Cette structure est attribuée à une portion de croûte inférieure subductée pendant la convergence des plaques Ibérique et Eurasie.

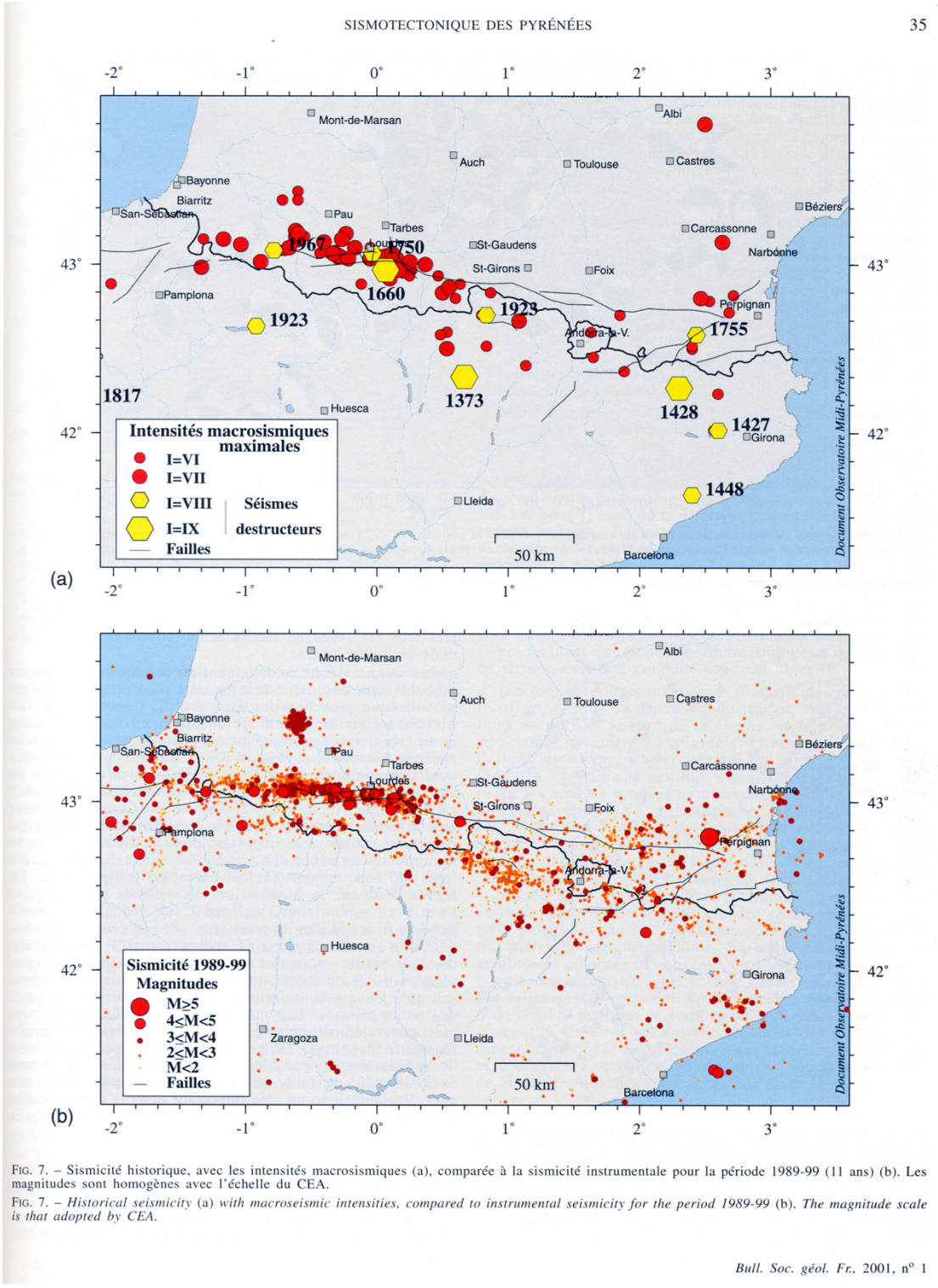


FIG. 7. – Sismicité historique, avec les intensités macrosismiques (a), comparée à la sismicité instrumentale pour la période 1989-99 (11 ans) (b). Les magnitudes sont homogènes avec l'échelle du CEA.

FIG. 7. – *Historical seismicity* (a) *with macroseismic intensities, compared to instrumental seismicity for the period 1989-99* (b). *The magnitude scale is that adopted by CEA.*

Bull. Soc. géol. Fr., 2001, n° 1

Annexe 3: Les cartes de sismicité historique et instrumentale (1989-1999) montrent que les séismes sont principalement regroupés le long de la faille Nord Pyrénéenne dans la partie ouest et qu'ils ont une distribution plus diffuse dans la partie est (Souriau et al., 2001). La faille Nord Pyrénéenne n'apparaît pas comme une structure active unique, mais comme une succession de zones actives qui ne suivent pas nécessairement le tracé de la faille déduit des observations géologiques (Choukroune and Seguret, 1973).

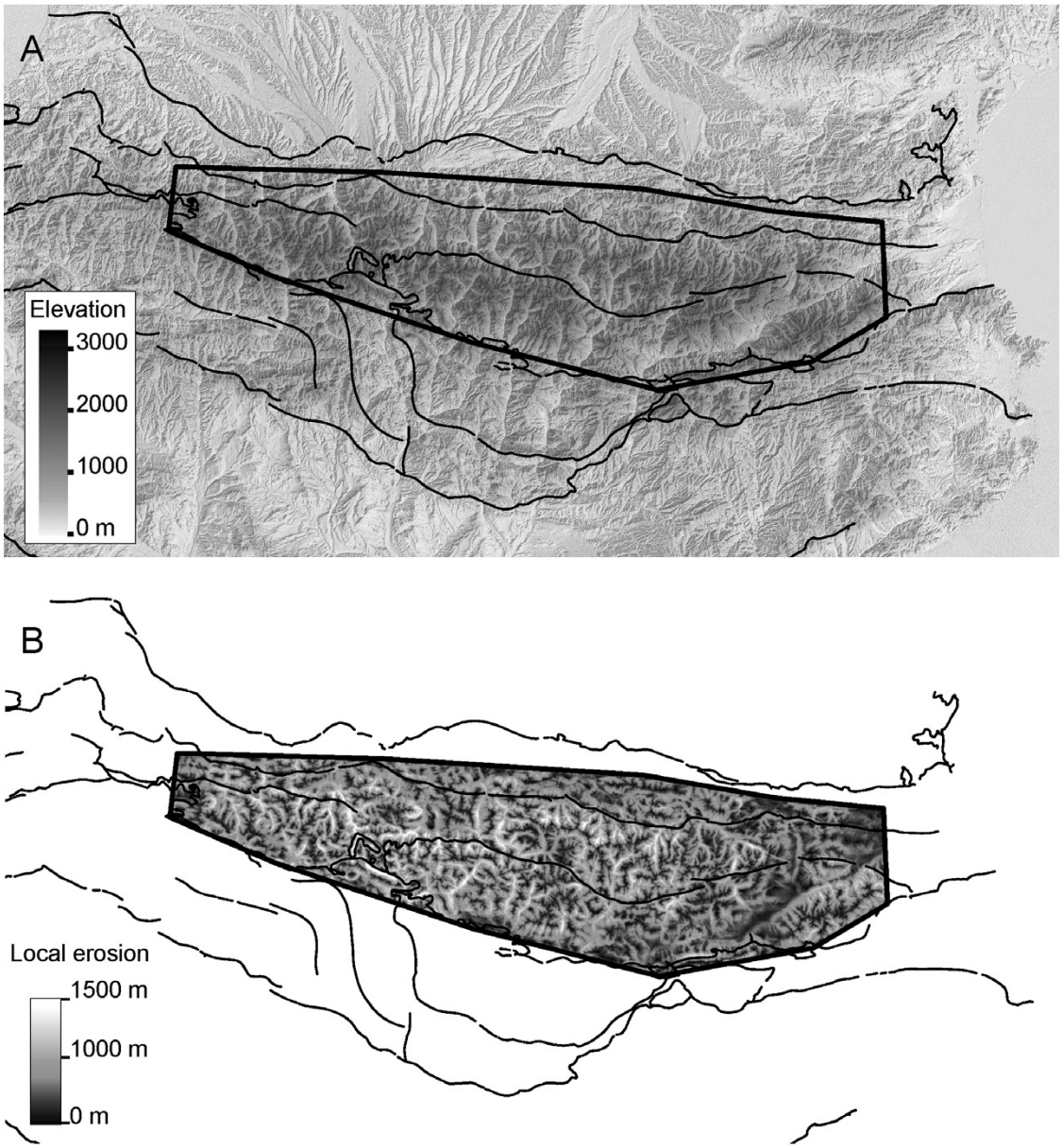
1.3.2. Estimation du volume érodé dans la chaîne des Pyrénées

En faisant l'hypothèse que les sommets n'ont pas été érodé, nous avons estimé la quantité d'érosion locale (à la résolution du pixel du Modèle Numérique de Terrain, i.e. 90 m) depuis la dissection des HE-LR dans les Pyrénées (méthode en légende de l'annexe 4). L'érosion ainsi calculée est maximale dans les vallées où elle atteint 1000 à 1500 m. La valeur moyenne d'érosion sur l'ensemble des Pyrénées est de 500 m. Cette valeur équivaut à l'érosion d'une tranche de 500 m sur l'ensemble des Pyrénées, ce qui n'est pas réaliste mais qui est la valeur qui nous intéresse pour estimer la quantité de réajustement isostatique suivant le modèle de Molnar et England (1990). D'après leur modèle, les pics seraient monté de 415 m (5/6×500) par réajustement isostatique suite à l'incision des vallées pyrénéennes.

Dans la section 1.2., en légende à la Figure 3 de l'article «Does the Ebro river connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? » nous décrivons une première méthode utilisé (méthode 1) pour calculer la quantité d'érosion locale (concernant la zone axiale des Pyrénées) qui consiste à draper une surface passant par les pics et à la soustraire à la topographie actuelle. Pour une même zone correspondant à la zone axiale du versant sud pyrénéen, la méthode 2 (cf. annexe 4) sous estime de 75% le volume érodé estimé par la méthode 1. Cependant, nous avons préféré cette méthode à la première pour calculer l'érosion locale de l'ensemble du massif pyrénéen pour la rapidité et la simplicité de sa mise en œuvre.

La quantité d'érosion moyenne estimée par la méthode 2 (500 m) serait de 670 m par la méthode 1 si le rapport d'estimation ne varie pas dans l'espace. Ainsi, la valeur de soulèvement correspondant, selon le modèle de Molnar et England (1990), serait de 550 m.

En conséquence, l'érosion moyenne estimée (500-670 m) dans les Pyrénées, en faisant l'hypothèse que les sommets n'ont pas été érodé depuis le Miocène serait responsable d'un soulèvement par réajustement isostatique de 415 à 550 m. Ce résultat confirme une position déjà élevée des surfaces d'érosion (aujourd'hui entre 2000 et 3000 m) avant l'incision Plio-Quaternaire. Comme nous l'avons noté dans l'introduction de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (p25), le modèle de Molnar et England (1990) ne rend pas compte de l'altitude actuelle des surfaces d'érosion pyrénéennes.



Annexe 4: (A) Modèle Numérique de Terrain de Pyrénées (source SRTM90) et failles majeures. (B) Erosion locale dans les Pyrénées. L'érosion locale est calculée par soustraction de l'altitude maximale à la topographie dans une aire délimitée par les fronts topographiques nord et sud pyrénéens. L'altitude maximale est calculée par le passage d'une cellule mobile de 5 km de diamètre sur l'ensemble du MNT. En chaque point la valeur maximum est attribuée au centre du cercle. Notez que l'aire pour laquelle l'érosion locale a été calculée correspond également à l'aire pour laquelle l'altitude moyenne des Pyrénées (1500 m) a été calculée et présentée dans l'introduction de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (p25).

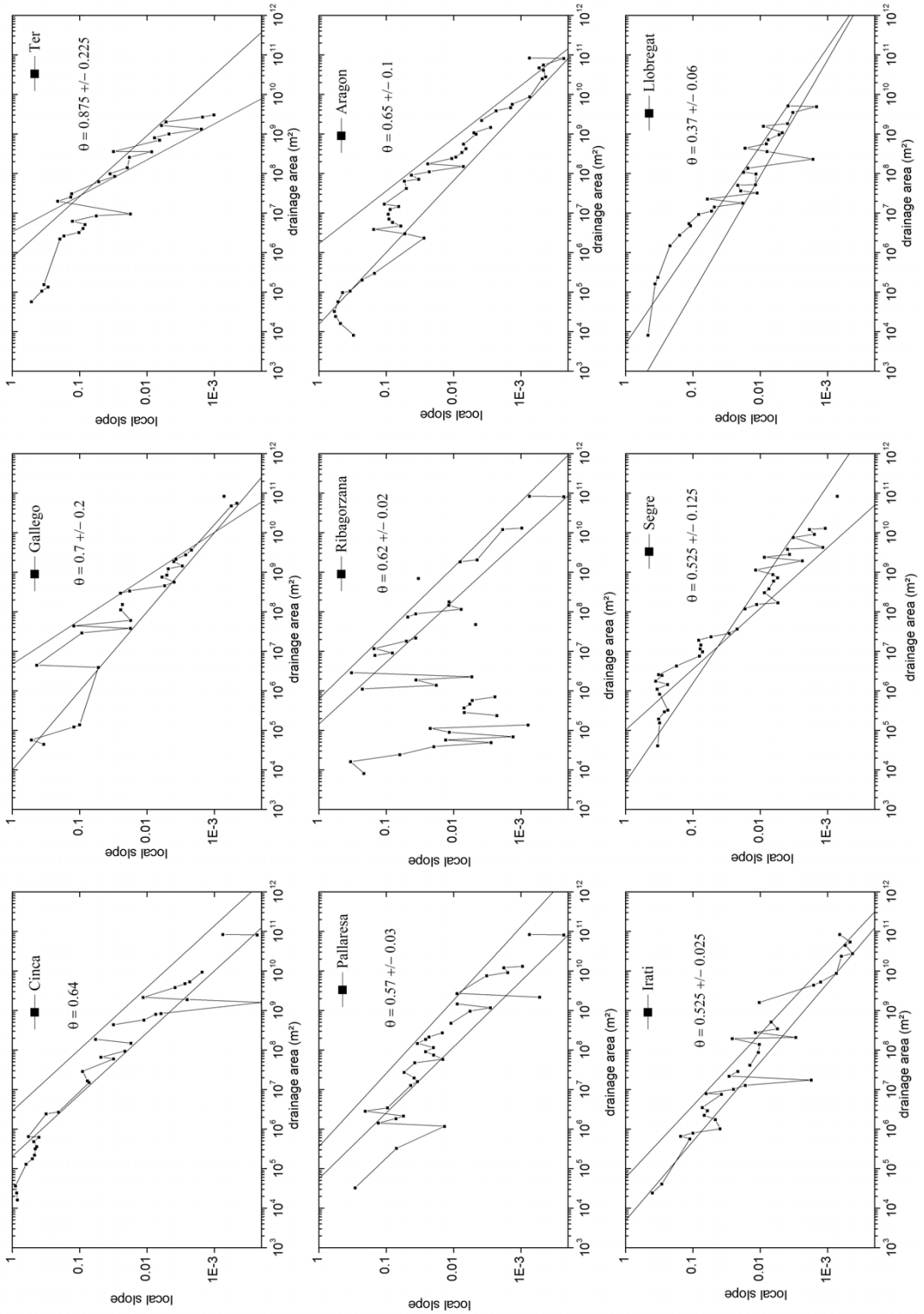
1.3.3. Indices de concavité des rivières pyrénéennes

La relation pentes aire-drainée est utilisée pour calculer l'indice de concavité des profils longitudinaux des rivières principales transverses aux Pyrénées (Figure 9 de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*") (Flint, 1974). Les indices de concavité ont été déduits des droites de régression pour les aires drainées supérieures à 10^8 m². En revanche, le grand nombre d'affluents des rivières principales pyrénéennes nous a amené à calculer les indices de concavité moyen des affluents à partir des données provenant de toute la surface des grands bassins versants (Figure 8 de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*"). Pour les affluents des principales rivières pyrénéennes, l'analyse de la relation pente-aire drainée a porté sur les pentes correspondant aux aires drainées comprises entre 1.10^6 m² to 2.10^8 m². Dans les graphiques des relations pente-aire drainée, les points représentent la valeur moyenne des pentes calculée sur des intervalles d'aire drainée constants (Incrément = 0.1).

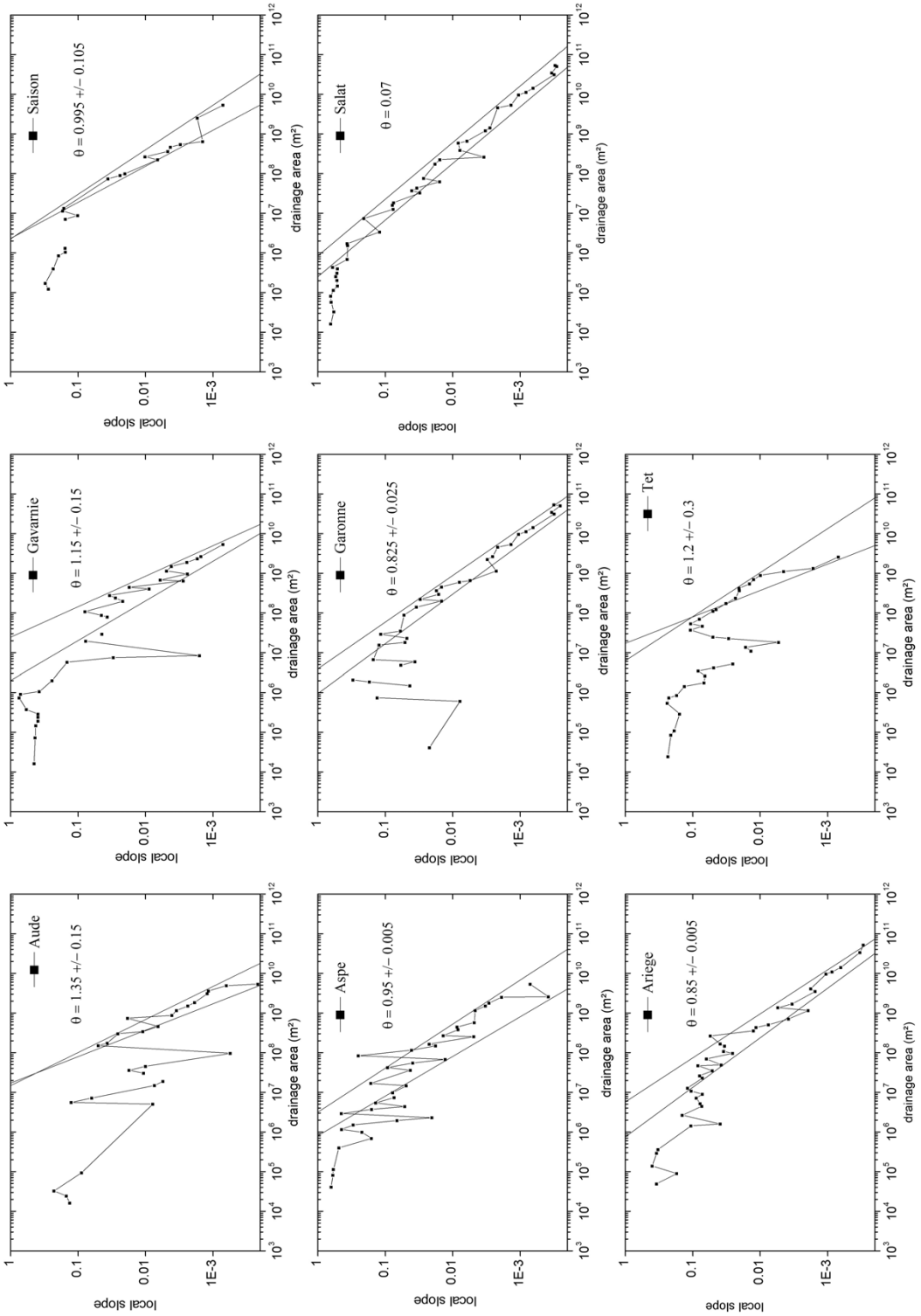
Les annexes 5 et 6 correspondent aux relations pente-aire drainées des profils longitudinaux des rivières principales des versants sud et nord pyrénéens (Figure 7 et 9A de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*"). Les indices de concavité sont indiqués sur les graphiques.

Les annexes 7 et 8 correspondent aux relations pente-aire drainée de toute la surface des bassins versants des principales rivières pyrénéennes. Les exutoires des bassins correspondent aux fronts de chevauchement sud et nord Pyrénéens (Figure 7 et 9B de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*"). Les indices de concavité sont indiqués sur les graphiques.

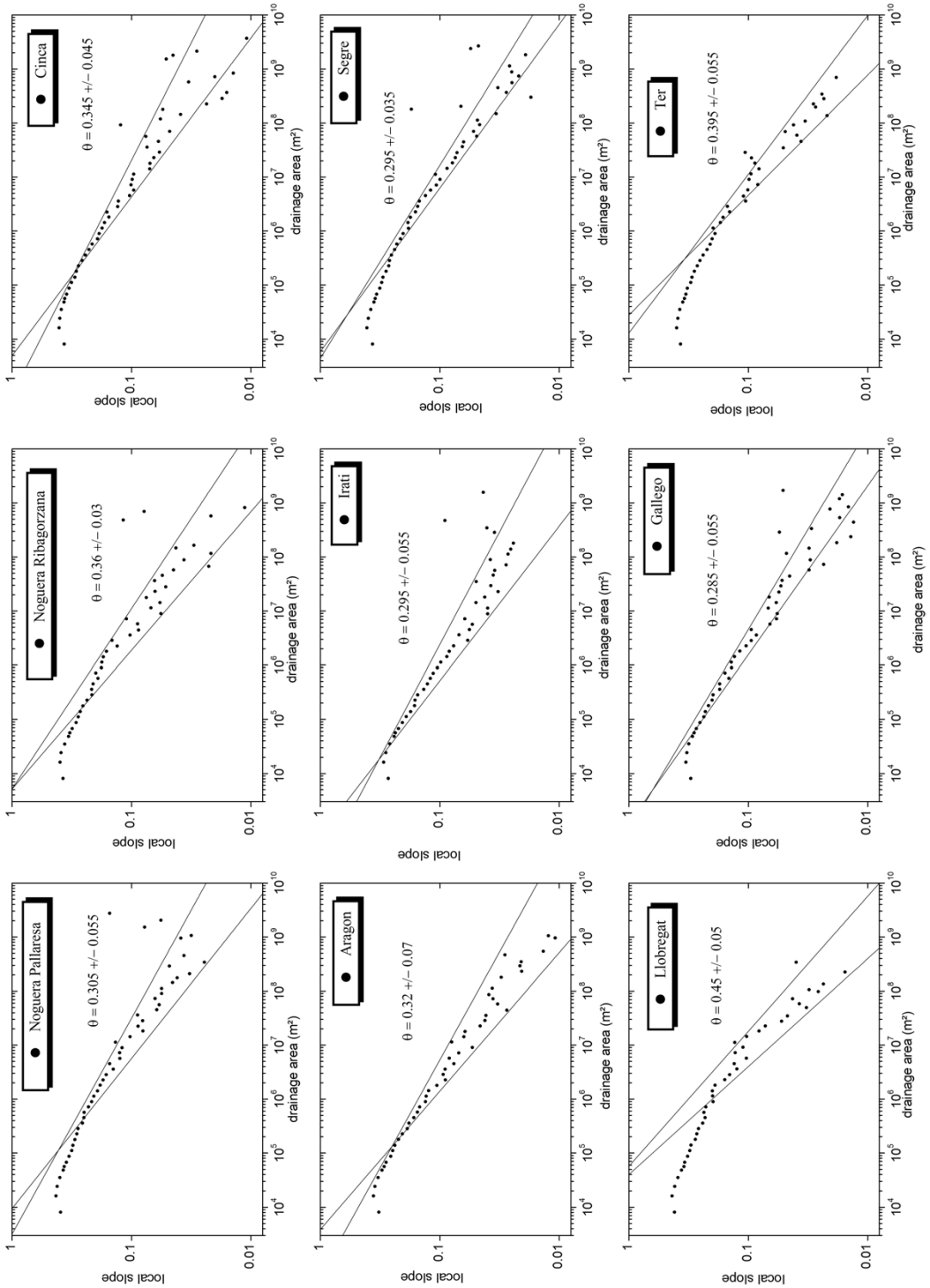
Les annexes 9 et 10 correspondent aux relations pente-aire drainée de la surface amont comprise dans la Zone Axiale des bassins versants de la figure 8 de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*". Les exutoires des bassins correspondent aux bordures nord et sud de la Zone Axiale (Figure 9C de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*"). Les indices de concavité sont indiqués sur les graphiques.



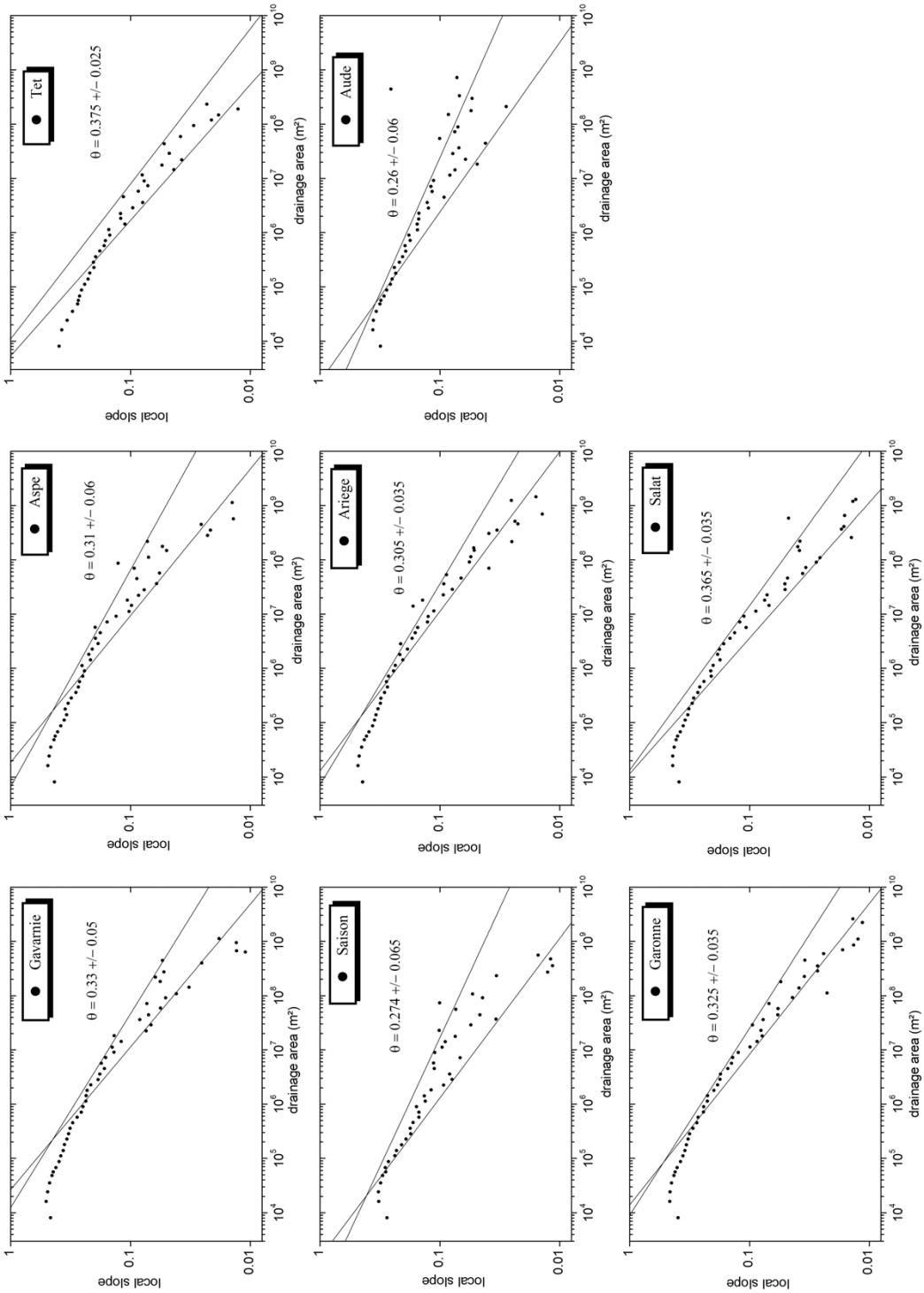
Annexe 5: Diagrammes pente-aire drainée des profils longitudinaux des rivières principales du versant sud pyrénéen. Les droites de régression correspondent aux aires drainées supérieures à 10^8 m^2.



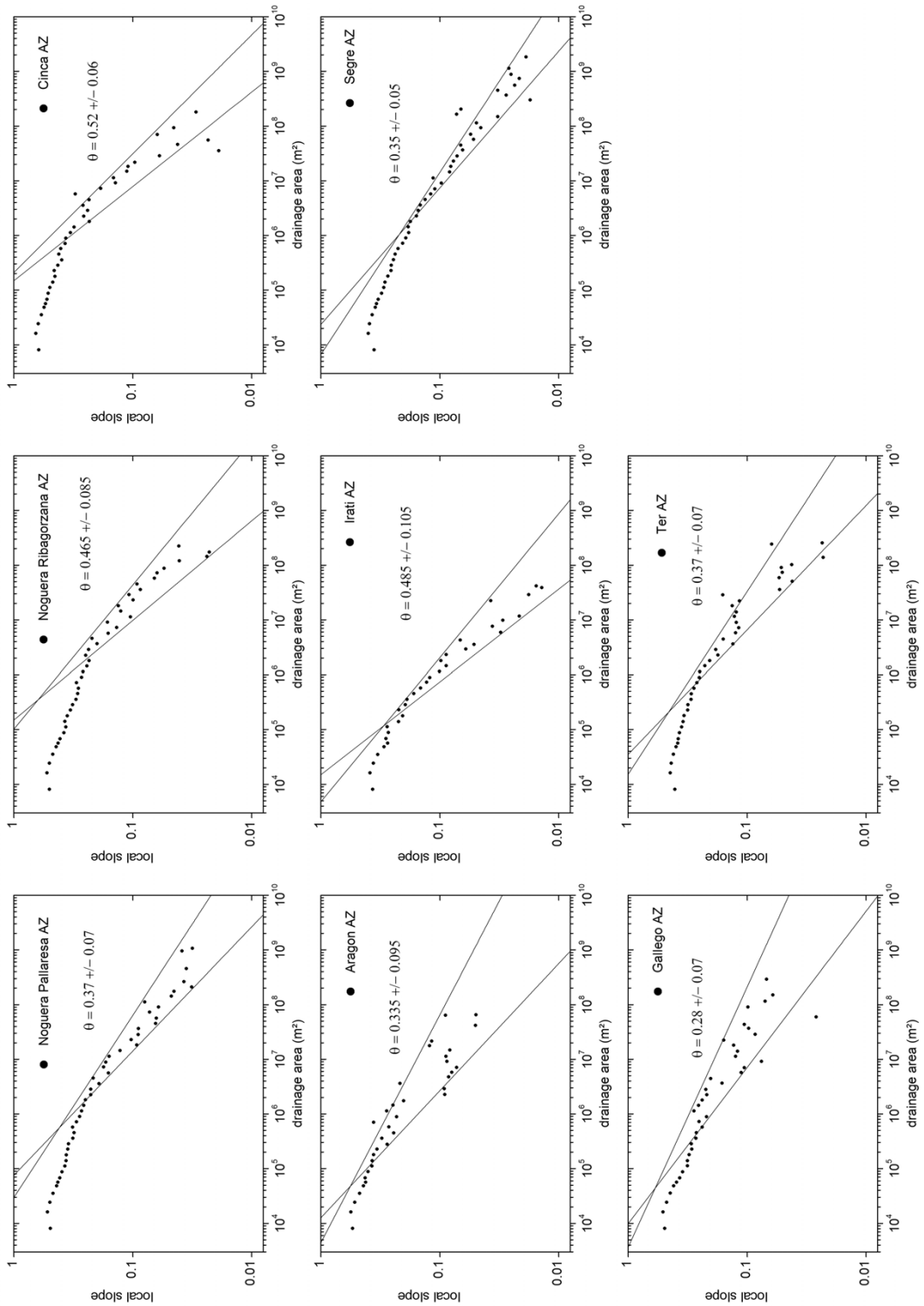
Annexe 6: Diagrammes pente-aire drainée des profils longitudinaux des rivières principales du versant nord pyrénéen. Les droites de régression correspondent aux aires drainées supérieures à 10^8 m².



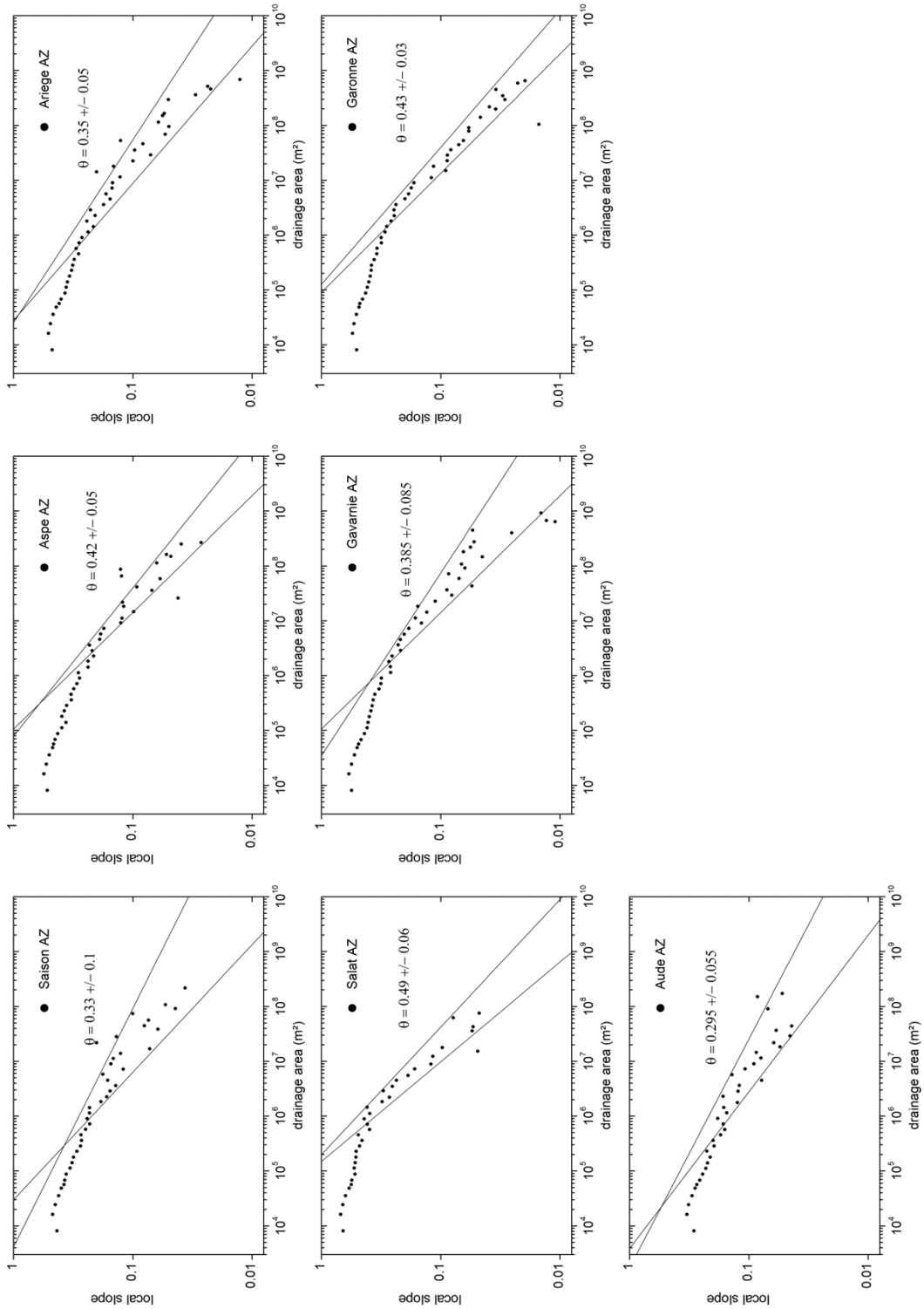
Annexe 7: Diagrammes pente-aire drainée des grands bassins versants sud pyrénéen. Les droites de régression correspondent aux aires drainées comprises entre 1.10^6 m² to 2.10^8 m². L'exutoire des bassins correspond au front de chevauchement sud Pyrénéen.



Annexe 8: Diagrammes pente-aire drainée des grands bassins versants nord pyrénéen. Les droites de régression correspondent aux aires drainées comprises entre 1.10^6 m² to 2.10^8 m². L'exutoire des bassins correspond au front de chevauchement nord Pyrénéen.



Annexe 9: Diagrammes pente-aire drainée des grands bassins versants sud pyrénéen. Les droites de régression correspondent aux aires drainées comprises entre 1.10^6 m² to 2.10^8 m². L'exutoire des bassins correspond à la bordure sud de la Zone Axiale.



Annexe 10: Diagrammes pente-aire drainée des grands bassins versants sud pyrénéen. Les droites de régression correspondent aux aires drainées comprises entre 1.10^6 m² to 2.10^8 m². L'exutoire des bassins correspond à la bordure nord de la Zone Axiale.

1.3.4. La paléotopographie du versant sud pyrénéen de l'Eocène au Miocène

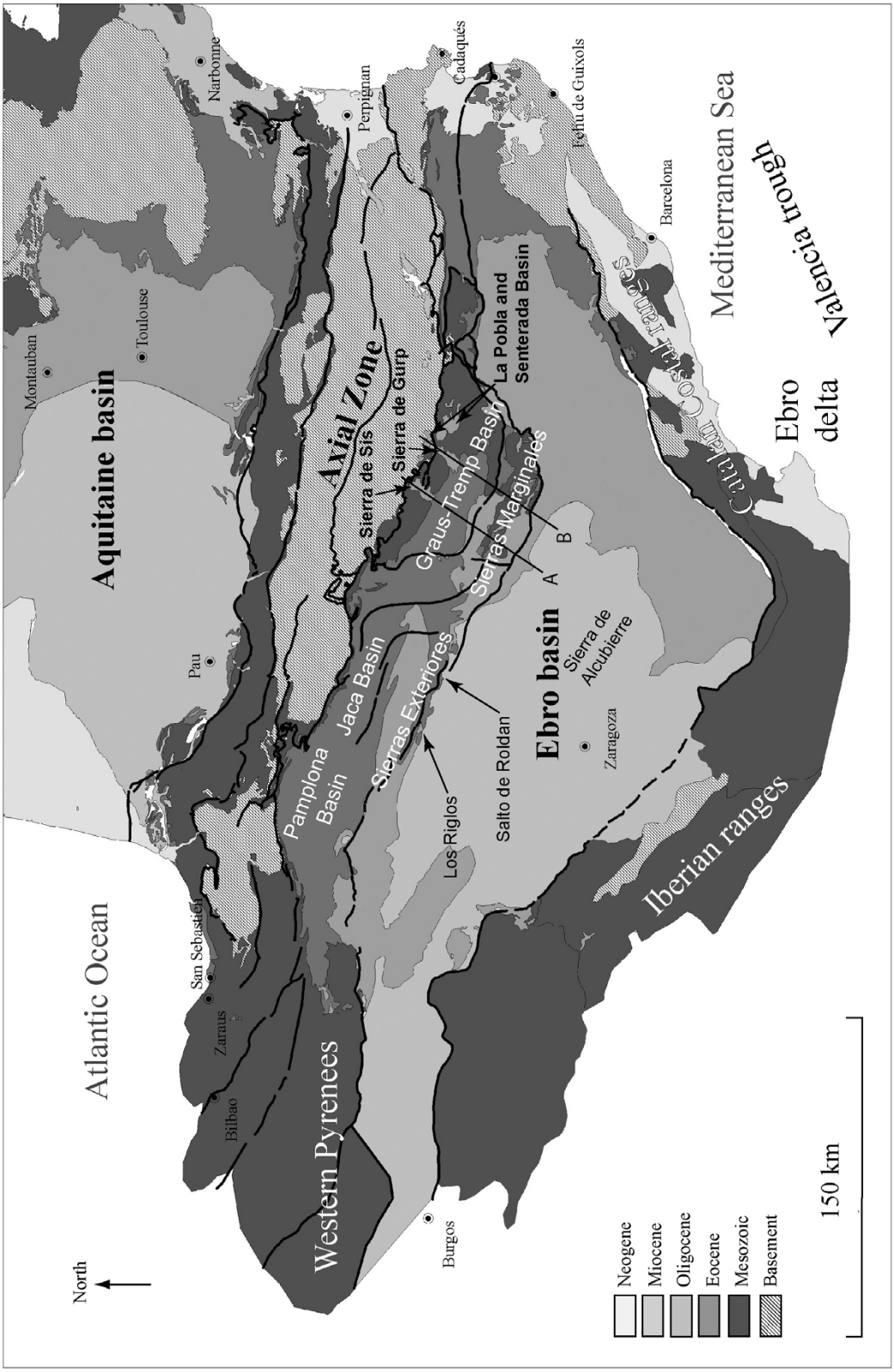
Une des caractéristiques principales du versant sud pyrénéen est la présence d'une ancienne topographie fossilisée par des sédiments détritiques continentaux. Les sédiments qui la comblent sont, pour les plus vieux datés de l'Eocène Moyen (42 Ma, Vincent, 2001) et attestent un âge Eocène à la Paléotopographie. Cette caractéristique majeure de l'évolution morphologique du bassin d'avant pays sud pyrénéen avait déjà été largement décrite et étudiée dans la première moitié du XX^{è} siècle (e.g. Birot, 1937) et plus récemment dans les années 70 (Reille, 1970, 1971). Ce n'est que très récemment que la communauté internationale en a pris connaissance lorsque Coney *et al.* (1996) ont écrit que le flanc sud pyrénéen « a été progressivement enfoui sous au moins 3 km de dépôts continentaux massifs, fluviatiles et alluviaux, recouvrant la bordure sud de la zone axiale, zone source ». Dans cette partie je présenterai plus en détail quelques exemples témoignant de cette histoire en commençant par l'évolution des paléocourants enregistrés dans les séries détritiques continentales au sein du bassin de l'Ebre puis par les caractéristiques de la paléotopographie Eocène sur la bordure sud des Pyrénées. Ces caractéristiques sont présentées à partir des travaux réalisés par les premiers géographes, géologues et géomorphologues à s'être intéressé à la signification de l'enfouissement d'un paysage d'avant pays sous d'énormes quantités de sédiments continentaux. Enfin, les annexes 19 (p112) et 20 (p113) montreront la méthode utilisée pour estimer le volume érodé dans le bassin de l'Ebre depuis le Miocène.

L'évènement majeur caractérisant l'Eocène supérieur est la déconnexion du bassin d'avant pays de l'Ebre des eaux marines de l'Atlantique au début du Priabonien (38.6 Ma). Par conséquent, le Bassin de l'Ebre devient endoréique, entouré par les Pyrénées au Nord, les Monts Celtibériques au Sud et à l'Ouest et la Chaîne Catalane à l'Est (Birot, 1937; Riba et al., 1983 ; Anadón et al., 1986; Puigdefabregas and Souquet, 1986). L'annexe 12 (p106) montre une synthèses des données publiées de paléocourants (Puigdefàbregas, 1975; Puigdefabregas and Souquet, 1986; Reynolds, 1987; Jolley, 1988; Anadón et al., 1989; Bentham et al., 1992; Turner, 1992; Hogan, 1993; Mellere, 1993; Friend et al., 1996; Hogan and Burbank, 1996; Villena et al., 1996; Vincent and Elliott, 1997; Nijman, 1998; Vincent, 1999) superposées à la carte géologique simplifiée des Pyrénées (Annexe 11 p105). Au cours de l'Eocène inférieur et

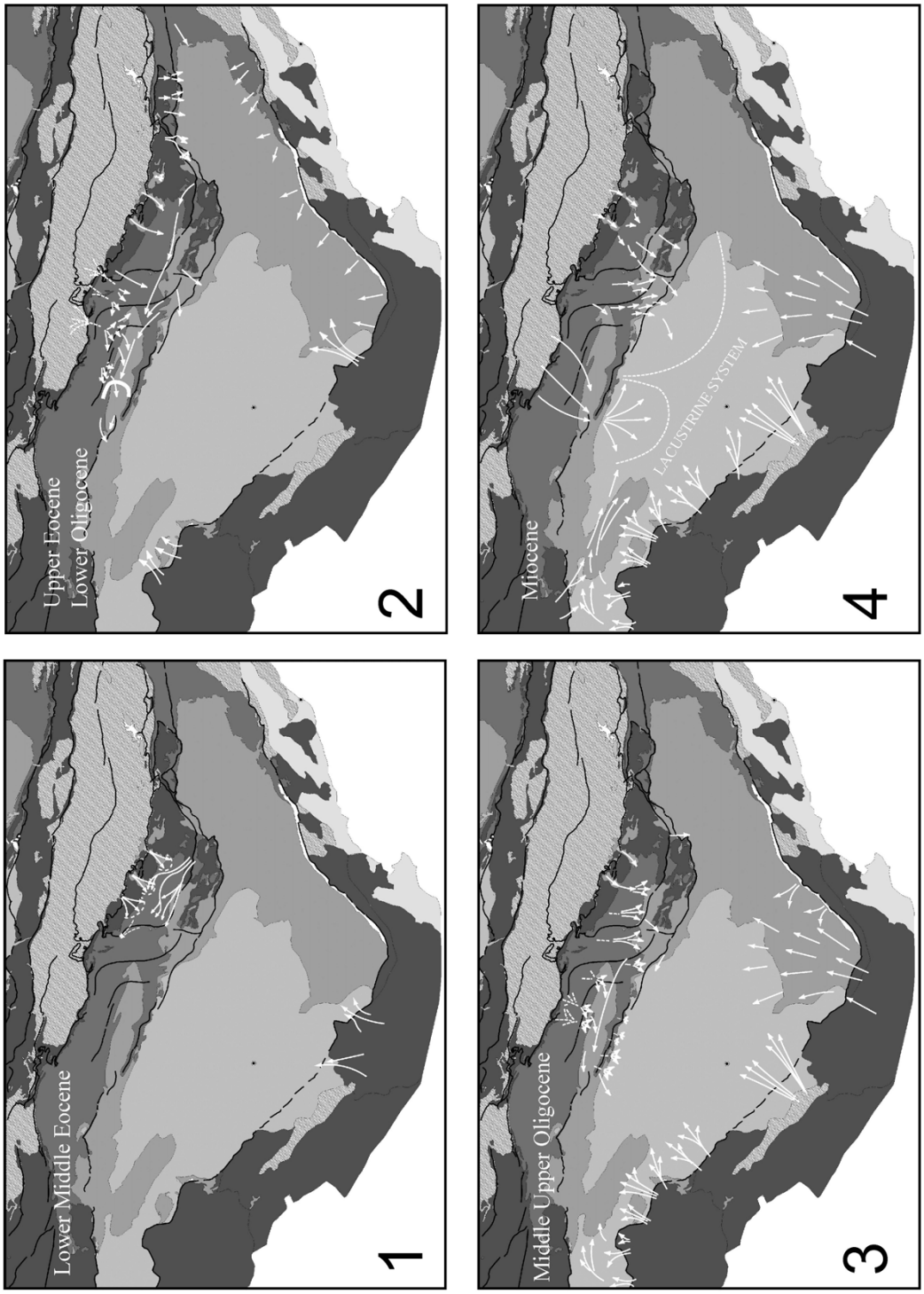
moyen (Annexe 12, carte 1), seule la partie centrale du versant sud pyrénéen enregistre une sédimentation continentale. Les produits d'érosion de la chaîne en construction se déposent dans le bassin de Graus-Tremp sous forme de cônes alluviaux transverses, drainés par des réseaux fluviatiles parallèles à la chaîne. Les sédiments sont exportés vers l'Ouest dans l'Océan Atlantique via les bassins turbiditiques de Jaca et de Pamplona. A partir de L'Eocène Supérieur et jusqu'au Miocène supérieur, les sédiments détritiques progradent vers le centre du bassin de l'Ebre (Annexe 12, carte 2, 3 et 4) et vers la Zone Axiale comme en témoignent les dépôts conglomératiques la Sierra de Sis, la Sierra de Gurp, le Bassin de la Pobla et le Bassin de Senterada (localisés sur la carte de l'annexe 11 et sur les coupes régionales de l'annexe 13 p107).

Le bassin de l'Ebre a finalement été rempli par des sédiments grossiers sur ses marges et par leurs équivalents lacustres et évaporitiques plus fins dans le centre du bassin (Sierra de Alcubierre, annexe 18 p111, localisée sur la carte de l'annexe 11) (Arenas et al., 2001). Les masses de conglomérats (e.g. la Sierra de Sis, la Sierra de Gurp, La Pobla Basin, le Salto de Roldán, Los Riglos) qui constituent aujourd'hui des mesas d'échelle kilométrique bordées par des falaises de plusieurs centaines de mètres de hauteur ne sont pas restreintes au front Pyrénéen mais sont présentes sur tout le pourtour du bassin de l'Ebre (Birot, 1937; Coney et al., 1996). Les coupes géologiques des annexes 14 (p108), 15 (p108) et 16 (p109) réalisées respectivement par Birot (1937), Seguret (1972) et Reille (1971) montrent le caractère « progradant » vers la Zone Axiale des sédiments de piedmont Eocène Supérieur-Oligocène. L'annexe 16 montre la forte amplitude du paléorelief éocène (2000 m) estimé par Reille (1971). Les masses de sédiments de piedmont de la sierra de Sis et du Salto de Roldán sont présentées dans la figure 10 de l'article "*Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*" (p62-63). Los Riglos et la Sierra de Alcubierre sont présentés dans les annexes 17 (p110) et 18 (p111).

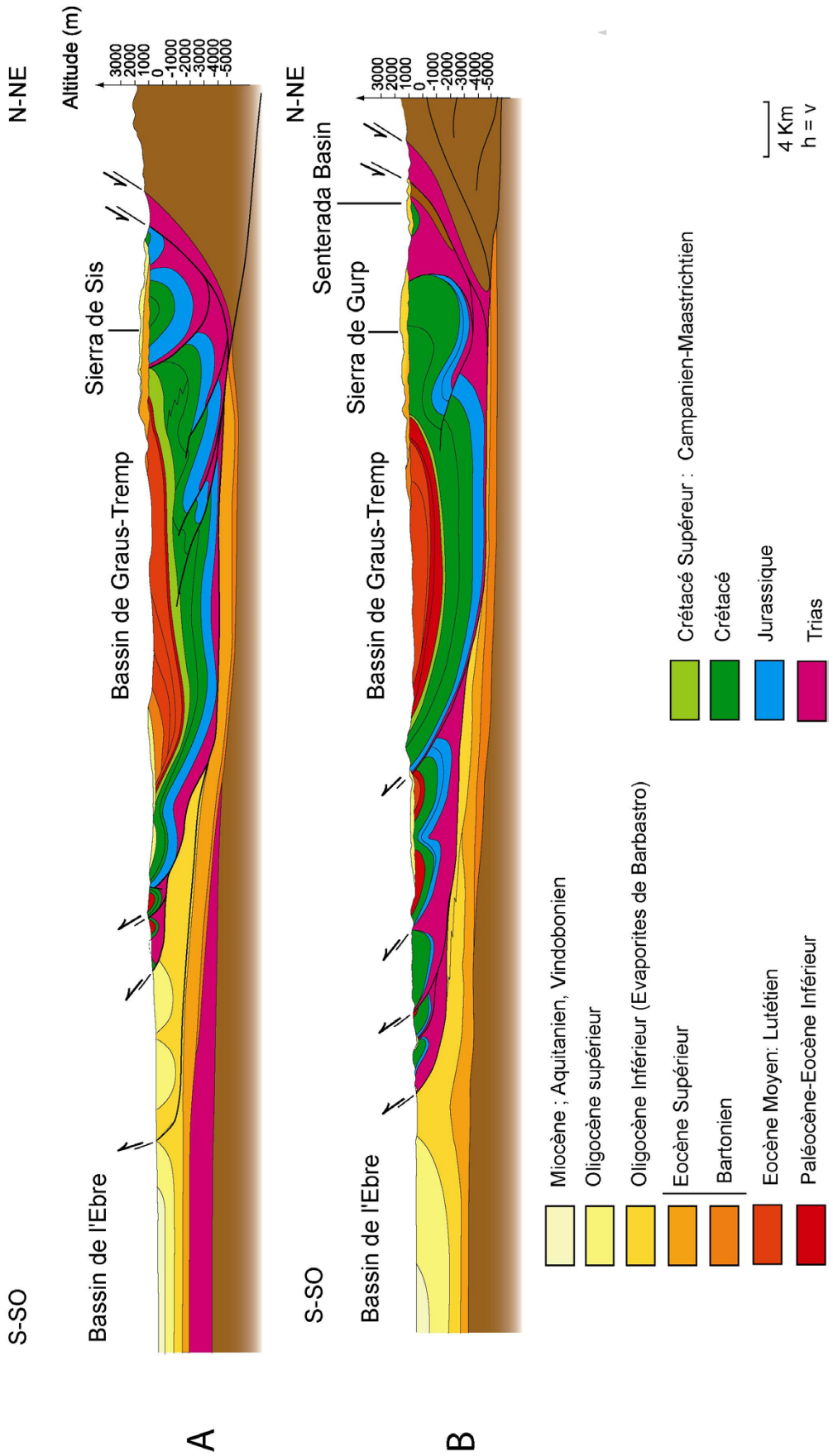
L'altitude actuelle des corps conglomératiques nous donne une estimation de la paléoaltitude du niveau de base interne du bassin de l'Ebre au moment du dépôt des sédiments. C'est à partir de cette estimation que la paléotopographie Miocène a été calculée (Annexe 19 p112). De cette reconstruction nous avons estimé le volume de matière érodée dans le bassin de drainage de l'Ebre depuis le Miocène jusqu'à l'actuel (37800 ±800 km^3).



Annexe 11: Carte géologique simplifiée des Pyrénées, de la chaîne Ibérique et de la Chaîne Côtière Catalane (d'après la carte géologique au 1/1000000e du BRGM, 1996 et Vergès et al., 1995).



Annexe 12: Directions de paléocourants dans les séries continentales du bassin de l'Ebre (d'après Puigdefàbregas, 1975; Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Reynolds, 1987; Jolley, 1988; Anadón et al., 1989; Bentham et al., 1992; Turner, 1992; Hogan, 1993; Mellere, 1993; Friend et al., 1996; Hogan and Burbank, 1996; Villena et al., 1996; Vincent and Elliott, 1997; Nijman, 1998; Vincent, 1999).



Annexe 13: Coupes régionales sur lesquelles sont localisés les dépôts conglomératiques « progradant » vers la Zone Axiale. Il s'agit des Sierras de la Sis et de Gurp ainsi que des dépôts du bassin de Senterada. Les coupes sont localisées sur l'annexe 11 (d'après, Reille, 1971; Seguret, 1972 ; Càmara and Klimowitz, 1985; Martínez Peña and Pocoví, 1988; Millán Garrido et al., 2000).

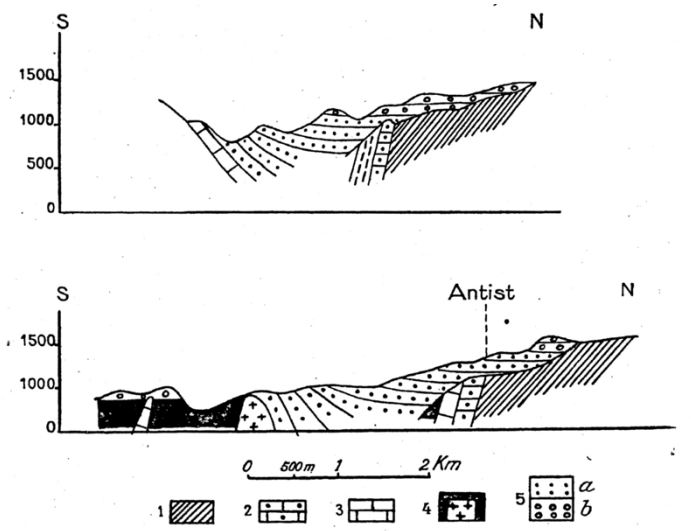
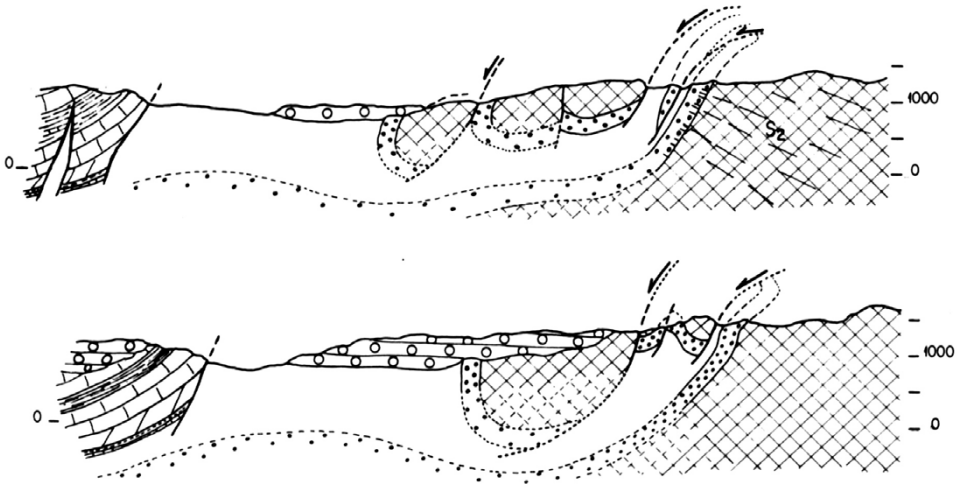


Fig. 23. — Coupes relevées au nord de Pobleta de Bellvehi, en haut sur la rive gauche du Flamisell, en bas sur la rive droite

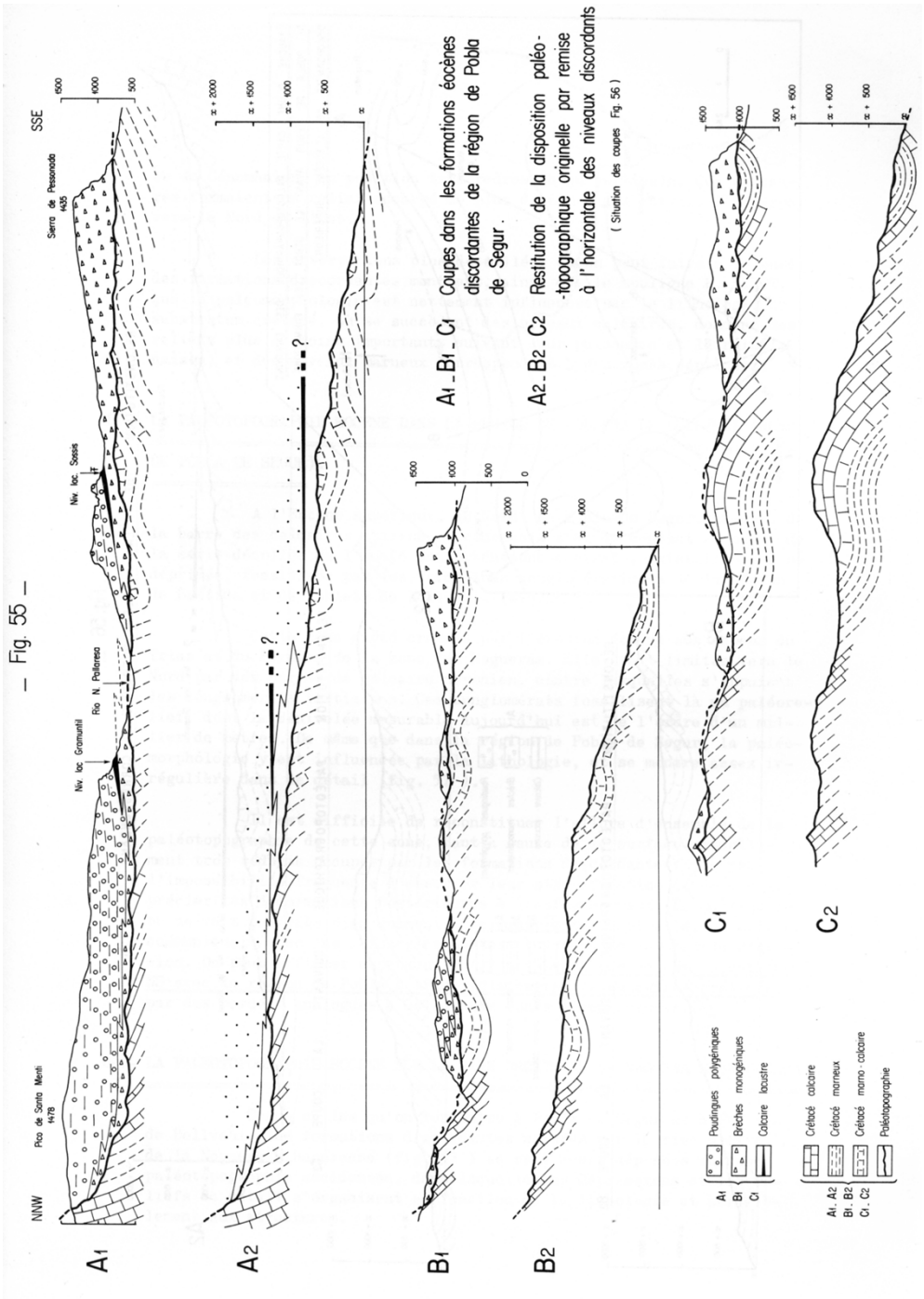
1. Socle ancien. — 2. Grès permiens. — 3. Muschelkalk. — 4. Keuper avec ophites. — 5. Poudingues oligocènes : *a*) bien cimentés ; *b*) mal cimentés.

N.-B. — Sur la coupe inférieure, à la place de 0, lire : 500.

Annexe 14: Coupes géologiques de Birot (1937) dans la zone des Nogueras. Les sédiments détritiques du bassin de Senterada « progradent » sur la zone axiale et scellent la déformation. La même coupe a été levée par Seguret (1972) et est présentée ci-dessous en annexe 15.

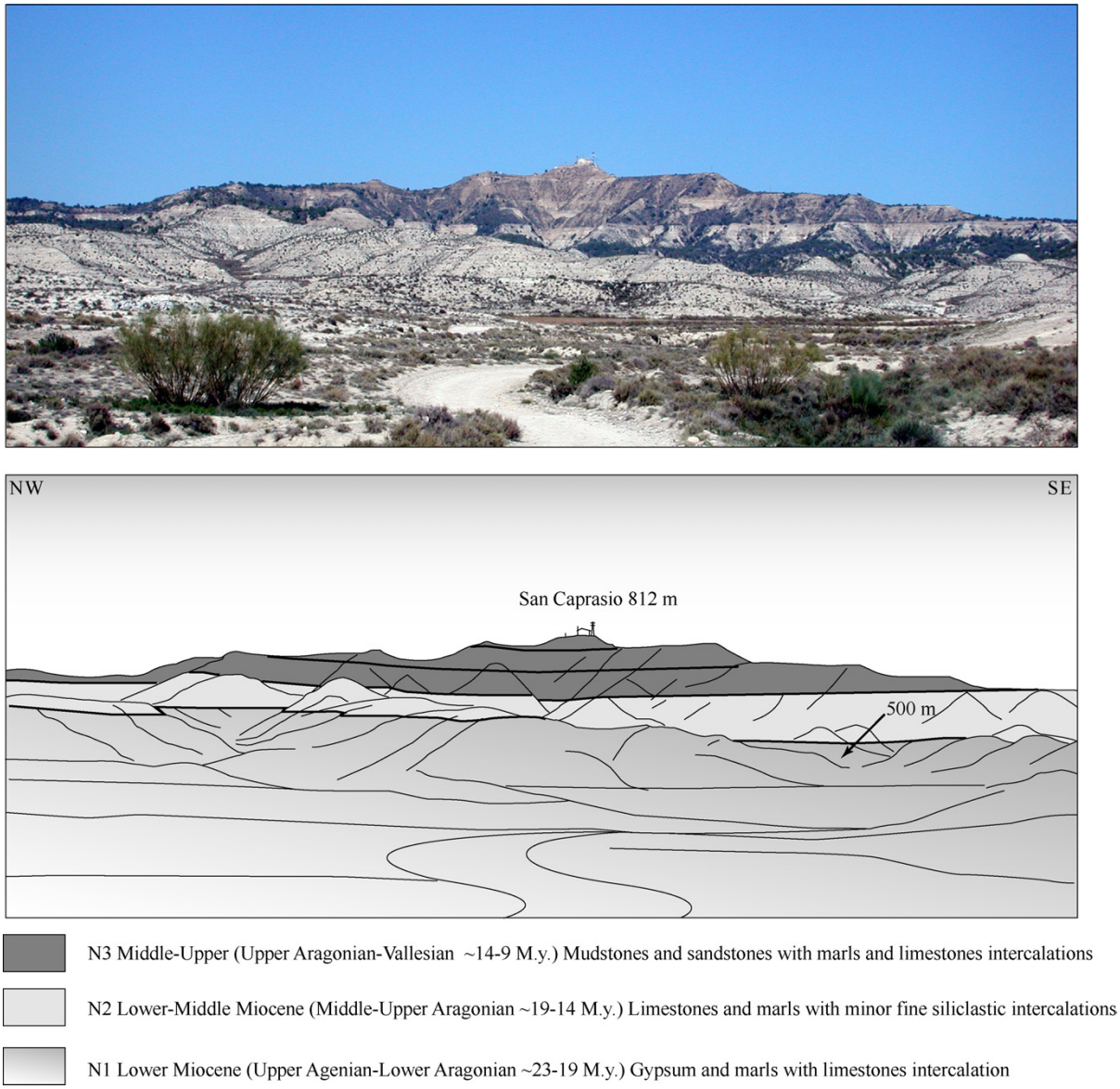


Annexe 15: Coupes orientées S –N du bassin de Senterada, les conglomérats scellent la déformation des têtes plongeantes de Nogueras qu'ils recouvrent en « onlap » (Seguret, 1972). (Haut) Partie orientale de la masse de conglomérats, (Bas) partie occidentale avec au sud la bordure nord de la Sierra de Gurp (localisation annexe 11).

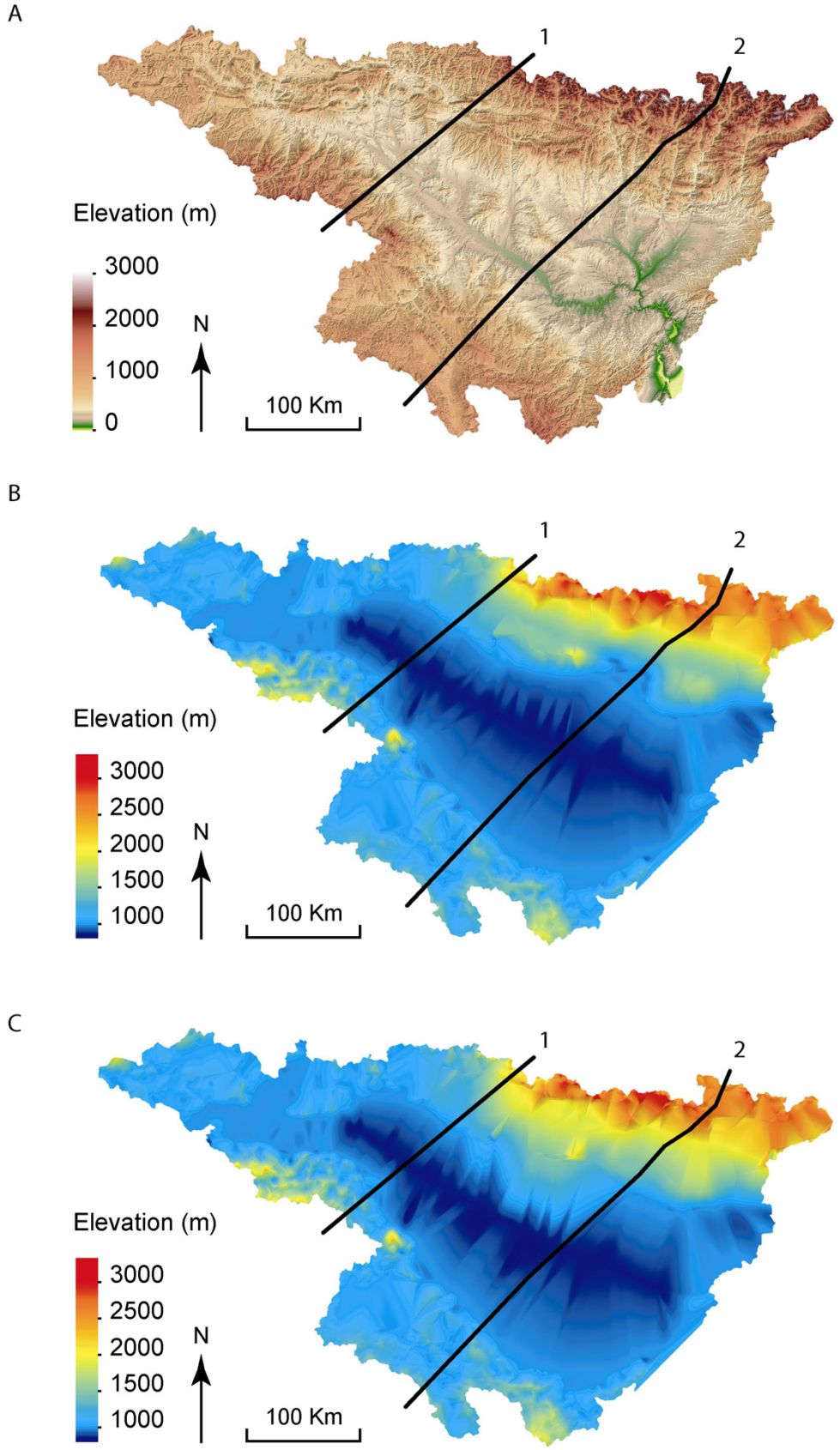


Annexe 16: A1, B1 et C1, coupes orientées N–S du bassin de la Pobla de Segur, les conglomérats comblent la paléotopographie Eocène sur laquelle ils reposent en « onlap » (Reille, 1970, 1971). A1 partie orientale de la masse de conglomérats, C1 partie occidentale, B1 partie centrale. En remettant les dépôts à plat A2, B2 et C2, Reille (1970; 1971) déduit une dénivelée du pélorelief de 2000 m.

Annexe 17: Sur le front sud pyrénéen, à Los Riglos, les conglomérats du Miocène inférieur faiblement déformés forment des falaises de plusieurs centaines de mètres de haut au dessus du Bassin de l'Ebre. Ils fossilisent une topographie abrupte dont la pente est d'environ 45° (Reille, 1971). Localisation annexe 11.

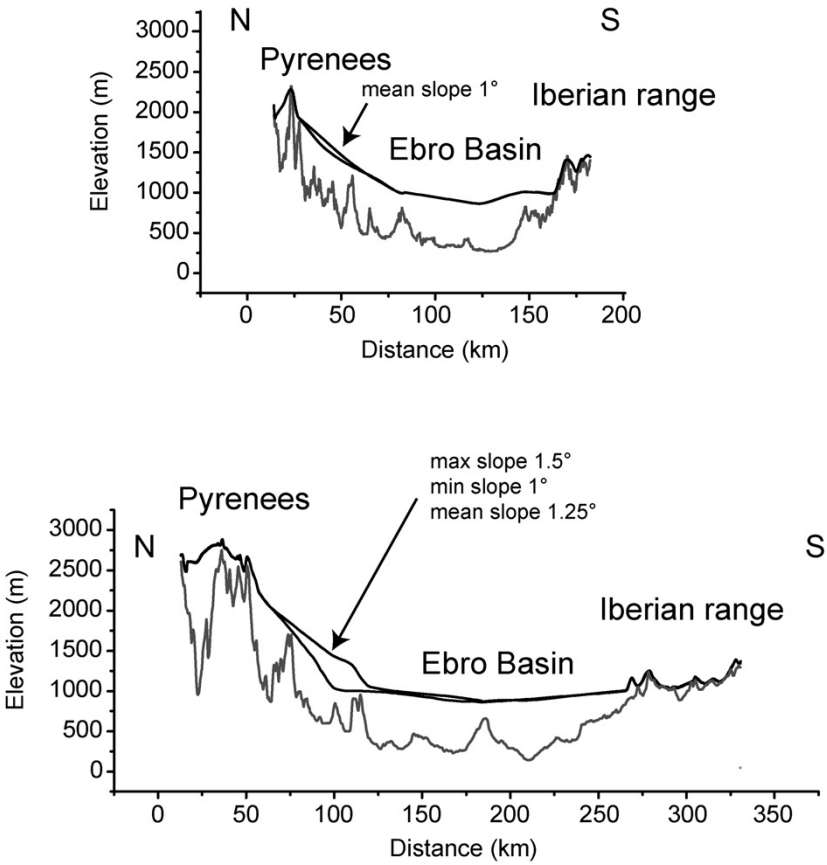


Annexe 18: Sédiments lacustres au centre du bassin de l'Ebre dans la Sierra de Alcubierre culminant à près de 900 m. Âge des formations d'après Arenas (1993). Ces formations ont récemment été datées par magnétostratigraphie à 13.5 Ma pour les plus récentes (Pérez-Rivarés et al., 2002). Localisation annexe 11.



Annexe 19: (A) Topographie du bassin versant de l'Ebre (SRTM90m). (B et C) Paléotopographies calculées à partir d'une surface passant dans les Pyrénées par les sommets. Le centre du bassin de l'Ebre correspond à une dépression culminant à 860 m qui correspond

à l'altitude actuelle des sédiments lacustres de la Sierra de Alcubierre (localisation annexe 11). Sur les bords du bassin l'altitude atteint 1000 m comme en témoignent les conglomérats non déformés du Salto de Roldán et de Los Riglos (localisation annexe 11). Sur la bordure de la Zone Axiale, la paléotopographie atteint 2000 m en se basant sur les reliques de conglomérats affleurant dans la Sierra de Sis (Vincent, 2001) et dans les Bassins de la Pobla et de Senterada (Birot, 1937; Reille, 1971; Mellere, 1993; Coney et al., 1996). Depuis la bordure sud de la Zone Axiale au front topographique sud de la Zone Sud Pyrénéenne, l'altitude de la paléosurface varie de 2000 à 1000 m. Deux paléotopographie ont été construites en prenant comme valeur de pente limite 1.5° (B) et 1° (C) entre la Zone Axiale et le bassin de l'Ebre. Pour une valeur de pente limite de 1.5°, 1'estimation du volume érodé est minimum (B, 37000 km^3). Elle est maximale (38600 km^3) pour une valeur de pente limite de 1° (C). Les profils topographiques 1 et 2 du bassin versant de l'Ebre sont présentés en annexe 20. Les valeurs de pentes de la surface des sédiments du piedmont sud pyrénéen sont réalistes car actuellement, sur la bordure sud du bassin du Tarim en Chine, la pente des cônes alluviaux est de l'ordre de 1.25°.



Annexes 20: (Haut) Profil 1 et (Bas) Profil 2 localisés sur l'annexe 19. Sur chaque profil, la courbe inférieure correspond à la topographie actuelle. Les deux courbes supérieures correspondent aux deux reconstitutions de la paléotopographie Miocène présentées en annexe 19. La surface entre la paléotopographie et la topographie actuelle correspond à l'érosion depuis le Miocène.

1.3.5. Cerdagne : coupe, colonne stratigraphique et profil topographique

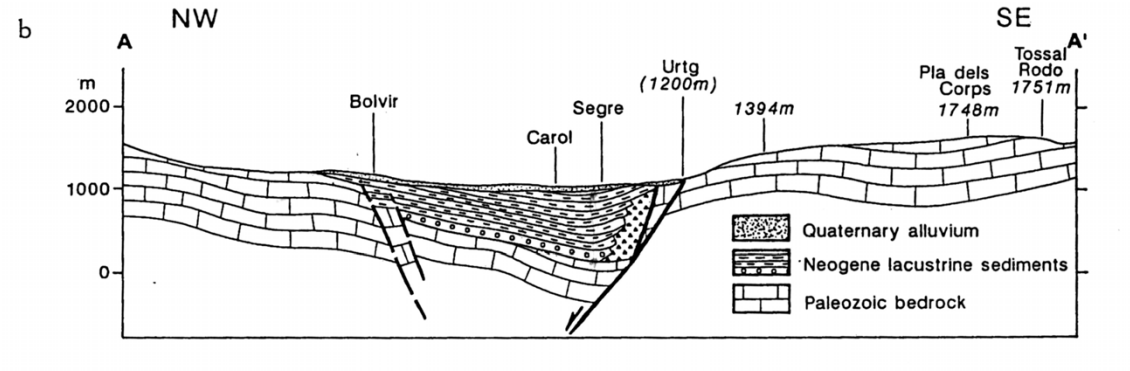


Fig. 4 - a. Geology and morphology of Cerdaña basin. Topography as in *fig. 2* and *3* and from EDITORIAL ALPINA map of Cerdaña (EDITORIAL ALPINA 1985). P: Perche pass. Geology modified from B.R.G.M. (1968a), ROCA & ABELLA (1986), POUS et al. (1986) and ZWART (1979). Morphology modified from BIROT (1937). A-A' is location of section. b. Schematic section of Cerdaña basin.

Annexe 21: Coupe géologique de la Cerdagne (Briais et al., 1990). La Cerdagne est un hémi graben Miocène. Les dépôts lacustres et marécageux qui témoignent de la faible énergie des rivières qui s'y jetaient recouvrent en « onlap » les « HE-LR surfaces » sur la bordure nord du bassin. La fossilisation des surfaces d'érosion par ces dépôts du Miocène Supérieur confère au moins un âge Miocène Moyen aux « HE-LR surfaces ».

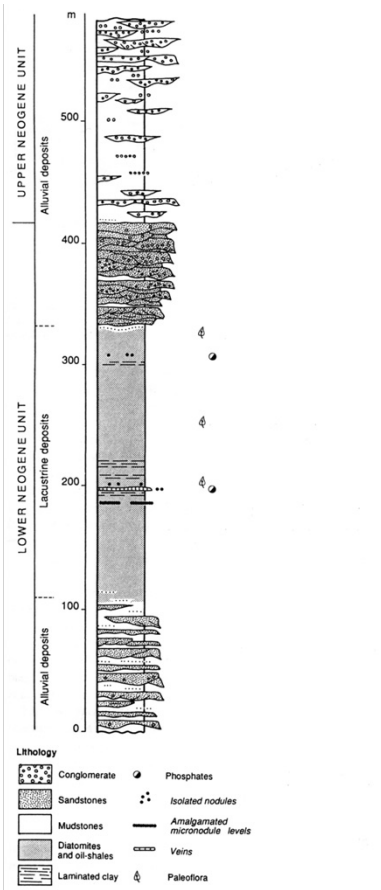


Fig. 4. Stratigraphic log of the outcropping western Cerdanya basin infill (Roca, 1992a).

Annexe 22: Colonne stratigraphique de la Cerdagne (Roca, 1996). Dans les sédiments lacustres et de marécages, des fossiles de plantes ont été préservés. Ils témoignent d'un environnement de dépôt calme au Miocène Supérieur.

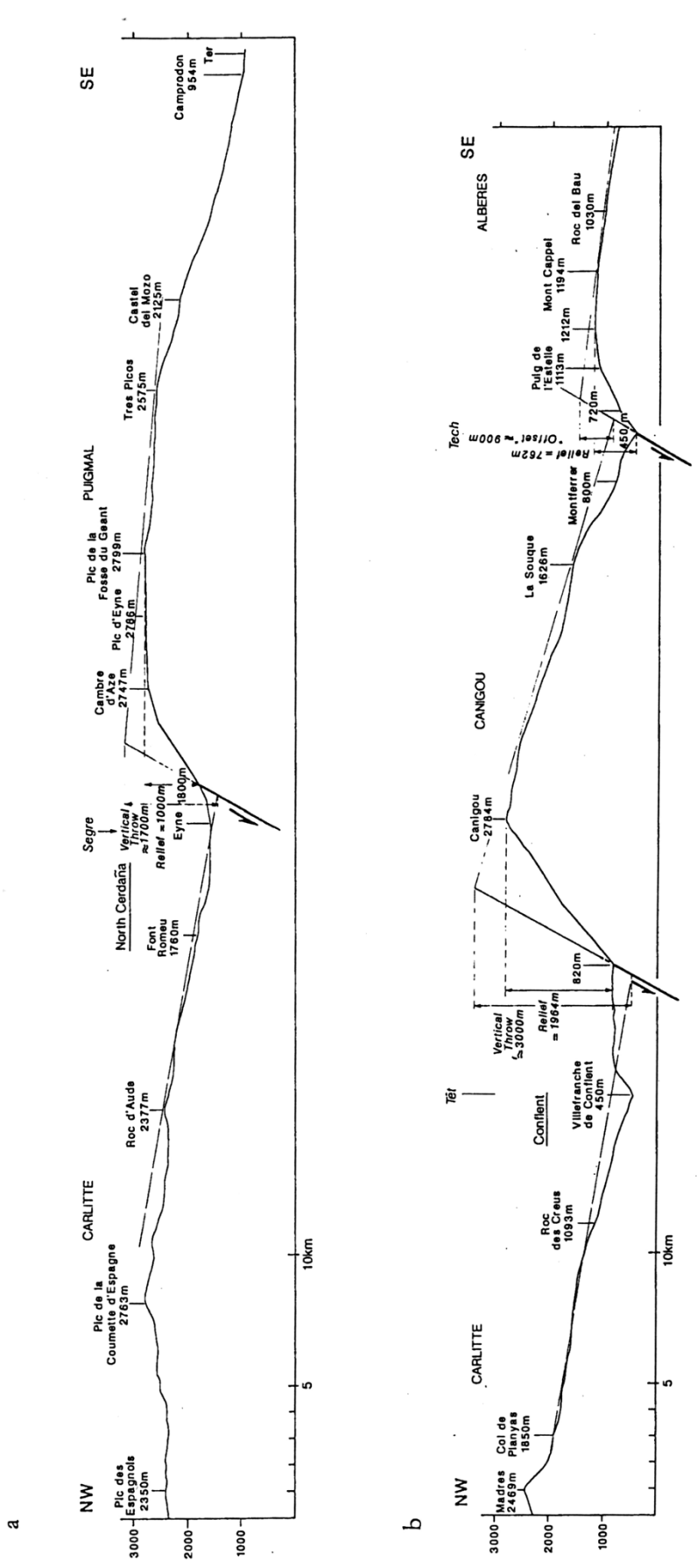


Fig. 7 - Smoothed topographic profiles showing tilting of main crustal blocks, a. across Conflent-Cerdaña and Tech faults, b. across Conflent-Cerdaña fault in Cerdaña. Vertical exaggeration is 2.

Annexe 23: La faille normale au sud du bassin de la Cerdagne décale la surface d'érosion et la bascule de 10° vers le S-SE (D'après Briais et al., 1990). Sur la surface d'érosion, les sédiments du Miocène Supérieur se déposent en « onlap » et comblent le bassin. L'âge de la surface est donc nécessairement plus ancien et doit correspondre à l'Oligo-Miocène. De plus le basculement de 10° suggère que la surface d'érosion était quasiment plane avant la déformation.

1.3.6. Carte des isobathes de la surface messinienne dans la fosse de Valence

L'annexe 24 montre la carte des isobathes de la surface messinienne qui correspond au toit de la série salifère dans la fosse de Valence. On peut y observer la trace des canyons messiniens « offshore ».

« La surface des séries salifères est marquée par son toit facilement reconnaissable dans tout le bassin : il est représenté soit par une surface d'érosion sur les marges, soit par un réflecteur de forte amplitude nettement différenciable des séries sus-jacente » (Maillard, 1993, p59).
« La surface messinienne offre une topographie assez plane s'enfonçant régulièrement vers l'axe du bassin mais surtout vers le NE, suivant en ceci l'approfondissement de la bathymétrie vers le bassin provençal. Cependant, cette surface a la particularité d'être plus affectée que la topographie actuelle par les reliefs correspondant aux édifices volcaniques. Au centre du golfe, le fond de la dépression messinienne, située à 2400 m, est profondément entaillé par une paléo-vallée sinueuse qui débouche vers le NE sur le bassin profond là où les isobathes de la surface messinienne atteignent 3000 m de profondeur » (Maillard, 1993, p62).
« Sur le talus de la marge catalane, trois canyons incisent la surface, située dans l'axe (ou légèrement décalés) des canyons actuels ; sur la plate-forme, les canyons messiniens sont souvent peu visibles du fait de l'intense érosion. Les paléo-canyons rejoignent le canal central en différents points :

- celui de Blanes se jette dans la vallée centrale là où cette dernière se déverse dans le bassin salifère ;
- celui de Foix arrive perpendiculairement à la vallée centrale, longeant l'édifice volcanique dans le prolongement du site DSDP 122 ;
- celui de l'Ebre est dévié avant de rejoindre l'axe du bassin, puis se déverse dans le canyon central. » (Maillard, 1993 p63)

Cette surface représente la base de la pile sédimentaire Plio-Quaternaire. L'estimation du volume sédimenté dans la fosse de Valence au cours du Plio-Quaternaire correspond à la différence entre la bathymétrie et cette surface messinienne. La limite supposée d'extension des sédiments détritiques de l'Ebre est comprise entre le canyon de Valence et le canyon de Foix (Nelson, 1990).

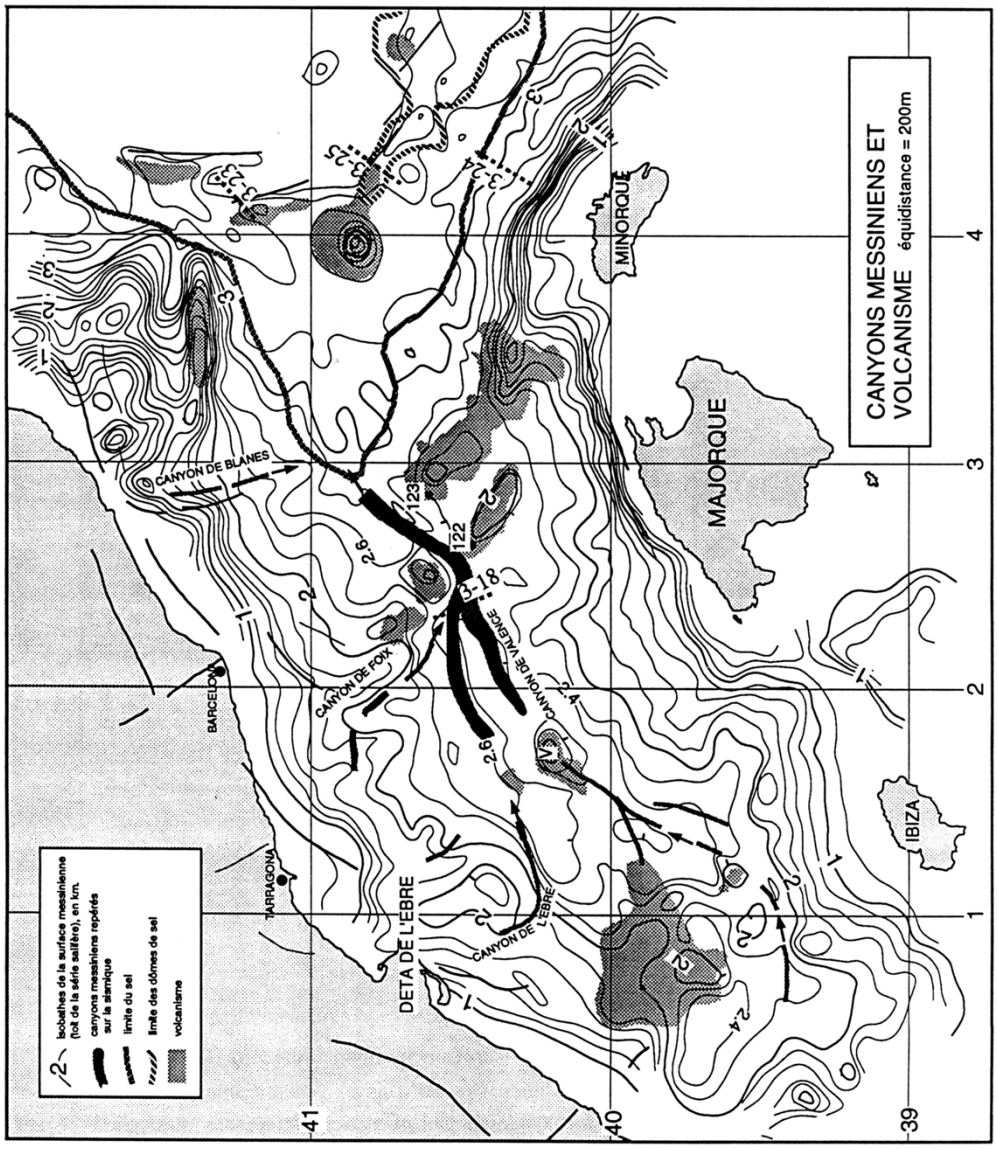


Fig.3-17: Carte illustrant l'influence de la répartition du volcanisme sur les canyons messiniens, (les isobathes du Messinien et les limites du sel sont indiqués).

Annexe 24: Carte des isobathes de la surface messinienne dans la fosse de Valence. Sur le talus de la marge catalane, trois canyons incisent la surface, située dans l'axe (ou légèrement décalés) des canyons actuels ; sur la plate-forme, les canyons messiniens sont souvent peu visibles du fait de l'intense érosion. Les paléo-canyons rejoignent le canal central en différents points (D'après Maillard, 1993).

2. Influences de la sédimentation de piedmont sur la dynamique d'une topographie en surrection : approche expérimentale

Cette seconde partie est une approche expérimentale de l'influence de la sédimentation de piedmont sur une topographie en surrection, à partir de trois séries d'expériences réalisées à pluviométrie constante.

La première série s'intéresse aux relations existantes entre la vitesse de surrection et la dynamique de l'érosion, les produits de l'érosion étant immédiatement évacués du système.

La seconde implique une surface de sédimentation au pied de la topographie en surrection et étudie l'influence de la largeur de cette surface, mesurée perpendiculairement à cette topographie, sur la dynamique de l'érosion.

La troisième concerne l'étude de la perturbation de la dynamique de l'érosion telle qu'elle opère dans la première série d'expériences par l'adjonction en cours d'expérience d'une surface de sédimentation identique à celle de la seconde série.

Cette partie s'intéresse dans un premier temps, sous la forme d'un article, à la dynamique globale de l'érosion d'une topographie en surrection, c'est-à-dire à l'évolution de son altitude moyenne, en fonction des conditions aux limites particulières des trois types d'expériences. Elle concerne ensuite la dynamique locale, c'est-à-dire l'évolution des formes du relief de la zone en surrection proprement dite.

Cette approche expérimentale montre l'influence de la sédimentation de piedmont tant sur la dynamique globale que locale de l'érosion d'une topographie en surrection et renforce le modèle proposé dans la première partie concernant l'aplanissement en haute altitude des chaînes de montagnes sous l'effet de la sédimentation de piedmont

2.1. Objectifs et méthodologie

2.1.1. Les objectifs

Nous avons montré précédemment que l'histoire morphologique des Pyrénées se résume en trois phases d'évolution de la rugosité du relief. Tout d'abord, après l'émergence de la chaîne au Paléocène, le paysage Eocène, relief topographique déchiqueté par des vallées transverses à la chaîne, était comparable au paysage actuel (Coney et al., 1996). A partir de l'Eocène Supérieur, le relief éocène, et en particulier les vallées transverses, sont enfouis sous d'épais épandages détritiques grossiers émanant de la haute chaîne qui aujourd'hui culminent jusqu'à 2000 m et dont on peut prolonger le sommet aux surfaces d'érosion à faible relief local (HE-LR) de la zone axiale. Cette évolution de la rugosité depuis un relief déchiqueté vers un paysage lissé coïncide avec la rupture des connections du réseau de drainage sud pyrénéen vers l'Atlantique, c'est-à-dire au développement d'un bassin de drainage interne (endoréique). Parallèlement la sédimentation devient continentale sur le flanc nord de la chaîne.

Nous avons proposé précédemment que l'aplanissement de la chaîne résulte de la montée du niveau de base du bassin d'avant-pays sud pyrénéen alors que la déformation compressive pyrénéenne se dissipait. Plus précisément le niveau de base de la chaîne correspond à la zone de piedmont qui se caractérise par la présence de dépôts grossiers (conglomérats) traduisant une chute drastique de la capacité de transport des rivières transversales à la chaîne. Ainsi, si la montée de la surface du bassin d'avant-pays est favorisée par le changement de nature, exoréique à endoréique, du réseau de drainage, c'est avant tout la diminution de la capacité de transport des rivières qui entraîne une montée du niveau de base de la chaîne. Autrement dit le réseau de drainage peut rester exoréique alors que le niveau de base de la chaîne s'élève. Cela serait le cas du flanc nord de la chaîne.

L'étude de l'évolution de la morphologie des Pyrénées suggère que la dynamique du relief d'une chaîne n'est pas indépendante de la dynamique sédimentaire de son bassin d'avant pays. Le plus souvent les bassins d'avant-pays se développent initialement en domaine marin puis se comblent progressivement pour devenir des aires de sédimentation continentale

(Flemings and Jordan, 1989). Ainsi d'une manière générale le niveau de base de l'érosion des chaînes se soulève au cours de leur formation. Le soulèvement de la surface d'un bassin sédimentaire va dépendre du flux sédimentaire, de la capacité des rivières à transporter les sédiments, de sa taille et de sa nature (endoréique ou exoréique) et de la rigidité de la lithosphère qui influence la compensation isostatique. Le niveau de base d'une chaîne doit monter d'autant plus que l'accumulation de sédiments est importante. Par conséquent, la dynamique d'un relief en construction doit interagir avec la dynamique de la zone en sédimentation pourvu que la surface de cette dernière se soulève au dessus du niveau de la mer. Il est donc nécessaire de prendre en compte l'effet de l'accumulation des produits d'érosion au pied des chaînes de montagnes pour comprendre la dynamique de leur relief. C'est ce que nous avons modélisé à l'aide d'un dispositif expérimental d'érosion, de surrection et de sédimentation.

La modélisation expérimentale aura pour but de répondre aux deux questions suivantes :

1. *Quels sont les effets de la sédimentation de piedmont des produits d'érosion sur la dynamique globale et sur la dynamique du relief d'une topographie en surrection ?*

2. *Quels sont les effets d'un changement de condition aux limites depuis une topographie sans sédimentation de piedmont vers une topographie bordée par une sédimentation de piedmont ?*

Après un bref historique des expériences réalisées en géomorphologie, la description du dispositif expérimental et de l'ensemble des expériences que nous avons réalisées, je répondrai à la première question en m'appuyant sur la comparaison de la dynamique des topographies expérimentales lorsqu'elles sont entourées ou non par une aire de sédimentation. Les réponses à la première question seront présentées en deux parties, la première concernera la dynamique globale de la topographie tandis que la seconde s'intéressera à la dynamique locale. Dans la première partie présentée sous forme d'article, les caractéristiques géométriques moyennes des modèles nous permettrons de suivre la dynamique de la topographie. Pour cela, le premier paramètre géométrique qui sera calculés et suivi au cours des expériences, sera l'altitude moyenne du relief en soulèvement ($<h>$). Comme nous l'avons suggéré dans l'article concernant les Pyrénées, le second paramètre important sera l'altitude (moyenne) de la limite entre la zone en érosion et la partie la plus proximale de la

zone en sédimentation (<h_f>). Les deux autres paramètres nécessaires à la description de la dynamique seront les temps caractéristiques de la croissance de la topographie et de croissance du cône de sédimentation.

Dans une seconde partie, la dynamique locale du relief sera analysée par la relation pente-aire drainée et par des profils topographiques afin de compléter l'analyse de la dynamique globale.

La modification de la nature de la condition aux limites de la zone en soulèvement et en érosion, depuis un modèle physique sans sédimentation vers un modèle physique permettant un stockage de piedmont des produits d'érosion permettra de répondre à la deuxième question. Pour caractériser le relief, l'analyse géométrique, sera réalisée à partir de profils topographiques et de la relation pente-aire drainée de la topographie en érosion.

Il est important de noter que toutes les expériences que nous avons réalisées ont évoluées dans des conditions de soulèvement continu et constant et de pluviométrie continue et constante. Nous ne modélisons donc ni la relaxation due à la dissipation de l'activité tectonique ni les changements climatiques.

2.1.2. L'approche expérimentale

Pour des raisons d'analogie avec les systèmes naturels, la modélisation expérimentale en géomorphologie privilégie en générale l'étude de la dynamique d'un seul processus (cf introduction dans Lague et al., 2003). Notamment, nombre d'études ont porté sur la formation des terrasses, la dynamique des chenaux, des méandres, de la propagation de l'incision (« knickpoints ») ou de la formation de cônes sédimentaires (e.g. Gardner, 1983; Bryan et al., 1998; Milana, 1998; Whipple et al., 1998; Bennett, 1999; Brunton and Bryan, 2000; Stein and LaTray, 2002; Muto and Steel, 2004; Ouchi, 2004). Cependant certains auteurs ont tenté de modéliser l'interaction entre des chenaux et des interfluves expérimentaux bien qu'il ne soit pas des analogues parfaits des systèmes naturels. Leurs objectifs étaient de (1) caractériser la croissance et la dynamique des chenaux en fonction des caractéristiques de la surface initiale à éroder (Schumm et al., 1987; Hasbargen and Paola, 2000; Pelletier, 2003) et (2) de tester la validité de modèles numériques, en apportant des données physiques de la dynamique des reliefs (Crave et al., 2000; Hancock and Willgoose, 2001; Lague et al., 2003).

Pour répondre aux questions posées, il faut (1) permettre le soulèvement d'un domaine en érosion et (2) permettre à ce système érosion/soulèvement d'engendrer un système en sédimentation. Ce type d'expérience physique n'a jamais été réalisé. Jusqu'ici seuls quelques géomorphologues ont entrepris l'étude du couplage entre l'érosion et le soulèvement d'un système physique (Crave et al., 2000; Hasbargen and Paola, 2000; Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003). Hasbargen et Paola (2000, figure 1) se sont intéressés à la dynamique des chenaux et des crêtes lors des phases de croissance et de stabilisation, c'est-à-dire, à l'équilibre topographique (e.g. Montgomery, 2001, pour la définition de l'équilibre topographique). L'objectif des expériences réalisées par Bonnet et Crave (2003, figure 2) et Lague *et al.* (2003, figure 3) était de caractériser respectivement l'influence de la pluviométrie et des taux de surrection sur la dynamique macroscopique et locale du relief en surrection.

On observe une grande similitude entre les formes des modèles expérimentaux réalisés en laboratoire et les formes des systèmes naturels (à l'échelle continentale), mais cela ne suffit pas à qualifier les modèles expérimentaux de « modèles analogiques ». De l'analyse de la géométrie locale (relation pente/aire drainée), Crave et al. (2000) ont suggéré que leurs modèles physiques pouvaient être des analogues d'un paysage d'échelle kilométrique. Bonnet et Crave (2003) proposent en se basant sur les travaux de Lague et al. (2003) que leurs modèles soient des équivalents des interfluves compris entre les rivières principales qui drainent un paysage. Ils restent tous très prudents quant à l'analogie possible avec les cas naturels alors que pour l'expérimentation en tectonique le dimensionnement a été réalisé (Davy and Cobbold, 1991). Il est en effet très difficile de respecter le dimensionnement entre les processus tectoniques et les processus d'érosion, d'une part, de la méconnaissance des lois d'érosion qui contrebalancent le soulèvement tectonique à l'échelle géologique, d'autre part, l'analyse des processus d'érosion et de transport à l'échelle des modèles expérimentaux reste encore incomplète. Enfin il existe une distorsion des échelles temps entre les processus tectonique et d'érosion, techniquement inévitable quand on passe des systèmes naturels aux systèmes physiques en laboratoire.

Bien que l'analogie des modèles expérimentaux aux systèmes naturels ne soit pas quantifiée, l'expérimentation présente un double intérêt : premièrement, de confronter notre schéma théorique de la dynamique du relief pyrénéen à une réalité physique et, deuxièmement, d'apporter une nouvelle perception de la dynamique des systèmes en érosion, le modèle physique étant indépendant du schéma théorique présumé.

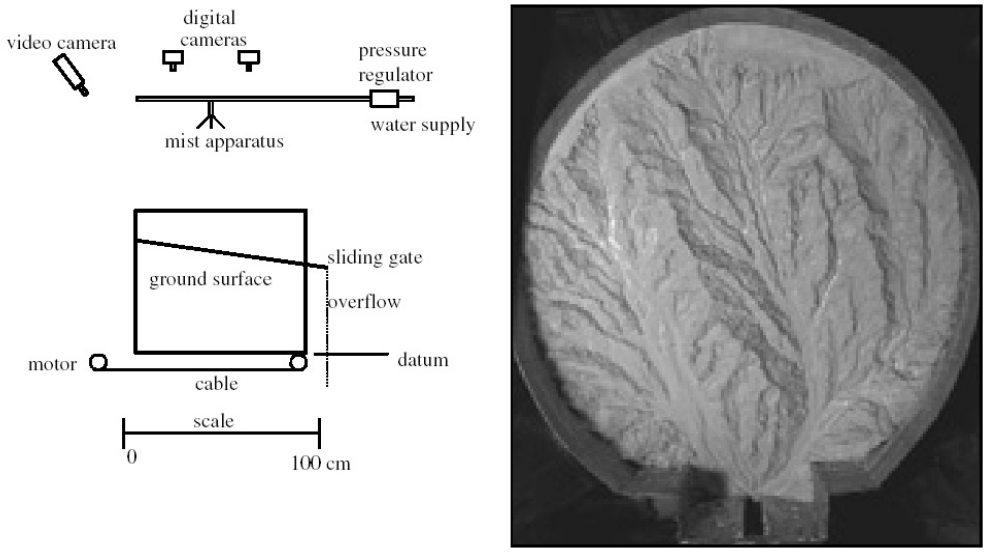


Figure 1: *Dispositif utilisé par Hasbargen et Paola (2000). Un mélange de poudre de silice, de kaolinite et d'eau est versé dans une cuve contenant un exutoire. Un moteur abaisse continuellement l'altitude de l'exutoire ce qui revient à élever le bassin de drainage par rapport au niveau de base. Des brumisateurs simulent une pluie dont les gouttes sont inférieures à 200 µm. L'évolution du relief est suivie par une caméra et des appareils photo.*

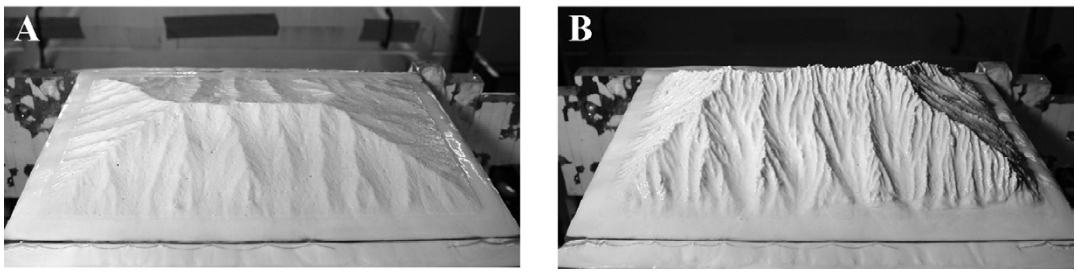


Figure 2: *Modèles obtenus par Bonnet et Crave (2003), le dispositif utilisé est le même que celui utilisé par Lague et al. (2003). (A) et (B) sont des topographies d'équilibre obtenues pour une vitesse de surrection de 15 mm/h et pour une pluviométrie de 166 ± 5 mm/h et 98 ± 7 mm/h respectivement. (A) à t = 240 min et (B) à t = 480 min. Les dimensions de la base des topographies sont 200 × 300 mm.*

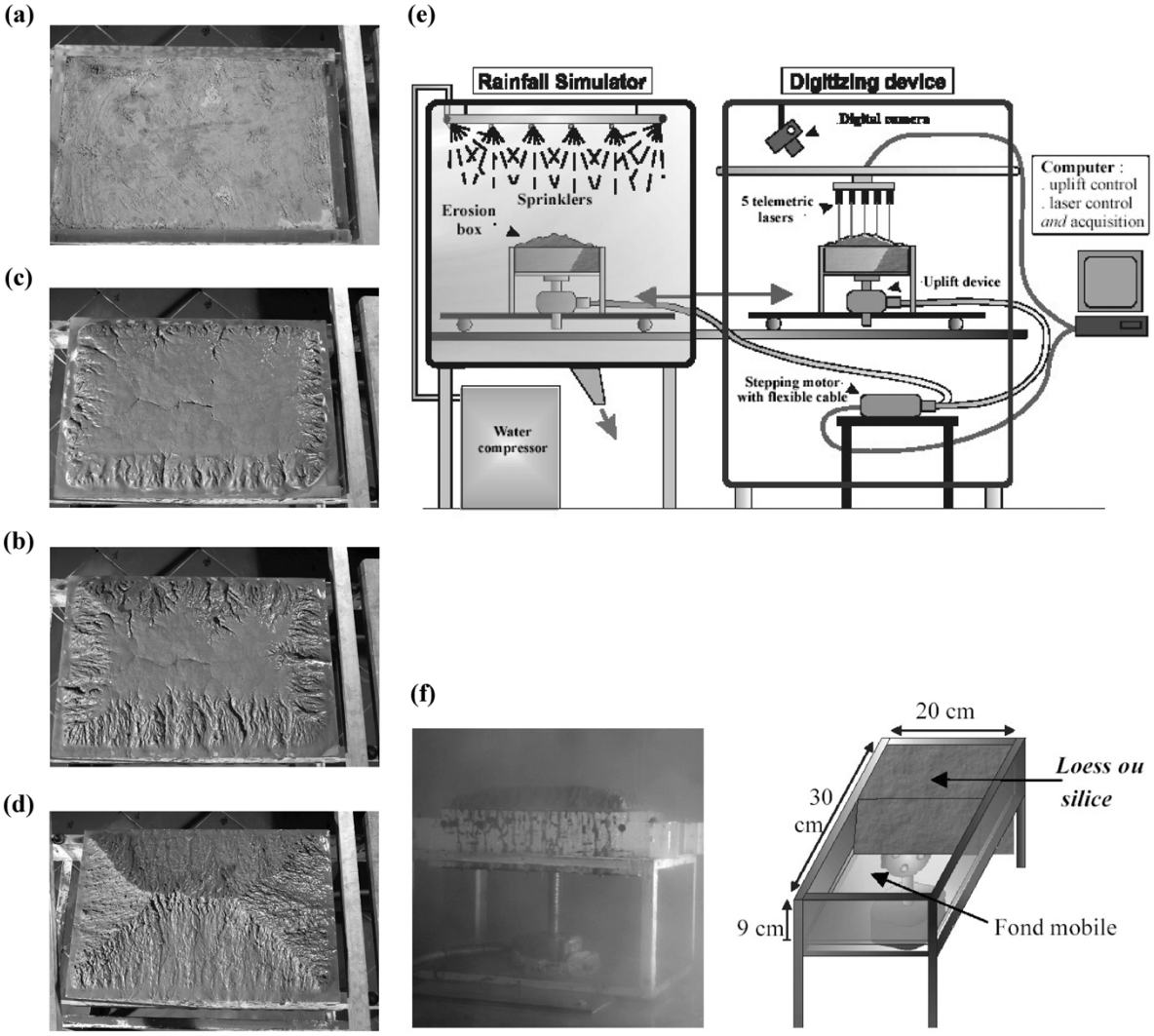


Figure 3: *Dispositif utilisé par Lague et al. (2003). De (a) à (d) évolution d'une expérience sous des conditions de vitesse de surrection et de pluviométrie constantes. La surface initiale (a) est un plateau et la surface finale (d) est une topographie d'équilibre. L'expérience est arrêtée quand le model est à l'équilibre, i.e. que la dénudation compense la surrection. La durée d'une expérience est d'environ 60 min. (e) dispositif expérimental, (f) photographie et schéma de la boîte à érosion placée dans le brumisateur, au cours d'une expérience. Elle est composée d'un moteur et d'un vérin qui permet de déplacer le fond de la boîte à érosion verticalement.*

2.1.3. Dispositif utilisé dans cette étude : caractéristiques techniques

Le dispositif expérimental que nous avons utilisé est différent du dispositif qu'utilisaient Crave *et al.* (2000), Lague *et al.* (2003) et Bonnet et Crave (2003). Le dispositif utilisé dans les précédentes études avait les inconvénients suivants. Premièrement, il existait une variation temporelle de la pluie due au matériel utilisé. Le nouveau système de production de brouillard offre désormais une distribution spatiale de la pluie stable dans le temps (Table 1). Deuxièmement, la taille des anciens modèles ne permet pas le développement de chenaux (Crave et al., 2000; Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003). Or on soupçonne que les interactions entre les versants et les chenaux influencent la dynamique de l'érosion. Les chenaux apparaissent dans des modèles de plus grande dimensions comme les expériences réalisées par Hasbargen et Paola (2000), Hancock et Willgoose (2001). Par conséquent, les dimensions de la boîte à érosion ont été multipliées par deux, les plus grands modèles permettent ainsi d'étudier le comportement du couplage versant/chenaux et de ses conséquences dans la dynamique globale des reliefs. Troisièmement, le temps de digitalisation a été largement réduit avec une augmentation de la précision horizontale et verticale.

Le dispositif utilisé est composé d'une cage à brouillard (« Fog box », figure 4), d'une boîte à érosion (erosion box) et d'un appareil à digitaliser les topographies. La boîte à érosion a les même propriétés que celle utilisée par Lague (2001), le fond de la boîte est amovible, actionné par un moteur piloté par ordinateur (Figure 4). On peut ainsi simuler un soulèvement pour des vitesses variant de 1 mm/h à 50 mm/h. La boîte à érosion faite de Plexiglas transparent avec une base rectangulaire, de dimension 600 × 400 mm et de profondeur 500 mm est disposée à l'intérieur du simulateur de pluie (cage à brouillard) de dimensions 1500 × 1500 × 3000 mm (Figure 4).

Le matériau à éroder est de la pâte de silice comme celle utilisée par Crave *et al.* (2000) et par Bonnet et Crave (2003). La granulométrie moyenne de la poudre de silice utilisée (D_{50}) est 10 μm (D10 = 1.3 μm, and D90 = 34 μm). L'eau représente 20% du poids de poudre de silice. La

pâte de silice est disposée à l'intérieur de la boîte à érosion et elle est extrudée vers le haut par la montée du fond de la boîte au cours de l'expérience.

Dans les expériences précédentes, les produits érodés étaient généralement évacués. Afin de créer une zone en sédimentation au pied du relief en surrection, un plateau composé de plaques de PVC peut être disposé tout autour de la boîte d'érosion (Figure 5).

Quatre brumisateurs sont disposés à chaque angle de la boîte à brouillard, au dessus de la boîte à érosion (Figure 4A). Les brumisateurs (Figure 4B, fabriqués par Delavau) délivrent un mélange eau/air à haute pression. La taille des gouttes d'eau résultantes dépend de la pression d'air. Elles ont un diamètre inférieur à 200 µm ce qui évite les effets « splash » sur la pâte de silice. Au cours de notre étude, le débit d'eau de chaque buse est constant, réglé à 0.75 L/min et la pression d'air de 2 bars, le taux de précipitation obtenu est 119 mm/h ± 6 (Table 2). Le régime pluviométrique est le même pour toutes les expériences.

Table 1. Synthèse des variations spatiale et temporelle de la pluie des dispositifs expérimentaux.

Etudes	Variabilité spatiale	Variabilité temporelle
Crave *et al.* (2000), Lague *et al.* (2003), Bonnet et Crave (2003)	10%	20%
Pelletier (2003)	10%	-
Hasbargen et Paola (2000)	12%	-
Hancock et Willgoose (2001)	> 20%	<5%
Notre étude	5 %	<3%

Avant chaque expérience, des béchers sont introduits dans le brumisateur pour calibrer la pluie (Figure 6). Après les réglages de l'orientation des brumisateurs, la variabilité spatiale de la pluviométrie que nous avons obtenue est seulement de 5 %. De plus la variabilité temporelle pour des pas de temps de 30 min est inférieure à 3 %. Cette nette amélioration de la variabilité tant spatiale que temporelle de la pluie artificielle par rapport à l'ancien dispositif utilisé à Géosciences Rennes (Crave et al., 2000; Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003) tient au fait que les nouveaux brumisateurs ne sont pas équipés de filtres qui se colmataient régulièrement.

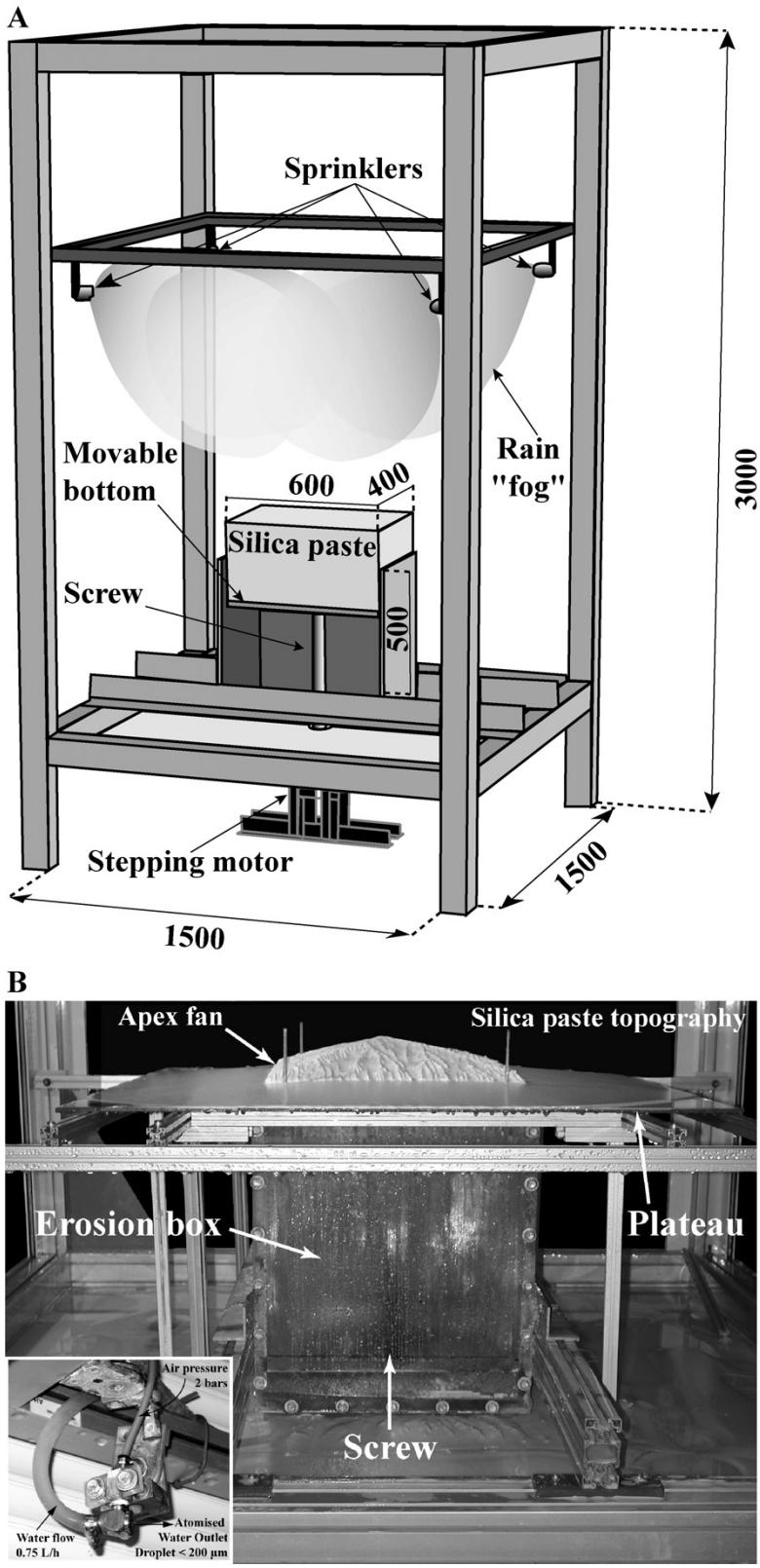


Figure 4 : *(A) Schéma de la cage à brouillard utilisée et de la boîte à érosion disposée au centre. Les dimensions sont en millimètres. Un écorché de la boîte à érosion laisse apparaître la vice qui pousse le fond de la boîte. (B) Photographie du dispositif en fin d'expérience avec sédimentation en pied de la zone en soulèvement/érosion (notez que la boîte à érosion est vide, la totalité de la pâte de silice ayant été expulsée de la boîte à érosion). Photographie d'une buse servant à créer une pluie très fine (sprinkler, en bas à gauche).*

Figure 5: *La boîte à érosion, ici dans le simulateur à brouillard, est entourée d'un plateau composé de plaques de PVC. C'est sur ce plateau que les produits d'érosion s'accumuleront.*

Figure 6 : *Mesure de la pluviométrie pour calibrer l'homogénéité spatiale de la pluie avant chaque expérience.*

Au cours d'une expérience, des acquisitions numériques de la topographie et des photographies sont réalisées à intervalles de 30 à 60 min suivant la vitesse de modification de la topographie. Pour cela l'expérience est arrêtée car les appareils optiques ne fonctionnent pas dans le brouillard. Les informations topographiques sont issues de couples stéréo (photogrammétrie digitale) acquis et traités par le « Advanced TOpometric Sensor » (ATOS, figure7A et 7B) développé par la compagnie (gOm). La résolution horizontale du Modèle Numérique de Terrain (MNT) est 0.5 mm (taille du pixel). La résolution verticale dépend des angles de prises de vues et du positionnement des pastilles repères disposées sur la surface, elle est généralement inférieure à 0.1 mm. Les temps d'acquisition sont cependant assez long, puisque la digitalisation nécessite au moins 6 prises de vue différentes afin de couvrir une topographie de 400 × 600 mm (Figure 7A), ce qui représente entre 20 et 30 min d'arrêt de l'expérience. L'arrêt des expériences et l'évaporation de l'eau contenue dans la pâte de silice pourrait modifier ses propriétés, cependant on n'observe pas de modification de la dynamique du relief pour des temps de digitalisation inférieurs à 30 min (Crave et al., 2000).

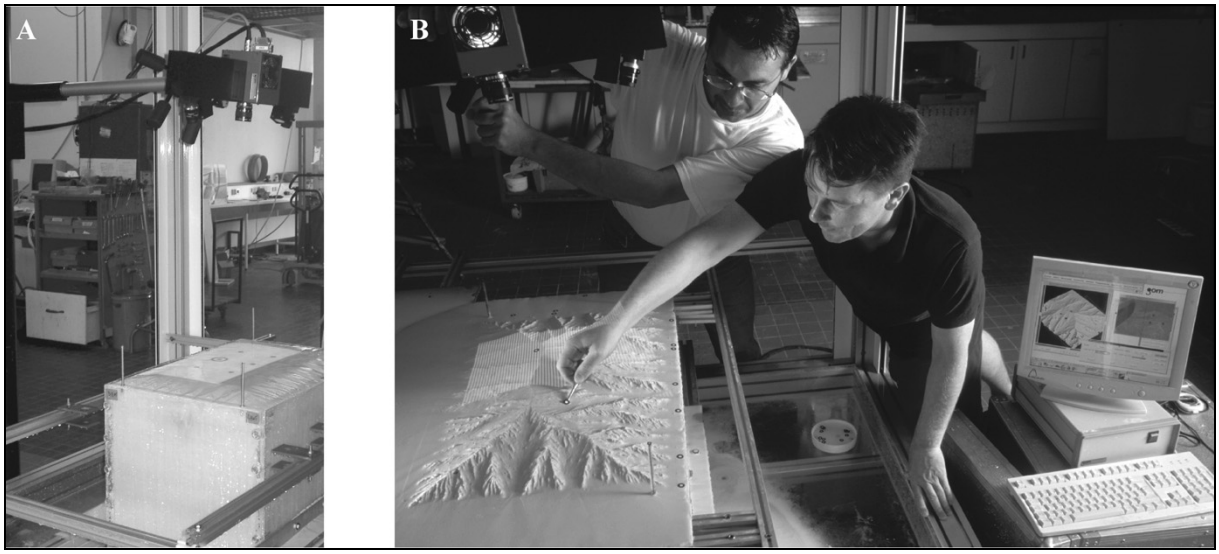


Figure 7: *(A) Positionnement de dispositif ATOS au dessus du modèle pour digitaliser la surface topographique. (B) Répartition nécessaire de repères sur la surface du modèle pour permettre au logiciel de reconnaître les images. A l'écran, visualisation au cours de la numérisation de la topographie.*

2.2. Résultats expérimentaux

L'étude des effets de la sédimentation de piedmont sur la dynamique d'un relief en surrection comporte huit expériences (Table 2) dont quatre sans préservation des produits d'érosion (Type 1) et quatre avec sédimentation au pied du relief sur un plateau (Type 2 et 3). Quatre vitesses de surrection, de 5 à 20 mm/h, ont été testées dans la première série. Trois tailles de plateaux, 125, 250 et 500 mm, ont été testées dans la seconde série. Toutes les expériences commencent par le soulèvement d'une surface plane faiblement rugueuse, sauf l'expérience P5 qui commence par une topographie déjà à l'équilibre stationnaire à laquelle on a ajouté un plateau sur le pourtour (Type 3) (Table 2).

Table 2. Conditions expérimentales

Nom	Vitesse de surrection (mm/h)	Pluviométrie (mm/h) ± 6	Limites de la boîte d'érosion (mm)	Surface initiale	Durée (min)
Type 1					
B4	5	119	libres	plane	510
B1	10	119	libres	plane	510
B6	15	119	libres	plane	600
B3	20	119	libres	plane	360
Type 2					
P6	15	119	plateau 125	plane	630
P2	15	119	plateau 250	plane	570
P1	15	119	plateau 500	plane	810
Type 3					
P5	15	119	plateau 250	topo eq. stat. B6	810

La pluviométrie est constante et identique pour toutes les expériences (119 mm/h). A part les expériences B1, B3 et B4, toutes les expériences sont soumises à une vitesse de surrection de 15 mm/h (Table 2). Les valeurs de vitesse de surrection et de pluviométrie ont été choisi de façon à permettre une comparaison des expériences avec les études précédentes (Crave et al., 2000; Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003).

Les résultats des expériences sont présentés en trois parties.

La première partie des résultats concerne l'analyse de la dynamique globale du système surrection/érosion/sédimentation. Les variables mesurées sont l'altitude moyenne de la zone en surrection/érosion, l'altitude moyenne de la limite entre les zones en érosion et en sédimentation, et les temps caractéristiques des variations de ces altitudes moyennes afin de d'analyser la dynamique macroscopique des modèles. Les résultats de la dynamique macroscopique sont présentés sous forme d'article : *"Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach"* (p137). Les figures qui n'ont pu être incluses dans l'article sont présentées en annexe à la fin du chapitre. Il s'agit des planches photos des différentes expériences (Annexes 1 à 8, p180-187), d'une coupe du cône sédimentaire montrant son architecture (Annexe 9, p188) et d'une série de profils topographiques montrant l'évolution générale d'une expérience avec sédimentation (Annexe 10, p188).

La deuxième partie des résultats (p155) correspond à l'analyse de l'influence de la tectonique, de la condition aux limites (présence ou non d'un piedmont) et de la nature de l'équilibre sur la dynamique d'un relief en surrection à l'échelle locale. L'analyse des formes des modèles comprend la comparaison de profils topographiques, et des relations pente-aire drainée des topographies à l'équilibre.

La troisième partie (p165) concerne l'influence sur la dynamique globale et locale d'un changement brutal d'une condition aux limites, depuis un modèle à l'équilibre sans sédimentation vers un modèle entouré d'une zone en sédimentation.

2.2.1. Dynamique globale

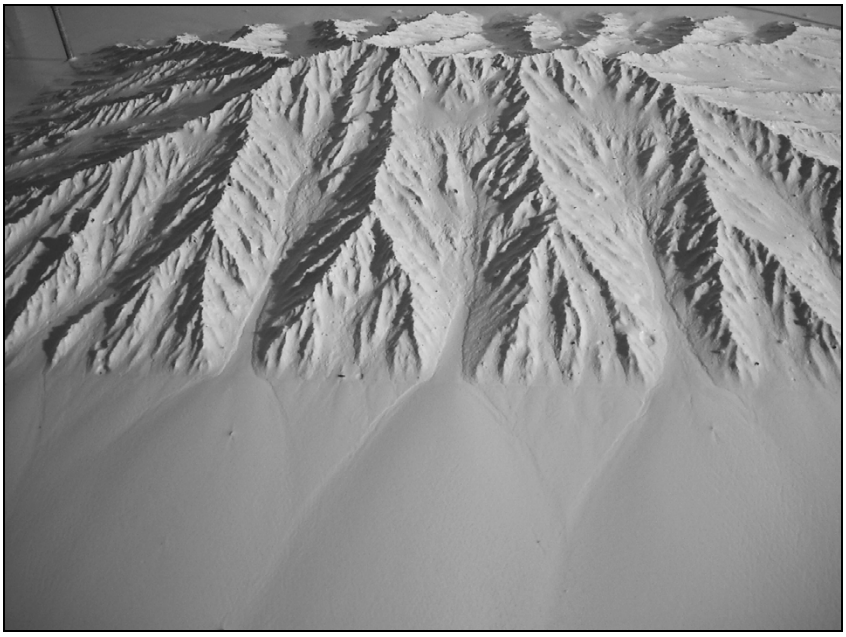
Article :

Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach

Julien Babault, Stéphane Bonnet, Alain Crave and Jean Van Den Driessche

Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex - France

Submitted to Geology



Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach

Julien Babault
Stéphane Bonnet
Alain Crave
Jean Van Den Driessche

*Corresponding author:
Géosciences Rennes
Université de Rennes1
UMR CNRS 6118
Campus de Beaulieu
35042 Rennes cedex
France
Julien.Babault@univ-rennes1.fr

ABSTRACT

Models of relief development generally assume that eroded products are evacuated far from the landscape whereas in nature they often deposit at the foot of mountain belts, within continental environments. Because piedmont aggradation could modify the base-level for erosion we ask the question of the influence of piedmont sedimentation on the dynamics of an upstream relief. We developed an experimental study of relief dynamics of laboratory-scale models submitted to uplift under runoff-driven erosion. We compare the dynamics of topographies surrounded or not by a depositional belt made of eroded products coming from upstream. We show that piedmont aggradation raises the outlets of the drainage basins and therefore the whole upstream topography. Piedmont aggradation acts on the dynamics of the upstream relief by modifying the relative uplift rate (applied uplift rate minus aggradation rate) that denudation tends to balance. When the timescale of aggradation is higher than the timescale of relief development the topography cannot reach a steady-state between denudation and the applied uplift rate as long as aggradation occurs. However, in that case

denudation may balance a continuously varying relative uplift rate during a dynamic equilibrium phase of the topography: aggradation imprints its dynamics to the building relief.

Keywords: relief dynamics, uplift, erosion, sedimentation, denudation, experimental modeling.

INTRODUCTION

The relief of mountain belts results from the competing action of tectonic processes that create topography and of erosional processes that destroy it. Different models of relief dynamics have been proposed (Davis, 1889; Penck, 1953; Hack, 1960) following the timescale of these processes (Kooi and Beaumont, 1996). Among them, Hack (1960) argued that a steady state of the landscape may develop because of a balance between tectonic and erosional processes. The ability of a system to reach a steady-state depends on its response time with regard to variation in the external forcing parameters such as tectonics and climate (Kooi and Beaumont, 1996; Tucker and Slingerland, 1997; Whipple, 2001). The steady state of a relief submitted to a constant uplift rate implies constant macroscale geometry of the relief, then constant denudation rates and outward sediment flux.

Mountain ranges are usually bounded by sedimentary basins where eroded products accumulate. Sediment flux to basins depends on the erosional dynamics of the upstream reliefs and some works have tentatively used the sediment record as a proxy of relief dynamics (Pazzaglia and Brandon, 1996). Up to now, conceptual models of relief dynamics have been put forward independently of sedimentary processes within the basins. However, if sedimentation in front of a relief occurs above sea level (referred in the following as piedmont aggradation), it will modify its dynamics, because it will act as an increase of the base-level for erosion, defined as the limit between erosion and sedimentation (Wheeler, 1964). The erosional dynamics of mountain belts will be therefore different depending on the nature, underfilled or overfilled (e.g. Flemings and Jordan, 1989), of the surrounded sedimentary basins. Here we investigate how sedimentation influence an upstream relief submitted to uplift by using an experimental approach of erosion dynamics.

EXPERIMENTAL DESIGN AND PROCEDURE

We use an experimental device to simulate erosion of reliefs submitted to constant uplift and rainfall rates. The device is a modified version of a previous apparatus (Crave et al., 2000; Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003). The material eroded is a silica paste made

of silica powder (D50 = 10μm) mixed with water. The silica paste fills a rectangular box (erosion box, size 400 × 600 mm and 500 mm deep) whose base can move upward or downward within the box. These movements are driven by a screw and a computer-controlled stepping motor. During an experiment, the base moves upward at a constant rate and it pushes the silica paste outside the top of the erosion box at a rate defined as the uplift rate (U). The erosion box is located in a rainfall simulator where four industrial sprinklers deliver a high pressure water/air mixture. All experiments run under the same rainfall rate of 120 ± 5 mm/h. During an experimental run we regularly stop the uplift and rainfall devices to construct 0.5 mm square-grid DEMs. We digitize the topography at different time-steps, usually from 30 to 60 min of erosion. Topographic information is derived from optical stereo data acquired with the Advanced TOpometric Sensor (ATOS) developed by the gOm company.

We present results from three types of experiments (Table 1). Type 1 consists in four runs under different uplift rates. In these experiments the eroded products leave the erosion box (Figure 1A). In type 2 the addition of a plateau all around the top of the erosion box allows the eroded products to deposit at the foot of the raising zone (Figure 1B). Three experiments were run with the same uplift rate but with different size of the surrounded plateau. The first phase of type 3 corresponds to type 1, followed by a second phase during which a plateau is added as in type 2.

RELIEF DYNAMICS WITHOUT FOOHILL SEDIMENTATION (TYPE 1 EXPERIMENTS)

When experiments start, the top surface of the models is roughly flat. As uplift progresses topographic incisions develop along the four border of the model and propagate inward until the complete dissection of the initial surface is achieved. Figure 2A shows the typical evolution of the mean elevation $<h>$ of such an experiment. During a first stage, the mean elevation progressively increases that corresponds to the growth phase of the landscape (Lague et al., 2003). In a second stage, the mean elevation stabilizes around a constant value. It defines a macroscale steady state of the relief (Hack, 1960) and implies that the output eroded flux equals the input uplift flux (Figure 2A). Hereafter we characterize the experiments by using two parameters (Table1): $<h>_{s.s.}$, the mean elevation at steady state, and τ_{topo}, the characteristic timescale to attain steady state. τ_{topo} is derived from an exponential fit of the mean elevation data during the growth phase, of the form:

$$< h >_{s.s.} = a + b(1 - e^{-t/\tau}). \quad (1)$$

For four uplift rates we observe a positive threshold-linear relationship between $<h>_{s.s.}$ and U (Figure 3):

$$< h >_{s.s.} = 4.8 + 1.2U. \quad (2)$$

$\tau_{topo.}$ does not vary significantly with U (Table 1) and is on the order of 94 min. The steady state occurs after around 300 min of erosion (Figure 2A). The erosional behavior of the models and their dependency with U are similar to those obtained by Lague et al. (2003).

RELIEF DYNAMICS ASSOCIATED WITH PIEDMONT SEDIMENTATION (TYPE 2 EXPERIMENTS)

Dynamics of sedimentation

Piedmont sedimentation of the eroded products does not change the sequence of the relief development with regard to the raising zone. At the outlet of the developing catchments small fans of sediments form that progressively coalesce into a unique larger one, as a natural bajada, surrounding the raising zone (Figure 1B). As uplift and erosion progress, the fan progrades toward the plateau edge keeping its mean slope constant (~4°), whereas its apex elevation ($<h>_f$) increases (e.g. Figure 2B). This dynamics lasts until the fan reaches the plateau edge where the particles come out of the system. Then no more aggradation occurs at the plateau edge whereas sediments still aggrade upslope. This results in a progressive increase of the fan slope up to a threshold slope (~6.5°), for which the whole fan becomes a by-pass zone. All the particles that are produced from now on by erosion within the raising zone leave the system so that $<h>_f$ does not longer increase. The $<h>_f$ curve then shows a progressive decrease of the aggradation rate (U_f). Three experiments were performed that differ by the size of the deposition zone and hence by the time the fan becomes a by-pass zone (τ_f, Table 1) and by the final elevation of the fan apexes ($<h>_{f\text{-}s.s}$, Table 1) (Figure 2 B, C and D). The greater the plateau, the longer the time $<h>_f$ stabilizes (Figure 4).

Relief dynamics

Aggradation displaces upward the base level for the relief which then rises at a relative uplift rate (U_r) such as $U_r = U - U_f$. Stabilization of $<h>$ is never achieved as long as piedmont aggradation occurs (Figure 2D), i.e. no steady state is defined according to the mean elevation criteria. As U_r varies depending on a timescale defined by τ_f, and as $<h>_{s.s}$ depends on the uplift rate (Figure 3), the gradually change in U_r prevents the development of any steady state. This is the case all along the experiment P1 (Figure 2D). However, after 300 min the denudation rate balances U_r indicating that the following topographies are at equilibrium (Figure 2D). From that point, onwards denudation and the resulting topography adjust to a continuously changing uplift rate, that is, with imperceptible response time. Such a behavior is defined as a dynamic equilibrium (Hack, 1960). It is to note that the time necessary to reach dynamic equilibrium in experiment P1 is nearly the same as the time required for experiments without sedimentation to attain steady state. This suggests that the presence of a sedimentation zone does not influence the drainage network growth, not any more the required time for erosion to balance a varying uplift rate (dynamic equilibrium).

By contrast with experiment P1, the fans stop to aggrade in experiments P2 and P6. U_r then recovers the uplift rate and a steady state of the topography develops (Figures 2B and 2C). In these experiments the timescale to reach steady state depends on τ_f. During experiment P6 this time is roughly the same as for experiments without piedmont sedimentation (around 300 min: Figures 2A and 2B) because τ_f equals τ_{topo} (Table 1), preventing any dynamic equilibrium.

In experiment P2, steady state is reached later than in experiments without sedimentation (450 min against 300 min: Figures 2C and 2A), because τ_f here exceeds τ_{topo} (Table 1). Between 300 and 450 min the topography probably evolves under a state close to dynamic equilibrium. Indeed, although the denudation rate does not strictly equal U_r (Figure 2C), both show a similar evolution. For experiment P1, the steady state has not been reached because the required time was too long with regards to the initial volume of silica paste. As the deposition zone is extensive, τ_f greatly exceeds τ_{topo} (Table 1) and the dynamic equilibrium phase lasts a long time (at least 510 min).

For experiments with piedmont sedimentation that reached steady state (P2 and P6), $<h>_{s.s.}$ lies far above the $<h>_{s.s.}$ vs. U trend defined by equation 2 (Figure 3). The fan apex elevation being constant, a relative steady state mean elevation ($<h>_{s.s.-r}$) can be defined, such as $<h>_{s.s.-r} = <h>_{s.s.} - <h>_f$. When considering $<h>_{s.s.-r}$, experiments P2 and P6 lie close to the trend defined by equation 2. Similarly, the mean elevation of topographies at dynamic

equilibrium ($<h>_{dyn.eq.}$) plotted against U_r lies far above the trend defined by equation 2 (Figure 3). But when considering the relative mean elevation at dynamic equilibrium such as $<h>_{dyn.eq.-r} = <h>_{dyn.eq} - <h>_f$, it follows the trend defined by equation 2. Therefore, when denudation balances uplift the relationship between $<h>_{s.s.-r}$ and U, or between $<h>_{dyn.eq.-r}$ and U_r is neither altered by the presence of a depositional zone nor by the nature of the equilibrium (steady state or dynamic equilibrium).

RELIEF DYNAMICS PERTURBATION BY EMERGENT PIEMONT AGGRADATION (TYPE 3 EXPERIMENT)

The first phase of the type 3 experiment corresponds to type 1 experiment (B6). As soon as a steady state is achieved, a plateau is added as in type 2 experiments (Figure 2E). Then the $<h>$ curve shows a two-stage evolution of the relief dynamics. The first stage (from 600 to 990 min) corresponds to the sudden increase of $<h>$ just after the addition of the plateau and consequently to the break of the previous steady state. The $<h>$ increase implies the decrease of the denudation rate. Topography dynamics during the second stage is similar to that of experiment P2, including a dynamic equilibrium phase. When the fan becomes a by-pass zone at 990 min, topography enters a new steady state, for which $<h>$ is much higher than for the previous steady state.

DISCUSSION

A direct application to natural systems is not reliable as perfect scaling of laboratory-scale reliefs is nearly impossible as natural large-scale conditions cannot be downscaled in the laboratory without scale distortions (Crave et al., 2000; Hasbargen and Paola, 2000; Lague et al., 2003). However results from modeling can be used to emphasis general concepts of landscape behaviors. The present ones highlight the importance of the elevation dynamics of the piedmont at catchment's outlets. It shows that erosional dynamics is modified if the timescale of piedmont aggradation is higher than the timescale of relief development. In this case, after a period of drainage network growth, the relief enters a period of dynamic equilibrium. The transition from dynamic equilibrium to steady state occurs only if aggradation stops. Piedmont aggradation can consequently impose its dynamics to a relief submitted to uplift (Figure 4). Whatever the timescale of processes, the second main effect of

piedmont deposition is to shift upward the elevation of the outlets of the drainage basins. This results in the increase of the absolute elevation of the whole topography by an amount equal to the mean elevation of the fan apex (Figure 3), which defines the base level of the upraising relief. The linear relation between the uplift rate and the mean elevation, as observed in experiments without piedmont sedimentation, also applies between the relative uplift rate and the relative mean elevation for experiments with piedmont sedimentation (Figure 3).

Finally the results of these experiments suggest that in nature piedmont sedimentation may contribute to the very high elevation of mountain peaks that surround high plateaus (eg. Tibet, Altiplano) and that the transition from underfilled foreland basins to overfilled foreland basins will result in the lowering of the denudation rate of upraising mountain belts without involving any reduction of the tectonic uplift rate.

References cited

Bonnet, S., and Crave, A., 2003, Landscape reponse to climate change: Insights from experimental modelling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography: Geology, v. 31, p. 123-126.

Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J., Sokoutis, S., Bodet, L., and Compagnon, R., 2000, Analogue Modelling of Relief Dynamics: Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, v. 25, p. 549-553.

Davis, W.M., 1889, The geographical cycle: Geogr. J., v. 14, p. 481-504.

Flemings, P.B., and Jordan, T.E., 1989, A synthetic stratigraphic model of foreland basin development: Journal of Geophysical Research, v. 94(B4), p. 3851-3866.

Hack, J.T., 1960, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions: American-Journal-of-Science, v. 258, p. 80– 97.

Hasbargen, L.E., and Paola, C., 2000, Landscape instability in an experimental drainage basin: Geology, v. 28, p. 1067-1070.

Kooi, H., and Beaumont, C., 1996, Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 3361-3386.

Lague, D., Crave, A., and Davy, P., 2003, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift: Journal-of-geophysical-research, v. 108, p. ETG3.1-ETG3.20; 2.

Pazzaglia, F.J., and Brandon, M.T., 1996, Macrogeomorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record: Basin Res., v. 8, p. 255-278.

Penck, W., 1953, Morphological analysis of landforms: London, Macmillan, 429 p.

Tucker, G.E., and Slingerland, R., 1997, Drainage basin responses to climate change: Water Resour. Res., v. 33, p. 2031-2047.

Wheeler, H.E., 1964, Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy: Geol. Soc. Am. Bull., v. 75, p. 599-610.

Whipple, K.X., 2001, Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation: American-Journal-of-Science, v. 301, p. 313-325.

Figure captions

Figure 1. A: Oblique view of an experiment at steady-state, without piedmont deposition (Type 1: experiment B6 at t=360 min). B: Oblique view of an experiment at dynamic-equilibrium, associated with piedmont deposition (Type 2: experiment P2 at t=380 min). The size *L* of the deposition zone is 250 mm.

Figure 2. Graphs showing the mean elevation $<h>$ of the topography and the mean fan apex elevation ($<h>_f$) evolutions of experiments type 1, (A: B6), type 2 (B: P6; C: P2; D: P1), and type 3 (E: P5). These experiments evolved under the same uplift rate (*U*) of 15 mm/h and rainfall rate of 120 mm/h (Table 1). Steady-state is defined by a constant mean elevation of the relief through time and by the denudation rate (*D*) that equals the uplift rate. Dynamic equilibrium is defined when the denudation rate equals the relative uplift rate (U_r). "Fan limit" refers to the time the fan reaches the plateau edge.

Figure 3. Absolute (cross and solid symbols) or relative (open symbols) steady state and dynamic equilibrium mean elevations of the continuously uplifted zone against absolute (steady states topographies) or relative uplift rate (dynamic equilibrium topographies). Solid line shows the fit of the mean elevation of type 1 experiments at steady state against the imposed uplift rate.

Figure 4. Mean value of the characteristic timescale to attain steady-state for type 1 experiments that evolved without piedmont deposition (solid circle) and characteristic timescale of the deposition zone to attain the stabilization of $<h>_f$ (open circle). Data are plotted against the size of the deposition zone. For a plateau size larger than 125 mm, the timescale of the deposition zone is higher than the timescale of relief development. In this case, the deposition zone imprints its dynamics to the relief which then evolved under a dynamic equilibrium after the growth phase of the drainage network. The thick grey line indicates the general characteristic timescale for an uplifted zone to reach a steady state whether surrounded or not by a deposit zone.

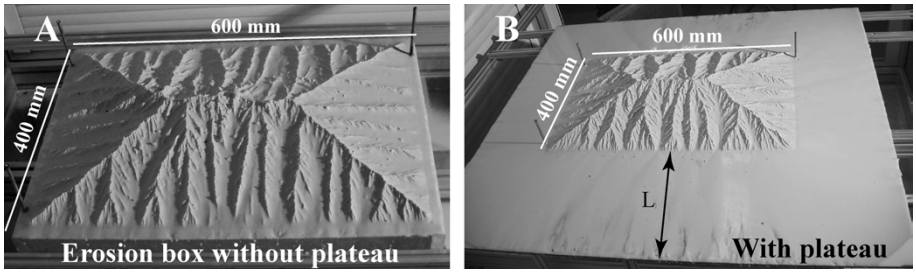

A
600 mm
400 mm
Erosion box without plateau
B
600 mm
400 mm
L
With plateau

Figure 1

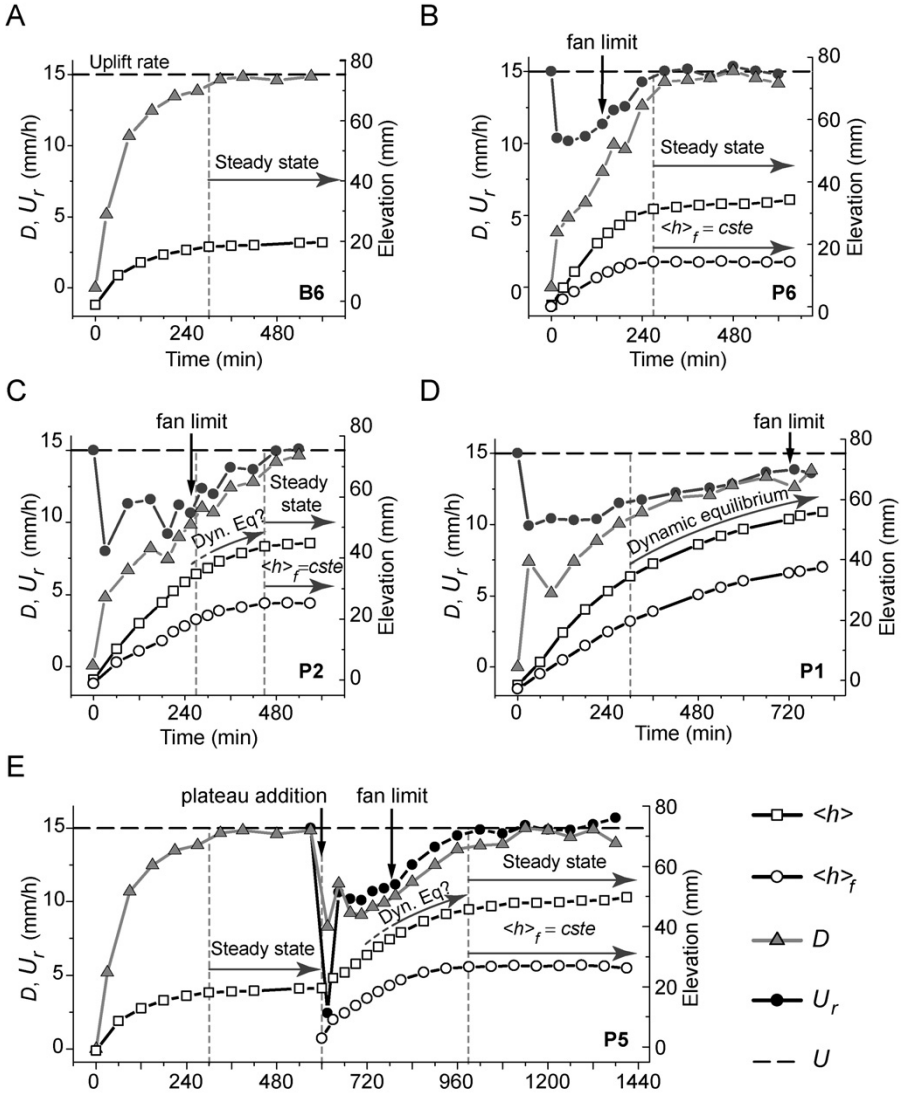

A
Uplift rate
Steady state
B6
Time (min)
D, Ur (mm/h)
Elevation (mm)
B
fan limit
Steady state
<h>f = cste
P6
C
fan limit
Steady state
Dyn. Eq?
<h>f=cste
P2
D
fan limit
Dynamic equilibrium
P1
E
plateau addition
fan limit
Steady state
Dyn. Eq?
<h>f = cste
P5
<h>
<h>f
D
Ur
U

Figure 2

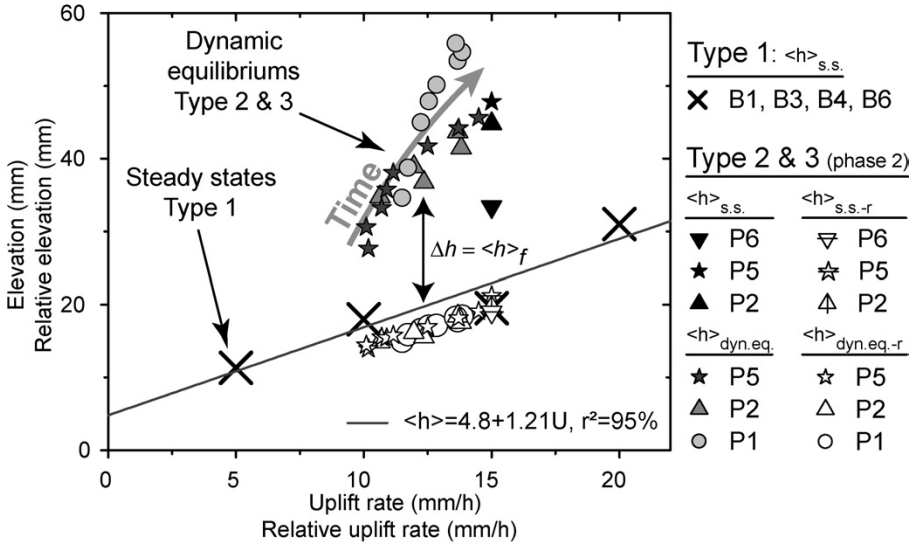

Dynamic equilibriums Type 2 & 3
Steady states Type 1
Time
Δh = <h>f
<h>=4.8+1.21U, r²=95%
Elevation (mm)
Relative elevation (mm)
Uplift rate (mm/h)
Relative uplift rate (mm/h)
0
20
40
60
0
5
10
15
20
Type 1: <h>s.s.
B1, B3, B4, B6
Type 2 & 3 (phase 2)
<h>s.s.
<h>s.s.-r
P6
P5
P2
<h>dyn.eq.
<h>dyn.eq.-r
P5
P2
P1

Figure 3

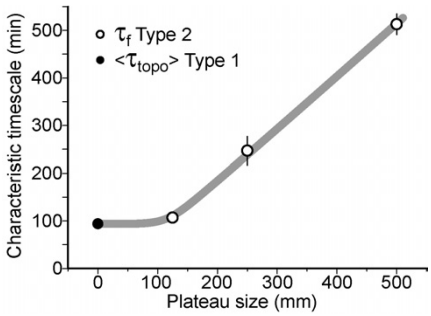

Characteristic timescale (min)
0
100
200
300
400
500
τf Type 2
<τtopo> Type 1
0
100
200
300
400
500
Plateau size (mm)

Figure 4

TABLE 1. EXPERIMENTAL CONDITIONS AND RESULTS

Name	Uplift rate (mm/h)	Rainfall rate (mm/h)	Erosion box boundaries (mm)	$\langle h \rangle_{s.s.}$ (mm)	$\langle h \rangle_{s.s.-r}$ (mm)	$\langle h \rangle_{f-s.s.}$ (mm)	τ_{topo} (min)	τ_f (min)
Type 1 experiments								
B4	5	120	free	11.3	-	-	95±07	-
B1	10	120	free	18	-	-	93±06	-
B6	15	120	free	19.5	-	-	98±07	-
B3	20	120	free	31	-	-	89±06	-
Type 2 experiments								
P6	15	120	plateau 125	33.4	19	14	-	107±10
P2	15	120	plateau 150	44.8	19.6	25	-	247±30
P1	15	120	plateau 500	55.8*	18.2*	52†	-	513±40
Type 3 experiments								
P5	15	120	plateau 250	47.8	21	27	-	140±08

Note: the τ_f is calculated from an exponential fit of the $\langle h \rangle_f$ curve as τ_{topo}.

*$\langle h \rangle_{dyn.eq.}$ and $\langle h \rangle_{dyn.eq.-r}$ of dynamic equilibrium for $U_r = 13.6$ mm/h at $t = 810$ min.

†Estimated value from an exponential fit of the $\langle h \rangle_f$ curve.

2.2.2. Dynamique locale

a. Objectifs et méthodes

Nous avons montré précédemment que la sédimentation de piedmont modifie la dynamique du système en érosion à l'échelle macroscopique (article § 2.2.1.) mais nous avons volontairement occulté la dynamique locale, c'est-à-dire la dynamique du relief du système en érosion. C'est ce que nous allons analyser et discuter dans cette partie. L'objectif de l'analyse locale est de quantifier les formes topographiques, en particulier via la relation pente-aire drainée. La relation pente-aire drainée a été choisie car elle a l'avantage théorique de lier les formes topographiques aux processus responsables de l'érosion (Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Montgomery et al., 1996; Sklar and Dietrich, 1998).

Dans les systèmes naturels (e.g. Hack, 1957), on observe des lois de puissance reliant la pente locale S de la topographie à l'aire drainée amont A (Figure 8) :

$$S = kA^{-\theta} \qquad \textit{(eq. 1)}$$

avec θ l'indice de concavité (Flint, 1974) et k l'indice de pente. Théoriquement des processus d'érosion différents sont caractérisés par des valeurs de θ différents. Par exemple, pour le domaine fluviatile la majorité des valeurs de θ varient entre 0.4 et 0.7 pour des bassins versants dont la taille varie de 0.5 à 3000 km² bien que des valeurs de l'indice de concavité qui varient entre <0.3 et >1.0 aient été documenté (e.g. Tucker and Whipple, 2002 pour une synthèse).

Les concepts les plus généralement admis pour prédire l'évolution des rivières sont les modèles en transport limité (Kirkby, 1971; Smith and Bretherton, 1972; Howard and Kerby, 1983; Willgoose et al., 1991), obéissant à une loi de type puissance du flux (stream power) et les modèles en détachement limité (Howard and Kerby, 1983; Howard, 1994; Whipple and Tucker, 1999) obéissant à une loi de type puissance unitaire du flux (unit stream power).
En transport limité, la capacité de transport par unité de largeur de rivière q_c s'écrit de la forme (Howard et al., 1994) :

$$q_c = K_c A^{m'} S^{n'}, \qquad (eq.\ 2)$$

K_c est le coefficient de transport sédimentaire, A l'aire drainée amont, S la pente, m' et n' sont des constantes positives.

En détachement limité, quand on exprime le débit d'eau, la vitesse d'écoulement, la largeur des rivières en fonction de l'aire drainée A et de la pente S, l'incision I s'écrit, si le seuil d'érosion est négligé, de la forme (Howard and Kerby, 1983) :

$$I = KA^m S^n. \qquad (eq.\ 3)$$

K_c est le coefficient d'érosion, m et n sont des constantes positives.

Dans ce cadre théorique, les relations pente-aire drainée permettent d'avoir accès aux lois d'érosion par le biais de l'indice de concavité θ ($\theta = (m'-1)/n'$ en transport limité et $\theta = m/n$ en détachement limité) et du coefficient d'érosion K. La figure 9 montre la répartition possible des processus d'érosion au sein du diagramme pente-aire drainée telle qu'elle a été proposée par Montgomery and Foufoula-Georgiou (1993), Montgomery (1996) et Sklar et Dietrich (1998). L'estimation de la loi d'érosion et de transport à partir des systèmes naturels implique de connaître la vitesse de surrection (U) et la mesure du flux de sédiments. En effet, Il est nécessaire de savoir si l'érosion compense le soulèvement du substratum (Rock uplift défini par England et Molnar, 1990), i.e. si le système géomorphologique est à l'équilibre topographique ou de dénudation. De plus, il faut faire l'hypothèse que le système soit en détachement ou en transport limité, que le taux de surrection soit homogène et que le coefficient d'érosion K soit constant. Toutes ces conditions limitent la possibilité de comprendre la dynamique du développement des reliefs par l'étude des systèmes naturels en se basant sur la théorie. C'est pourquoi l'étude d'un modèle expérimental, pour déterminer les lois d'érosion et de transport, est plus judicieuse car K et U peuvent être contrôlés de telle sorte qu'ils soient constants. Par la suite, les données physiques permettent de calibrer les modèles numériques. Cet aspect a été développé à Géosciences Rennes au cours de la thèse de Lague (2001). Lague *et al.* (2003) ont montré que dans leurs modèles expérimentaux, la

vitesse de surrection ne modifiait pas les processus d'érosion (θ constant). L'unique influence de la vitesse de surrection était d'augmenter les pentes locales (k).

L'étude des relations pente-aire drainée des expériences sans sédimentation (type 1) et avec sédimentation (type 2) complètera l'analyse de l'altitude moyenne présentée dans la section 2.2.1. L'analyse locale montrera l'influence de la vitesse de soulèvement, de la condition aux limites (avec ou sans sédimentation) et de la nature de l'équilibre (stationnaire ou dynamique) sur la géométrie des topographies et les processus d'érosion via la relation pente-aire drainée.

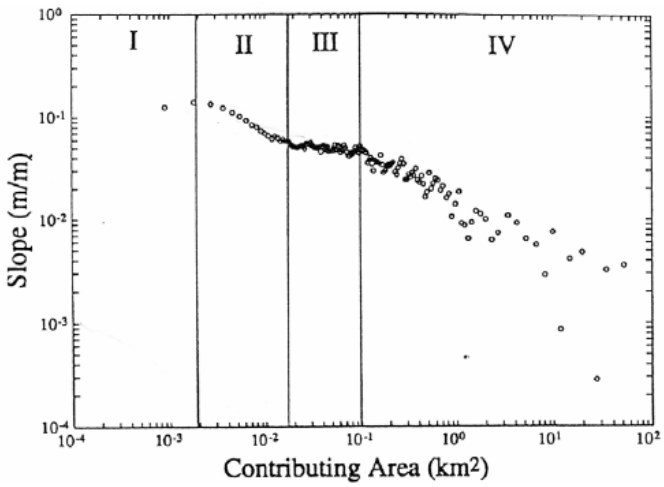


Figure 8: *Exemple de relation entre la pente locale et l'aire drainée. Les différents domaines correspondent de I à IV aux versants, au domaine non-chenalisé, à une zone de transition et aux rivières (Ijjasz Vasquez and Bras, 1995)*

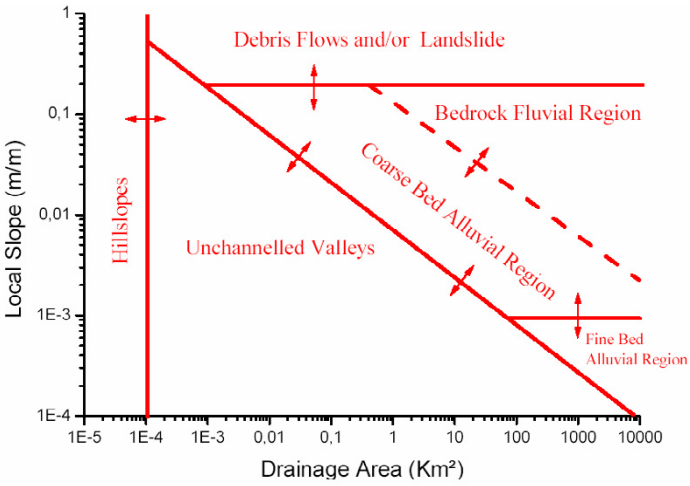


Figure 9: *Synthèse des différentes transitions entre processus d'érosion et de transport dans un basin versant en fonction de la pente locale et de l'aire drainée (d'après, Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Montgomery et al., 1996; Sklar and Dietrich, 1998) (Synthèse Lague, 2001).*

b. Relation pente-aire drainée des topographies à l'équilibre stationnaire à bords libres : influence de la vitesse de surrection

L'analyse des relations pente/aire drainée des topographies à l'équilibre (steady state) des expériences B4, B1, B6 et B3 a été réalisée sur l'ensemble de la zone en érosion (i.e. en soulèvement). On observe cinq domaines différents dans la relation pente-aire drainée (Figure 10). La relation pente-aire drainée de l'expérience $B3_{s.s.}$ montre que l'indice de concavité diffère suivant les domaines I, II, II et IV. θ est compris entre 0.03 et 0.30. Les valeurs les plus fortes concernent les domaines I et IV.

Les aires drainées inférieures à 0.75 mm² correspondent à la partie de la topographie convexe vers le haut, i.e. aux crêtes (Figure 11). Ce domaine d'érosion pourrait être dominé par la diffusion c'est pourquoi il n'est pas caractérisé par une loi de puissance. Il existe par ailleurs quatre domaines pour lesquels la topographie est concave vers le haut. Le premier domaine ($0.75 < A < 4$ mm²) correspond aux parties supérieures des versants (Figure 11), sous les crêtes. Le second domaine ($4 < A < 50$ mm²) correspond aux parties amont des incisions (Figure 11). La partie intermédiaire ($50 < A < 4000$ mm²) correspond aux incisions ne possédant pas de chenaux (Figure 11). Les aires drainées les plus grandes ($A>4000$ mm²) correspondent à la zone marqué par des chenaux de quelques millimètres de large (Figure 11).

Quand on compare les relations pente-aire drainée des topographies à l'équilibre stationnaire pour différentes vitesses de surrection on observe globalement une augmentation des pentes avec la vitesse de surrection (Figure 10). L'augmentation des pentes locales en fonction de la vitesse de soulèvement se traduit par une augmentation du relief topographique comme on l'observe sur les profils topographiques (Figure 12). L'augmentation du relief s'observe également sur les planches photographiques où elle s'apprécie par la profondeur des incisions (Annexes 1 à 4, p180-183).

Pour une vitesse de surrection de 5 mm/h, une seule loi de puissance relie la pente à l'aire drainée alors qu'au dessus de cette valeur, l'indice de concavité θ varie suivant les quatre domaines définis précédemment (Figure 10). Globalement, plus la vitesse de surrection est forte et plus les indices de concavité sont grands excepté pour le domaine II. θ est le plus grand dans les plus petites et les plus grandes aires drainées (domaine I et IV), et le plus faible dans le domaine II. La vitesse de soulèvement semble donc modifier le type de processus d'érosion et même d'en faire apparaître dans les expériences B1, B6 et B3 par rapport à B4. Lague et al. (2003) ont observé un phénomène identique et ont suggérée qu'il pouvait être le

résultat d'une modification du processus d'érosion et de transport par l'augmentation de la concentration de sédiment dans l'eau. D'autre part, le fait de n'observer qu'une faible différence de θ entre les domaines I et IV des expériences B3 et B1 pourrait signifier que le processus d'érosion soit le même dans les très petites et dans les grandes aires drainées ce qui semble surprenant car on observe des chenaux uniquement dans les grandes aires drainées. A priori on pourrait s'attendre à des processus d'érosion différents dans les petites et les grandes aires drainées. Toutefois θ est un rapport de m et de n et plusieurs combinaisons de ces deux paramètres peuvent engendrer la même valeur de θ pour des processus d'érosion différents.

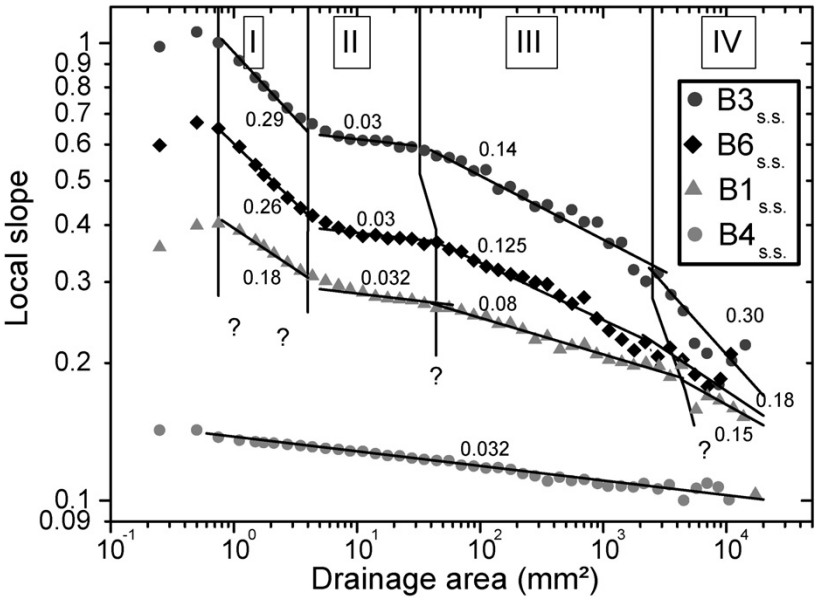


Figure 10: *Relations pente/aire drainée calculée pour les topographies à l'équilibre stationnaire (Steady State) des expériences B4, B1, B6 et B3 (Type 1) sur l'ensemble de la zone en surrection/érosion pour des vitesses de surrection de 5, 10, 15 et 20 mm/h respectivement. Il s'agit de la moyenne arithmétique des pentes sur des intervalles d'aire drainée constants en dimension logarithmique. L'indice de concavité (θ) pour chaque domaine est indiqué sur les droites de régression. Ces quatre expériences ont évoluées sans sédimentation de piedmont.*

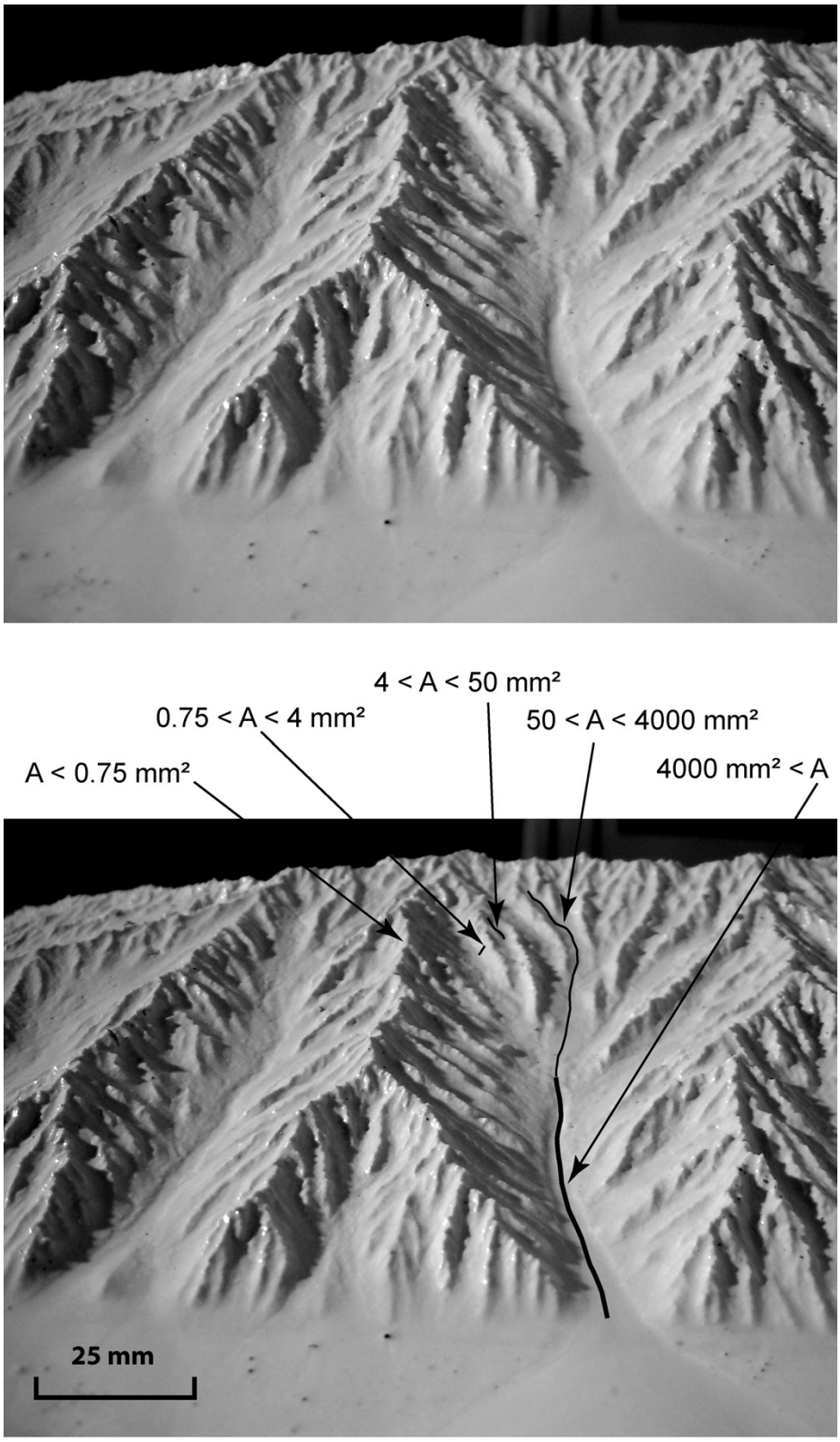


Figure 11: *Photographie d'un bassin versant de l'expérience $P2_{s.s.}$ (photo CIMG_1220) et localisation des différentes aires drainées.*

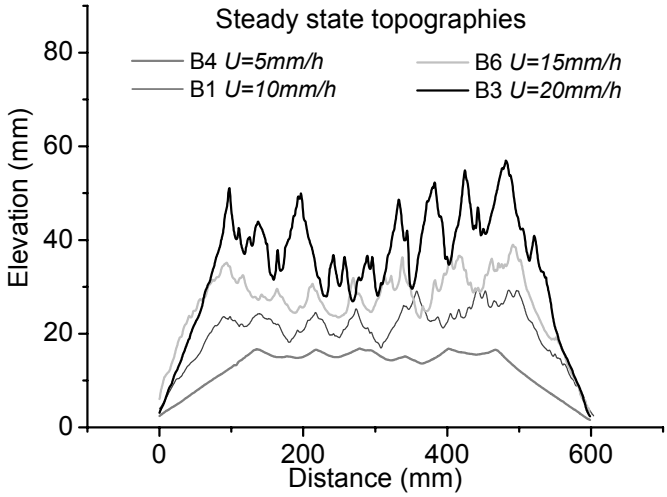


Figure 12: *Profils topographiques des expériences à bord libres (Type 1). Ils s'agit des topographies à l'équilibre stationnaire (Steady state). Les profils topographiques sont réalisés parallèles au grand côté de la boîte d'érosion, à 110 mm du bord.*

c. <u>Influence de la condition aux limites (bords libres et sédimentation de piedmont) sur la géométrie locale via la relation pente-aire drainée</u>

Les topographies à l'équilibre stationnaire des expériences avec sédimentation ($P2_{s.s.}$ et $P6_{s.s.}$) ont, comme les expériences à bords libres, une relation pente-aire drainée à cinq domaines dont quatre en loi de puissance (Figure 13). Parce qu'elles évoluent sous les mêmes conditions surrection/pluviométrie, les topographies $P2_{s.s.}$ et $P6_{s.s.}$ peuvent être comparée à la topographie $B6_{s.s.}$. La figure 14 montre que les échelles de transition entre les différents domaines sont identiques (Figure 14, $B6_{s.s.}$, $P6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$). Dans le domaine I, les indices de concavité des topographies ($P6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$) avec sédimentation ($\theta = 0.29$ et $\theta = 0.36$) sont élevés comme il l'est pour la topographie $B6_{s.s.}$ ($\theta = 0.26$) et les relations pente-aire drainée se superposent, c'est-à-dire que les pentes sont identiques (Figure 14). Dans les domaines II et III, les indices de concavités sont identiques (Domaine II : $\theta = 0.03$ et domaine III : $\theta = 0.125$) entre les topographies $B6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$ tandis qu'ils sont très légèrement inférieurs pour la topographie $P6_{s.s.}$ (Domaine II : $\theta = 0.02$ et domaine III : $\theta = 0.10$). On observe également que les pentes des topographies avec sédimentation ($P6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$) sont légèrement inférieures aux pentes de la topographie sans sédimentation ($B6_{s.s.}$). Dans le domaine IV, les indices de concavité des topographies avec sédimentation $P6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$ ($\theta = 0.3$ pour les deux topographies) sont supérieurs à celui de l'expérience sans sédimentation $B6_{s.s.}$ ($\theta = 0.18$).

L'analyse de la géométrie locale par la relation pente-aire drainé montre que, à vitesse de surrection et pluviométrie équivalentes, l'organisation tridimensionnelle des topographies à l'équilibre stationnaire des expériences bordées ou non par une zone en sédimentation est quasi similaire (Figure 14, $B6_{s.s.}$, $P6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$). Par conséquent, les états transitoires du développement des topographies comprenant une zone en sédimentation ne modifient pas la géométrie locale finale des topographies à l'équilibre stationnaire.

Les relations pente-aire drainée des topographies à l'équilibre dynamique de l'expérience P1 ont aussi été analysées. La figure 14 montre que les pentes de la topographie $P1_{dyn.eq.}$ à 810 min sont inférieures aux pentes locales des topographies à l'équilibre stationnaire (Figure 14, $B6_{s.s.}$, $P6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$). La différence s'explique par une vitesse de surrection relative inférieure (13.6 mm/h à 810 min) à la vitesse de surrection (15 mm/h) des topographies à l'équilibre stationnaire $B6_{s.s.}$, $P6_{s.s.}$ et $P2_{s.s.}$. Bien qu'il nous faudrait des expériences sans sédimentation avec $U = 13.5$ mm/h pour pouvoir comparer la topographies à l'équilibre dynamique de l'expérience $P1_{Dyn.eq.}$ à 810 min à une topographie à l'équilibre stationnaire sans sédimentation, on note que les relations pente-aire drainées des topographies $P1_{Dyn.eq.}$ à 810 min et $B1_{s.s.}$ avec $U = 10$ mm/h se superposent dans les domaines II et III. Les indices de concavité et les pentes sont identiques (domaine II : $\theta \sim 0.03$ et domaine III : $\theta \sim 0.09$). Des différences d'indice de concavité s'observe par contre dans les domaines I et IV avec des indices de concavité supérieurs pour la topographie à l'équilibre dynamique ($P1_{Dyn.eq.}$ à 810 min, domaine I : $\theta \sim 0.29$/ $B1_{s.s.}$ domaine I : $\theta \sim 0.18$ et $P1_{Dyn.eq.}$ à 810 min, domaine IV : $\theta \sim 0.30$/ $B1_{s.s.}$ domaine IV : $\theta \sim 0.15$). La topographie à l'équilibre stationnaire sans sédimentation $B1_{s.s.}$ bien que n'étant pas à l'équilibre pour une vitesse de surrection identique à la topographie à l'équilibre dynamique $P1_{Dyn.eq.}$ à 810 min avec $U_r = 13.5$ mm/h montre des caractères communs dans les domaines II et IV tant pour les indices de concavité que pour les pentes.

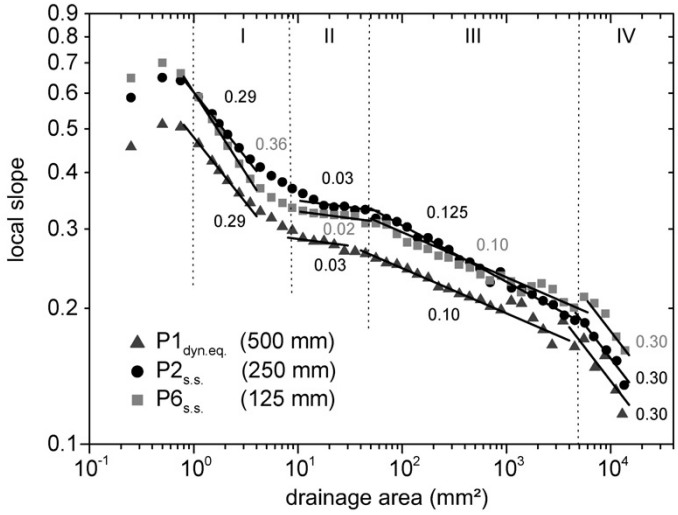


Figure 13: *Relations pente-aire drainée des topographies à l'équilibre stationnaire ($P2_{s.s.}$ et $P6_{s.s.}$) avec U = 15 mm/h et d'une topographie à l'équilibre dynamique ($P1_{Dyn.eq.}$) avec U_r = 13.5 mm/h, à 810 min. Sont indiqués la tailles de plateaux pour chaque expérience.*

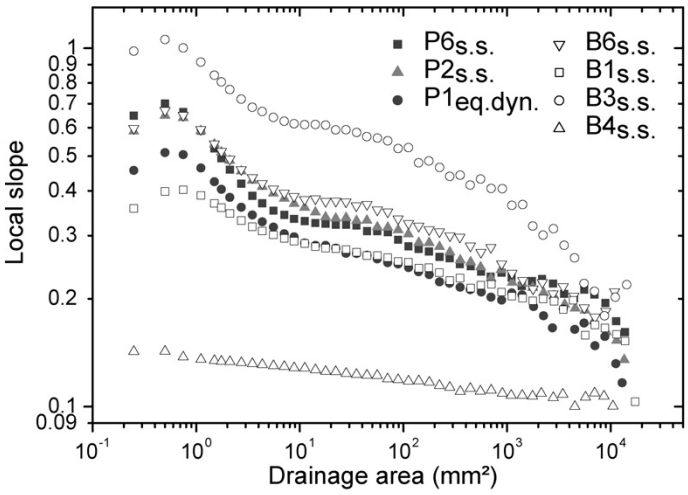


Figure 14: *Comparaison entre les relations pente-aire drainée des topographies d'équilibre des expériences bordées ou non par un plateau. $P1_{Dyn.eq.}$ correspond à la topographie à 810 min, pour une vitesse de soulèvement relative de 13.5 mm/h.*

d. Interprétation/conclusion

Dans la partie « analyse globale » nous avons montré que la présence d'une zone en sédimentation est responsable d'une modification de la vitesse de soulèvement que l'érosion tend à compenser (Figure 15). Toutefois, la relation entre l'altitude moyenne relative et les vitesses de surrection absolues ou relatives (eq 2, section 2.2.1.) ne sont pas modifiées par l'aggradation de piedmont pour les topographies à l'équilibre stationnaire et pour les topographies à l'équilibre dynamique respectivement. Nous avons vu que les processus d'érosion semblent être faiblement dépendant de la vitesse de surrection pour des vitesses de surrection comprises entre 10 et 15 mm/h. Par la sédimentation de piedmont, les vitesses de surrection relative varient entre 10 et 15 mm/h et les processus d'érosion ne sont que faiblement modifié. C'est pourquoi l'analyse locale montre que l'aggradation de sédiment ne modifie pas ou très peu les relations pente-aire drainée dans la gamme de vitesses de surrections relatives et par conséquent ne modifie probablement pas les processus d'érosion. Aussi, il est logique que la relation entre l'altitude moyenne des topographies l'équilibre stationnaire et la vitesse de surrection des expériences type 1 $(< h >_{s.s.} = 4.8 + 1.2U)$ soit équivalente à la relation entre l'altitude moyenne relative et la vitesse de surrection $(< h >_{s.s.-r} = 4.8 + 1.2U)$ des topographies à l'équilibre stationnaire des expériences Type 2&3 et à la relation entre l'altitude moyenne relative et la vitesse de surrection relative $(< h >_{dyn.eq.-r} = 4.8 + 1.2U_r)$ des topographies à l'équilibre dynamique des expériences type 2&3. De plus, la stabilité des processus d'érosion implique que les temps caractéristiques de mise à l'équilibre stationnaire soient uniquement modifiés par le temps de mise à l'équilibre du cône de sédimentation (c'est-à-dire le passage d'une zone en sédimentation à une zone en transfert, Annexes 9 et 10).

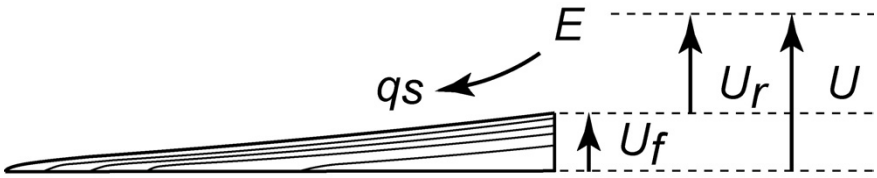


Figure 15: *U est la vitesse de surrection, U_f est la vitesse de montée de la surface de sédimentation, U_r est la vitesse effective de surrection ou vitesse relative de surrection calculée par la différence entre U et U_f. E est la dénudation de la zone en érosion, q_s est le flux de sédiments provenant de l'érosion.*

2.2.3. Influence d'un changement de condition aux limites (bords libres à sédimentation de piedmont) : aplanissement syn-soulèvement

a. Objectifs

Les analyses globales et locales ont permis de comprendre le couplage entre le système surrection/érosion et le système sédimentaire. Dans les systèmes naturels (à l'échelle continentale), l'environnement de dépôt des bassins d'avant pays passe généralement de marin à continental (« underfilled à overfilled », e.g. Flemings and Jordan, 1989). La correspondance des expériences de type 2 à la nature serait celle d'une topographie en surrection bordée par à bassin sédimentaire à milieu de dépôt continental. Or, pour répondre à la deuxième question soulevée par l'étude de l'évolution des Pyrénées, nous avons tenter de modéliser le passage d'une sédimentation marine à continentale. Dans ce but, nous avons réalisé une expérience où une topographie à bords libres et déjà organisée est perturbée par l'ajout d'un plateau à son pied (Expériences type 3, Table 2 p134, Figure 16). Bien que l'analyse globale de l'expérience type 3 soit déjà présentée dans l'article de la section 2.2.1., nous allons la décrire à nouveau en y ajoutant l'analyse locale pour étudier l'influence d'un changement brutal d'une condition aux limites par la création d'un piedmont sédimentaire sur la dynamique du relief topographique. Afin d'utiliser la première partie de l'expérience pour l'obtention de résultats dans la série d'expériences à bords libres (Type 1), nous avons ajouté le plateau autour d'une topographie à l'équilibre stationnaire avec $U = 15$ mm/h ($B6_{s.s.}$).

b. Description de l'expérience B6-P5

DYNAMIQUE GLOBALE

La première partie de l'expérience correspond à l'expérience B6. Le système en surrection/érosion B6 évolue depuis une surface plane faiblement rugueuse (± 1.5 mm) jusqu'à atteindre un état d'équilibre stationnaire (Figure 16 et 17A). A l'équilibre stationnaire,

l'altitude moyenne n'évolue plus (Figure 16, <*h*> = 19.5 mm, Table 1, p152, pour 300 < *t* < 600 min).

Dans la deuxième partie de l'expérience, nous plaçons autour de la topographie d'équilibre B6, à 600 min, un plateau de 250 mm de large (Figure 17A). Les produits d'érosion peuvent dès lors être stocké au pied d'un relief préexistant. Après la pause du plateau, l'altitude moyenne augmente dans un premier temps et se stabilise par la suite (Figure 16). Tout au long de l'expérience B6-P5, la vitesse de surrection est constante (U = 15 mm/h). Par conséquent, l'augmentation de l'altitude moyenne (<*h*>) à partir de 600 min, alors que la topographie B6 était à l'équilibre stationnaire, implique nécessairement une diminution de la vitesse de dénudation. On observe une diminution de 1/3 de la dénudation sur le graphique de la figure 16. A partir de 630 min, la dénudation et la vitesse de surrection relative ont une évolution similaire ce qui suggère que la topographie est à l'équilibre dynamique bien que les valeurs de D et de U_r ne soient pas strictement égales. A 990 min, l'expérience P5 atteint un nouvel état d'équilibre stationnaire macroscopiquement équivalent à l'équilibre stationnaire atteint par P2 (Table 1, article section 2.2.1.). Par contre, le temps caractéristique de mise à l'équilibre (τ_f) est plus court que celui de l'expérience P2 (Table 1, article section 2.2.1.). La différence entre les deux expériences P2 et P5 est la nature de la topographie initiale. Au début de l'expérience P5, la topographie initiale est déjà organisée ($B6_{s.s.}$), elle délivre un flux sédimentaire plus important que la topographie plane de l'expérience P2 et le cône atteint plus rapidement la limite du plateau.

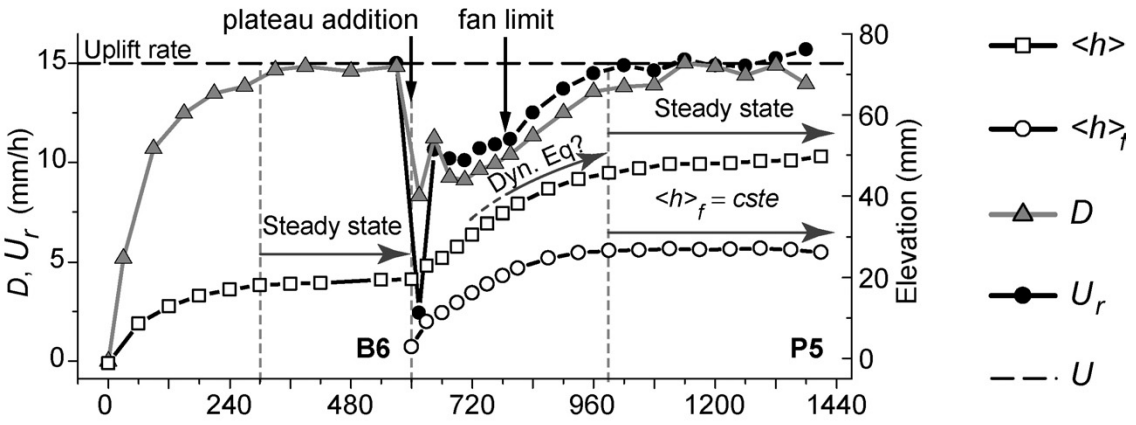


Figure 16 : *Le graphique montre l'évolution de l'altitude moyenne <h>, de l'alitude moyenne de l'apex du cône* $<h>_f$*, de la vitesse de surrection relative* (U_r) *et de la vitesse de dénudation (D) de l'expérience type 3 (P5). Un plateau permettant la sédimentation est ajouté autour de la topographie d'équilibre B6 à 600 min. L'équilibre stationnaire est défini par une altitude moyenne constante dans le temps et par l'égalité entre la vitesse de dénudation (D) et la vitesse de surrection (U). L'équilibre dynamique est défini par l'égalité entre la vitesse de dénudation et la vitesse de surrection relative* (U_r)*. « Fan limit » correspond au moment où le cône de sédimentation atteint les bords du plateau.*

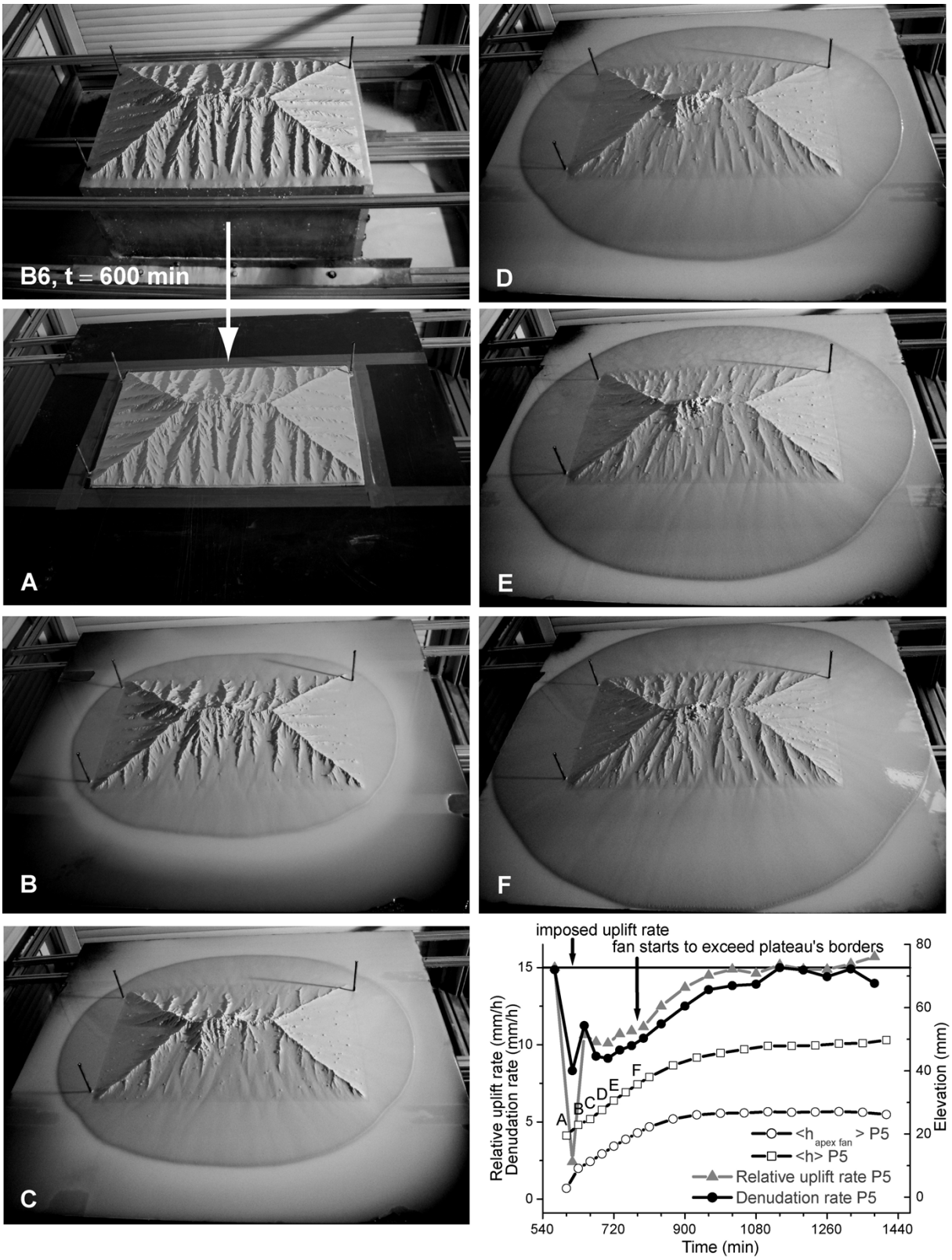


Figure 17: *Premiers stades d'évolution de l'expérience P5. (A) t = 600 min, (B) t = 630 min, (C) t = 660 min, (D) t = 690 min, (E) t = 720 min et (F) t = 780 min.*

DYNAMIQUE LOCALE

Suite à la pause du plateau, un fait majeur, autre que l'augmentation de l'altitude moyenne, est la modification du relief topographique (Figures 17A à 17D, 18 et 19). Le relief topographique est ici défini qualitativement par la fréquence de pics et de creux et par l'amplitude entre les pics et les creux, i.e. par l'indentation. L'expérience P5 est marquée par trois phases distinctes. La première correspond à un lissage du relief topographique, la seconde à une croissance du relief topographique et la dernière à une stabilisation du relief topographique. Dans la partie qui suit, le relief topographique des deux premières phases sera analysé par des profils topographiques transverses aux drains principaux et par les pentes locales via la relation pente-aire drainée.

Les trois profils topographiques de la figure 20 permettent de suivre l'évolution du relief topographique au cours de l'expérience P5 à la fois dans les parties avales, intermédiaires et amonts (Profils 1, 2 et 3, respectivement). Dès les 30 premières minutes après la pause du plateau, le relief topographique de la partie avale de la zone en érosion (Profil 1, Figure 20) diminue fortement. Il est important de souligner que cette diminution du relief n'est pas le résultat d'une sédimentation et d'un comblement des vallées, la zone en surrection étant continuellement en érosion. Il faut attendre 60 minutes (t = 660 min) pour que la rugosité soit modifiée et lissée dans la partie centrale des versants du modèle (Profil 2, Figure 20). Dans la partie amont (Profil 3, Figure 20) la rugosité est modifiée après 90 min (t = 690 min). La propagation du lissage du relief topographique depuis les parties avales vers les parties amonts peut être quantifiée par la relation pente-aire drainée. La figure 21 (Graphique de gauche) montre que le passage d'une topographie rugueuse ($B6_{s.s.}$ à 600 min) à une topographie lissée (P5_4 à 720 min) s'accompagne d'abord d'une diminution des pentes locales correspondant aux grandes aires drainées (A > 10 mm², P5_1). Par la suite, les pentes locales des petites aires drainées diminuent progressivement de 630 à 720 min (P5_1 à P5_4).

Passé 720 min, les profils topographiques et les relations pente-aire drainée montrent que le relief topographique et les pentes locales augmentent. Les pentes augmentent à la fois dans les petites et dans les grandes aires drainées (P5_4 à P5_16, figure 21 droite). La relation pente/aire drainée est simplement déplacée vers le haut du graphique. A 1230 min (P5_14), les valeurs des pentes locales sont légèrement supérieures à celles de la topographie à l'équilibre stationnaire ($B6_{s.s.}$). Les valeurs des pentes locales sont alors maximales et demeurent inchangée par la suite (P 5_16).

Figure 18: *Topographie à l'équilibre stationnaire de l'expérience B6 entouré d'un plateau de 250 mm de large correspondant à la topographie initiale de l'expérience P5.*

Figure 19: *Expérience P5 à t = 720 min. La topographie initiale a été totalement lissée, seul un faible relief persiste.*

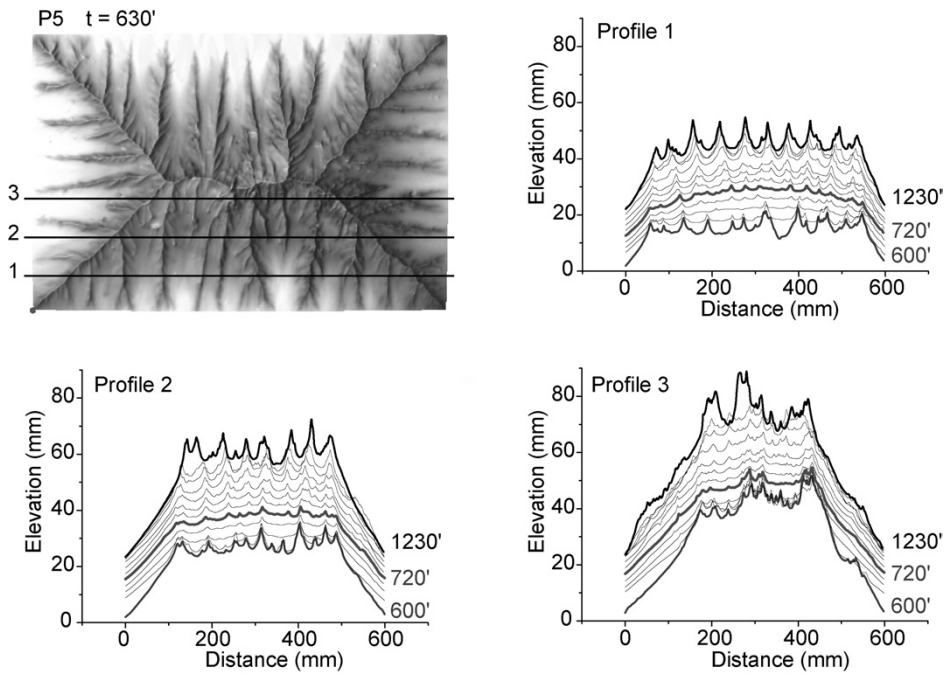


Figure 20: *Profils transverses aux bassins versants de l'expérience P5. Les profils 1, 2 et 3 sont respectivement distants de 55, 110 et 165 mm de la limite entre la zone en érosion et la zone en sédimentation. Le profil en grisé au milieu des autres profils correspond à P5 à t = 720 min.*

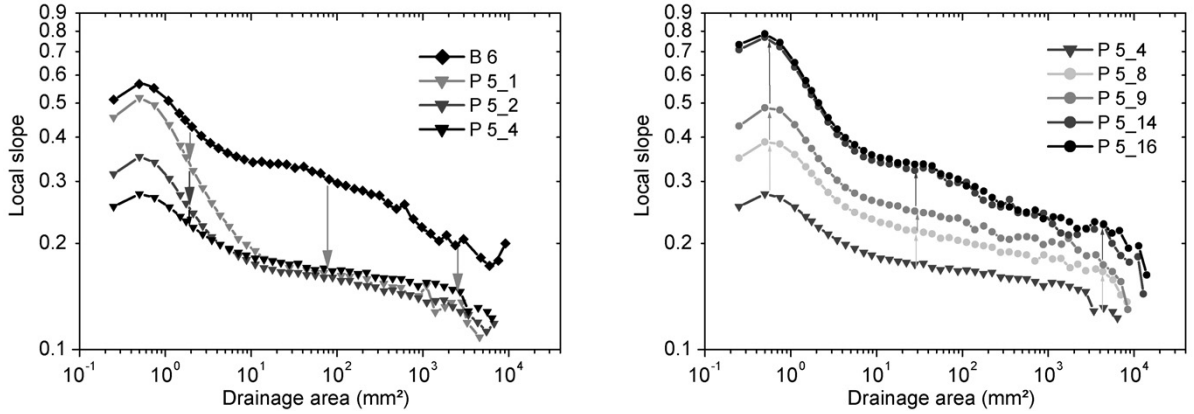


Figure 21: *Relations pente/aire drainée calculées sur l'ensemble de la zone en surrection/érosion au cours de l'expérience P5, à t = 600 min B 6, à t = 630 min (P 5_1), à t = 660 min (P 5_2), à t = 720 min (P 5_4), à t = 870 min (P 5_8), à t = 930 min (P 5_9), à t = 1230 min (P 5_14) et à t = 1350 min (P 5_16). A gauche, phase de lissage du relief topographique, à droite phase de croissance du relief topographique.*

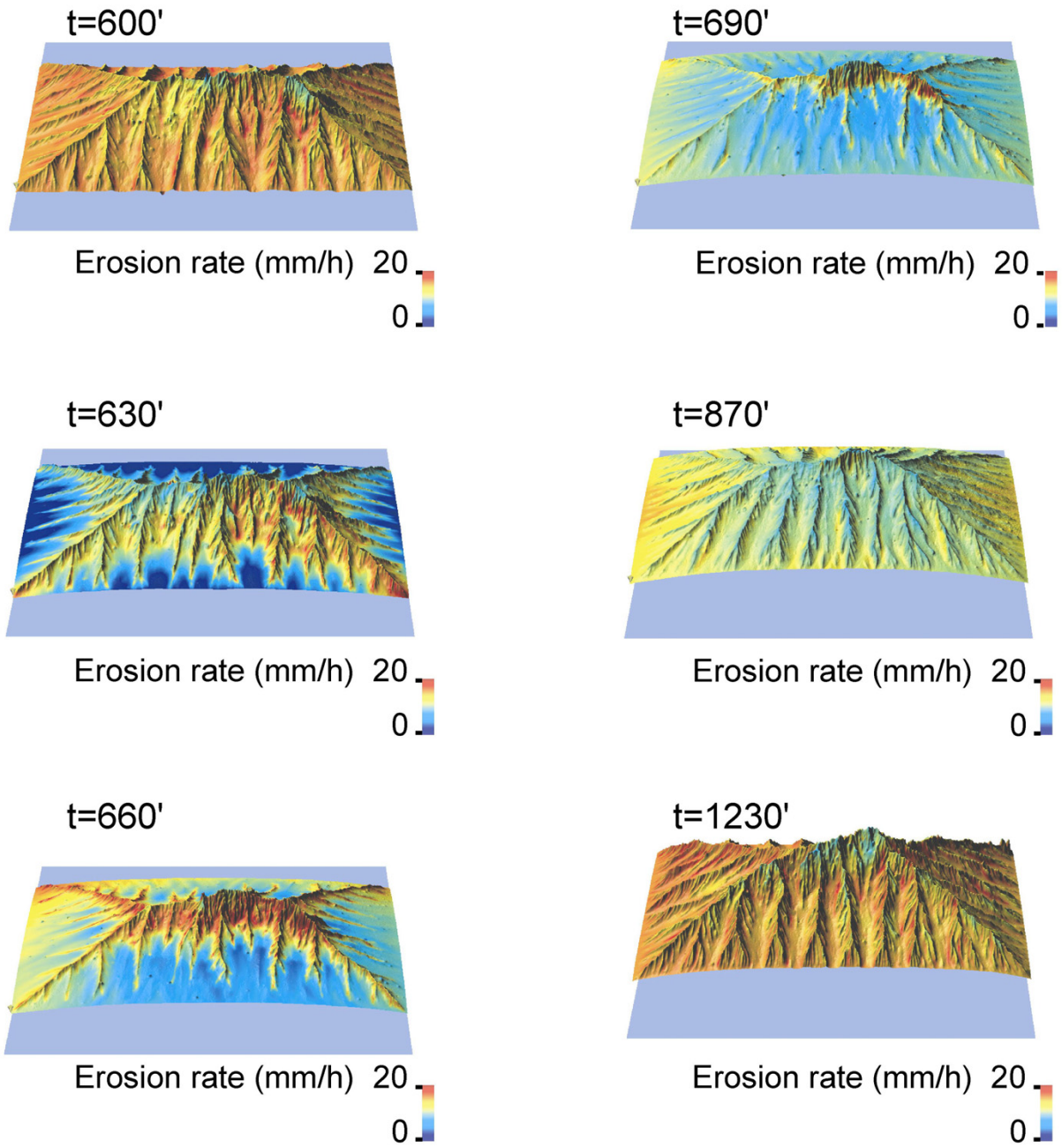


Figure 22: *Modèle numérique (MNT) de l'expérience P5. Les vitesses d'érosion locales sont indiquées par l'échelle de couleur. Elles sont calculées à partir des volumes érodés.*

L'analyse à l'échelle locale des topographies transitoires depuis la topographie à l'équilibre stationnaire sans plateau ($B6_{s.s.}$) et la topographie d'équilibre stationnaire bordée par un plateau ($P5_{s.s.}$) montre que la modification de la condition aux limites se traduit par une

diminution de la rugosité et des pentes locales d'abord dans les parties avales des bassins versants. Par la suite ce lissage se propage aux parties amont. La figure 22 montre que de 600 min à 690 min une diminution de l'érosion locale coïncide avec les parties lissées et que les zones à faible érosion locale se propagent depuis l'aval vers l'amont des bassins versants. Après 690 min, la croissance du relief topographique et des pentes locales s'accompagne d'une augmentation de l'érosion locale.

c. Interprétation/conclusion

La période de réduction du relief topographique correspond à une diminution globale de la vitesse de surrection relative (de 600 à 720 min, $<U_r>$ ~ 10 mm/h, figure 16) par rapport à la surrection (U = 15 mm/h). On retrouve ici, la relation entre la vitesse de surrection et le relief topographique : moins la vitesse de surrection est importante, moins le relief topographique est important (Figure 22).

Au cours de la seconde phase, l'augmentation du relief topographique et des pentes locales est le résultat d'une augmentation de la vitesse de surrection relative. Comme l'ont mis en évidence Lague *et al.* (2003) l'augmentation de la vitesse de surrection (ici, U_r) déplace la relation pente/aire drainée vers des pentes plus fortes (Figure 21). C'est aussi ce que l'on observait dans la section précédente (Figure 14).

L'expérience P5 montre que la modification d'une condition aux limites depuis un système pour lequel les produits d'érosion ne sont pas stockés vers un système dont les produits d'érosion s'accumulent sur un piedmont lisse le relief topographique. Cette phase de lissage intervient malgré le soulèvement du système en érosion et s'accompagne d'une augmentation de l'altitude moyenne. La deuxième phase de l'expérience P5 montre également que la topographie aplanie n'est pas préservée si la vitesse de surrection relative augmente, i.e. que la vitesse d'aggradation au pied du relief décroît et que le système en érosion est toujours soumis à une surrection.

Cette expérience confirme l'interprétation que nous avons faite des surfaces d'érosion pyrénéennes (« HE-LR surfaces »). La monté du niveau de base du système en érosion par l'accumulation des produits d'érosion sur un piedmont revient à diminuer la vitesse de soulèvement en relatif ce qui permet un aplanissement en altitude d'un relief topographique. La préservation d'un aplanissement en altitude implique par ailleurs une dissipation de la

vitesse de soulèvement post aplanissement. Ce mode d'aplanissement qui est cohérent avec l'évolution géologique des Pyrénées pourrait également s'appliquer aux rocheuses, où des surfaces d'érosion semblables, bordés par des sédiments qui les recouvrent en onlap, culminent à 2000 mètres et plus (Keefer, 1970).

Sur la figure 16, on observe juste après la pause du plateau un début d'oscillation de la vitesse de surrection relative et de la dénudation. La perturbation du système en érosion B6 par l'aggradation de piedmont pourrait entraîner une cyclicité des variations du flux sédimentaire qui s'emble s'atténuer et disparaître. La cyclicité peut s'expliquer facilement par une boucle de rétroaction dans laquelle une augmentation de la vitesse d'aggradation diminue la vitesse de surrection et donc la vitesse de dénudation. Le flux sédimentaire résultant diminue et la vitesse d'aggradation aussi. La seconde moitié de la boucle correspond à l'effet inverse à la première moitié. Une conséquence d'une telle rétroaction entre un système en surrection/érosion et un système sédimentaire est de faire varier cycliquement le flux sédimentaire. On peut penser que la période d'atténuation des variations cycliques pourrait correspondre au temps nécessaire au système à s'ajuster instantanément aux variations d'aggradation du piedmont. Toutefois, l'expérience reste à reproduire afin de valider cette observation et son interprétation.

Dans la nature, des modifications du flux sédimentaire pourraient être responsable de cycles stratigraphiques dans les bassins sédimentaires. Les facteurs limitants seraient le temps d'adaptation du système en érosion aux variations du niveau de base (partie amont de la zone en sédimentation), la taille du système érosion/sédimentation, les temps de transfert entre les zones en érosions et en sédimentations. Les variations du flux sédimentaire dans un système naturel restent à démontrer, cependant le modèle expérimental (P5) montrent que le couplage d'un système simple induit une réponse cyclique du flux sédimentaire qui va en s'atténuant. L'utilisation d'un modèle numérique couplant tectonique/érosion et modèle de faciès (e.g. Allen and Densmore, 2000) permettrait de confirmer et de contraindre les limites d'un tel couplage, la fréquence de ces cycles. Il faudrait par la suite rechercher sur le terrain des exemples de ces cycles stratigraphiques. Ces considérations donneront lieu, je l'espère, à un travail futur.

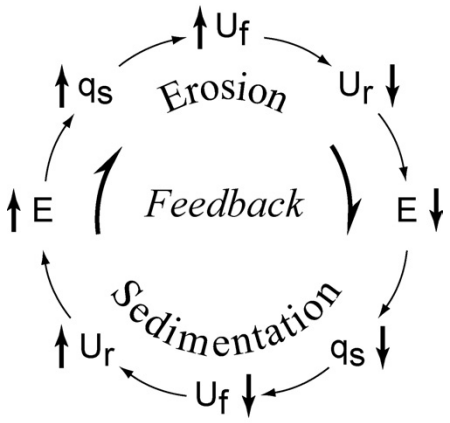


Figure 23: Boucle de rétroaction entre l'érosion et la sédimentation.

2.3. Discussion-conclusion des résultats expérimentaux

Les expériences bordées par une zone en sédimentation montrent qu'une topographie en surrection atteint une altitude moyenne d'équilibre d'autant plus élevée que son niveau de base défini par la partie amont de la zone en sédimentation atteint une altitude élevée. Tant que le niveau de base augmente, la zone en érosion ne peut atteindre un état d'équilibre stationnaire. Mais si la dénudation compense la surrection relative, alors la topographie atteint un état d'équilibre dynamique. Les résultats de l'analyse macroscopique montre que la perturbation du système en érosion par la sédimentation ne modifie pas les relations entre l'altitude moyenne et la vitesse de surrection en relatif. L'analyse locale des topographies à l'équilibre stationnaire et dynamique a permis de démontrer que les processus d'érosion ne sont pas modifiés par la sédimentation, ce qui explique que la relation entre l'altitude moyenne relative et la vitesse de surrection relative soit identique à la relation entre l'altitude moyenne et la vitesse de surrection des modèles sans sédimentation.

L'aggradation de sédiments soulève la surface de la zone de piedmont et par conséquent monte le niveau de base du réseau de drainage de la partie en érosion. La montée du niveau de base au cours du développement des reliefs expérimentaux est responsable du ralentissement de la dénudation. Le phénomène est amplifié si le niveau de base d'une topographie dont le réseau est déjà organisé, est modifié par l'aggradation soudaine des produits d'érosion sur le piedmont.

La modification permanente de la vitesse de surrection relative par l'aggradation de piedmont est à l'origine de temps de mise à l'équilibre plus grand. Les temps de mise à l'équilibre augmentent avec la durée de la perturbation, i.e. avec la durée de montée de la surface de sédimentation. Les expériences montrent que plus les plateaux sont grands, plus la durée de la perturbation est grande et plus les temps caractéristiques de mise à l'équilibre stationnaire sont grands.

Dans le cas d'un relief à l'équilibre stationnaire dont le niveau de base est constant, la perturbation du niveau de base par l'aggradation de la zone en sédimentation induit un lissage de la topographie. Ce lissage s'accompagne d'une montée de l'altitude moyenne de la zone en érosion. Cependant, la rugosité du relief augmente à nouveau si la vitesse d'aggradation des sédiments de piedmont diminue et que la vitesse de surrection est constante. Il en résulte qu'une topographie à faible relief, en haute altitude ne peut être préservée que si la surrection cesse. La vitesse d'aggradation des produits d'érosion abaisse la vitesse de surrection effective (vitesse de surrection relative) par rapport à la vitesse de surrection initiale. Parce que les pentes locales augmentent avec la vitesse de surrection, l'aggradation des sédiments induit une diminution de la rugosité de la zone en érosion.

La modification du niveau de base par l'aggradation de piedmont est à l'origine de la perturbation de la vitesse de surrection relative et par conséquent du flux sédimentaire. Il s'établit alors une boucle de rétroaction négative passant d'un état à grande vitesse de soulèvement relatif, de dénudation et de flux sédimentaire à un état à faible vitesse de soulèvement relatif, de dénudation et de flux sédimentaire. Il reste à démontrer si une telle boucle de rétroaction qui est à l'origine de variations autocycliques du flux sédimentaire peut être à l'origine de cycle stratigraphique dans les bassins sédimentaires dont les bordures sont contrôlées par un soulèvement tectonique.

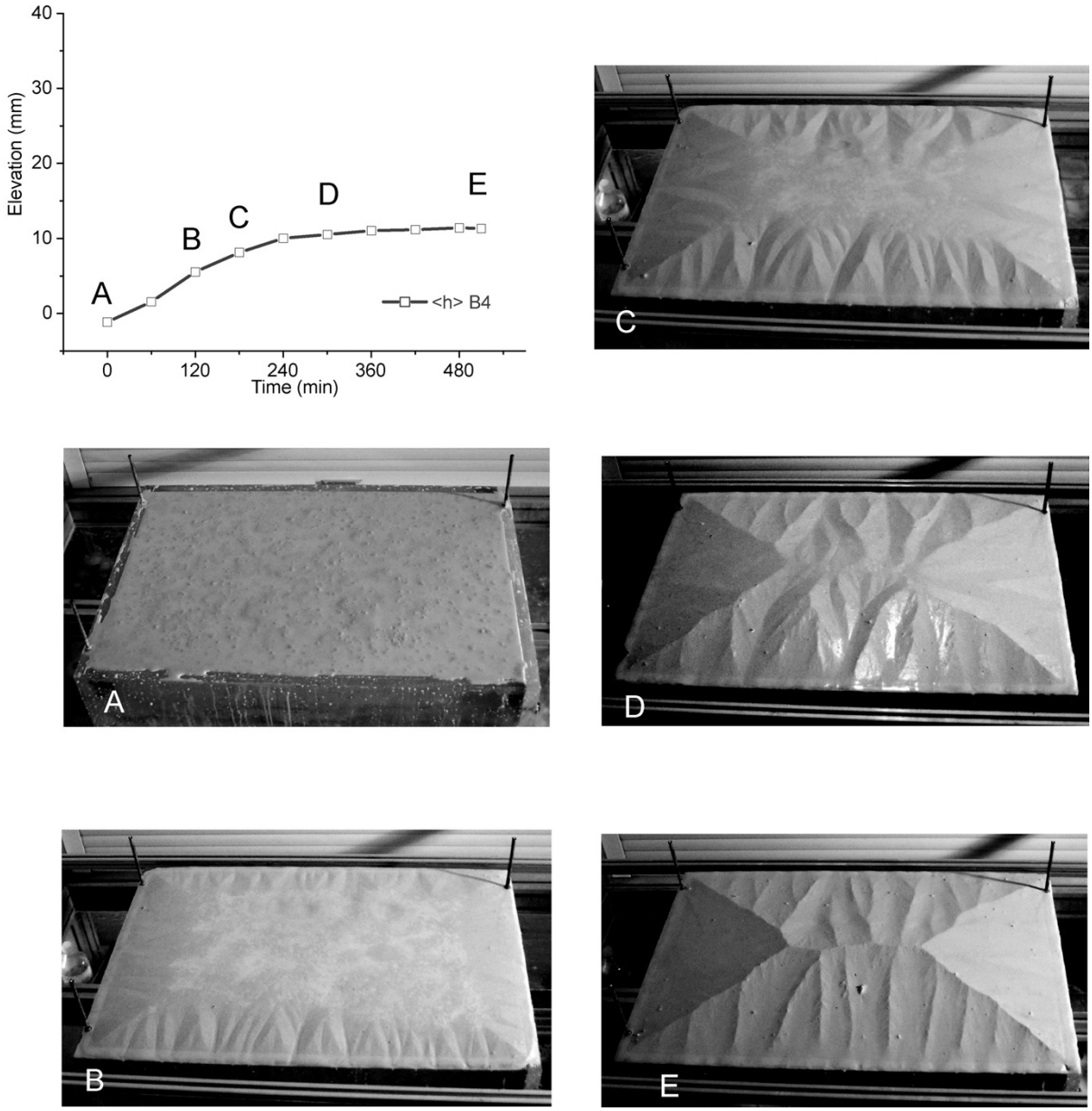
2.4. Annexes : Planches photographiques, coupes et profils

Les annexes 1 à 8 montrent l'évolution des différentes expériences (Table 2). Elles sont composées de photographies prises à différents stades d'évolution des expériences au moment de la digitalisation des topographies. Les planches photographiques sont accompagnées d'un graphique montrant l'évolution de l'altitude moyenne de la zone en surrection.

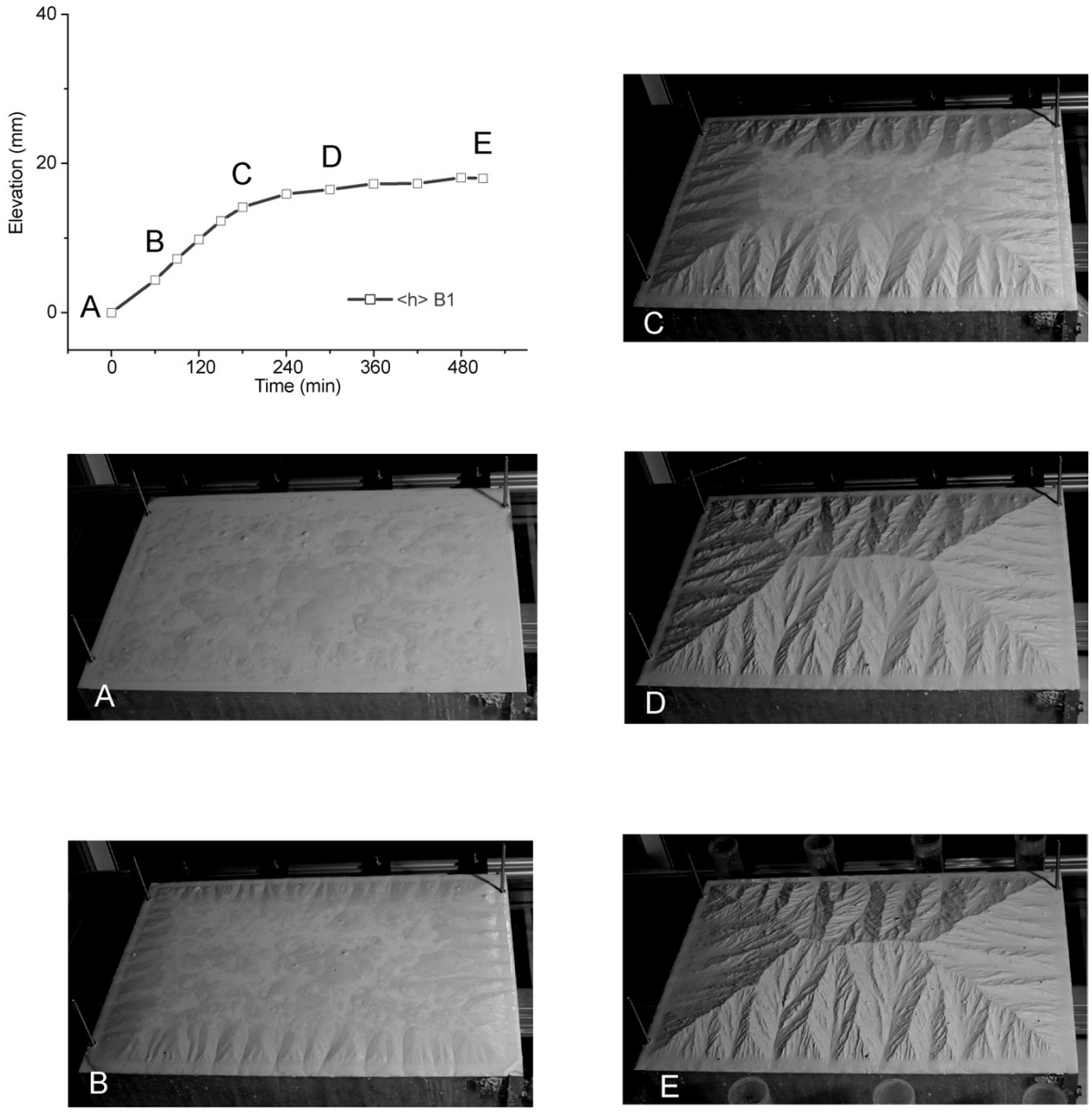
Les annexes 9 et 10 montrent l'évolution du cône de sédimentation de l'expérience P2. Elles s'appuient sur une coupe du cône de sédimentation et sur un graphique montrant les profils topographiques du cône de sédimentation et de la zone en surrection pour différents stades d'évolution de l'expérience P2.

Table 2. Conditions expérimentales

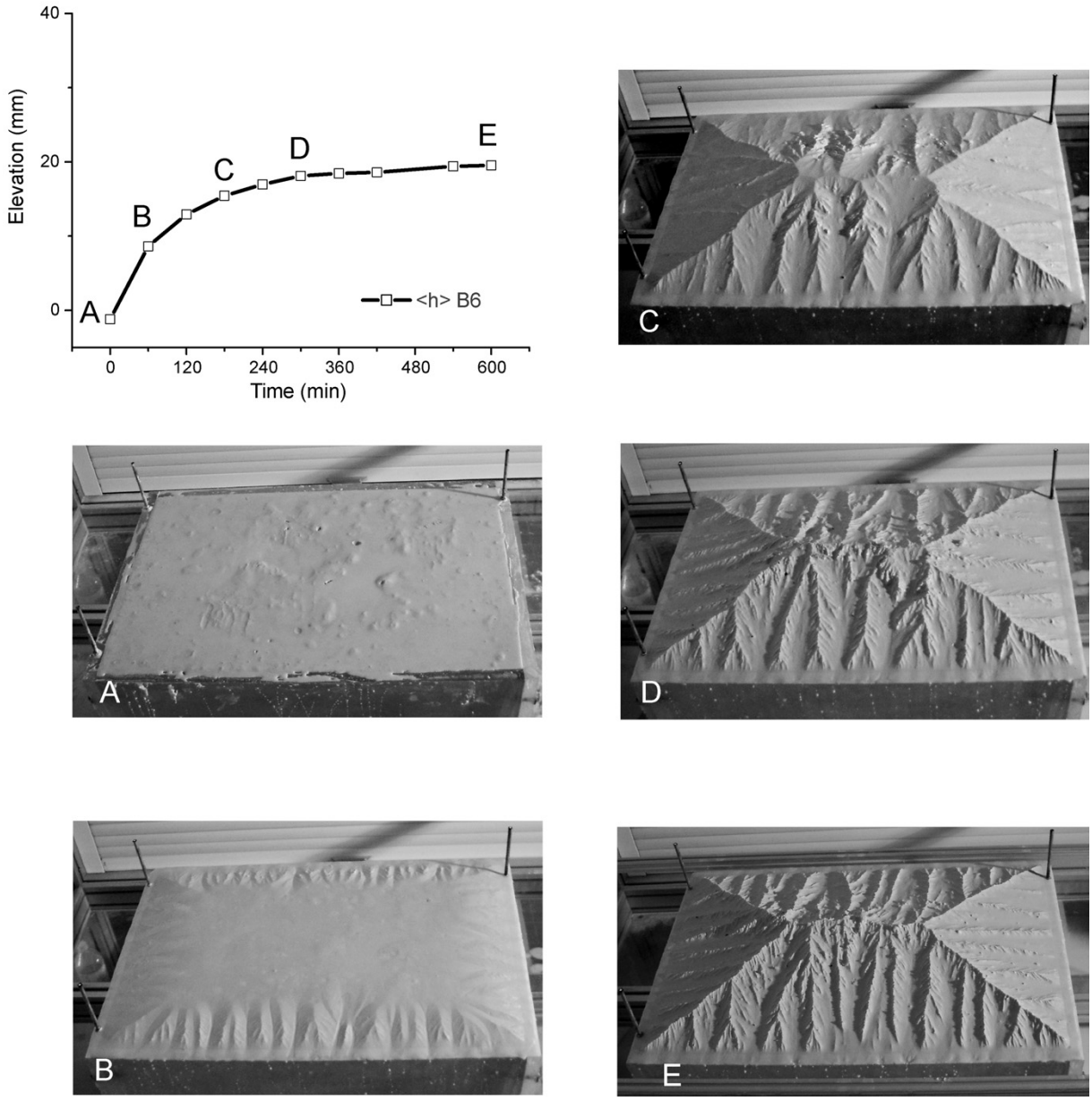
Nom	Vitesse de surrection (mm/h)	Pluviométrie (mm/h) ± 6	Limites de la boîte d'érosion (mm)	Surface initiale	Durée (min)
Type 1					
B4	5	119	libres	plane	510
B1	10	119	libres	plane	510
B6	15	119	libres	plane	600
B3	20	119	libres	plane	360
Type 2					
P6	15	119	plateau 125	plane	630
P2	15	119	plateau 250	plane	570
P1	15	119	plateau 500	plane	810
Type 3					
P5	15	119	plateau 250	topo eq. stat. B6	810



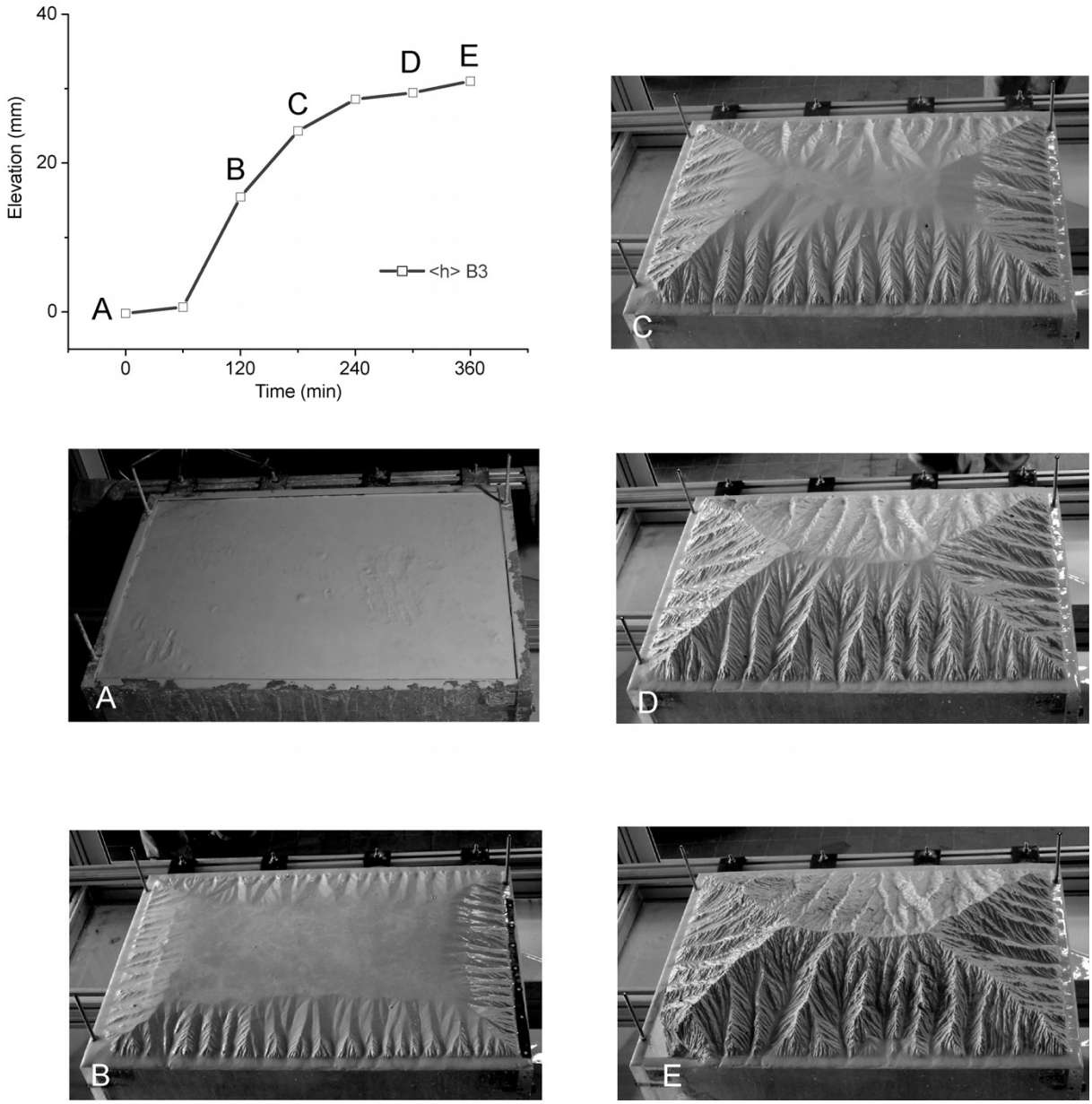
Annexe 1: Expérience B4, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé et photographies de l'expérience à 0, 120, 180, 300 et 510 min, *U = 5 mm/h*. La surface initiale est plane, elle possède une faible rugosité (± 1.5 mm). L'expérience commence par un soulèvement entier du bloc de silice, poussée par le fond amovible de la boîte d'érosion. Le surface est alors incisée par des rigoles depuis les bords vers le centre du modèle ce qui a pour conséquence de créer des lignes de partage des eaux linéaires entre les quatre bords de modèle. A t = 300 min, la surface initiale est entièrement connectée. Dans les stades qui suivent l'altitude moyenne augmente peu et elle se stabilise vers 360 min. La rugosité augmente au cours de l'expérience mais elle reste faible, ce qui donne un aspect lisse à la topographie. Bien que des chenaux de quelques millimètres de large se forment au début de l'expérience, on n'en observe plus à la fin.



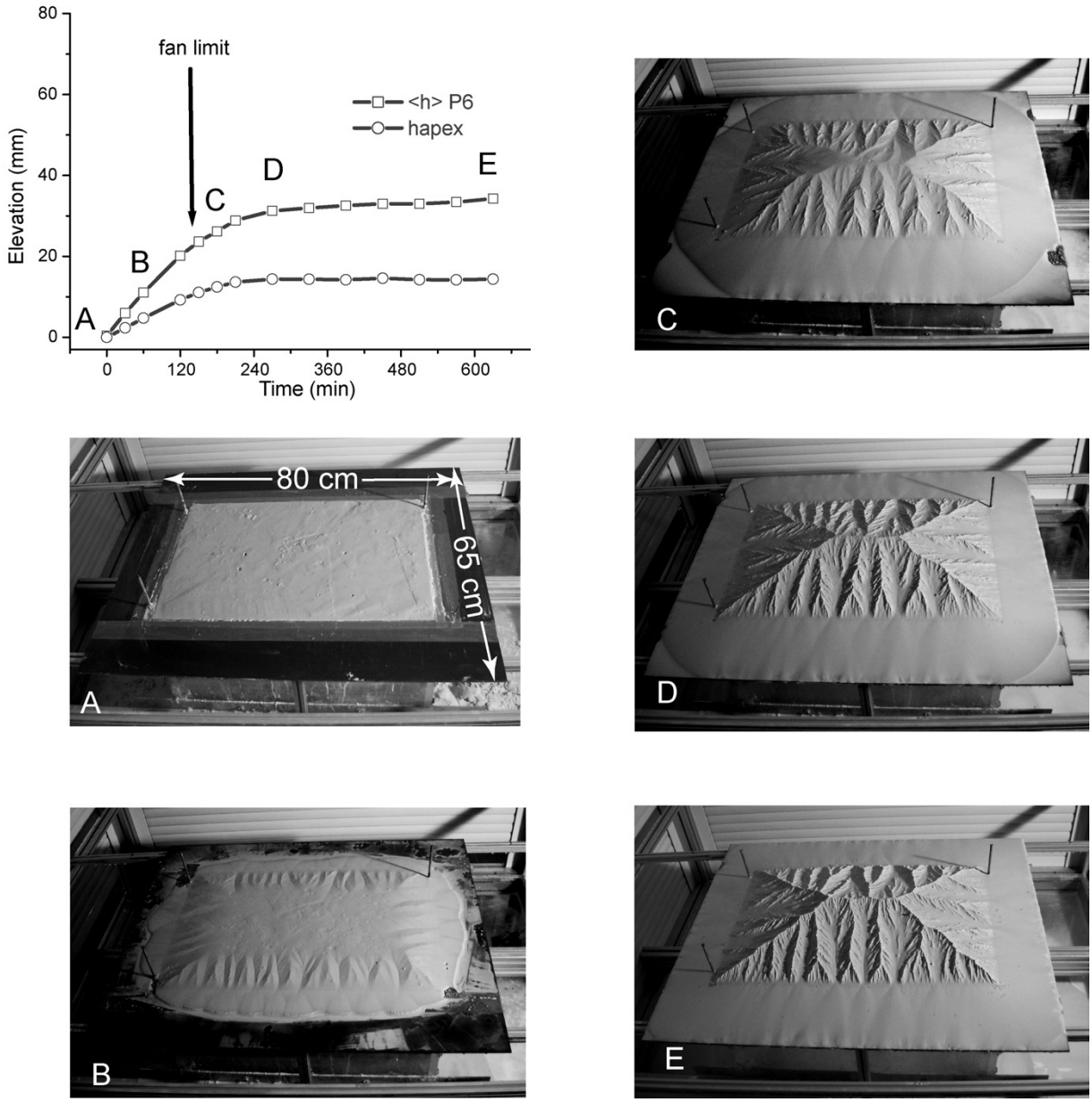
Annexe 2: Expérience B1, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé et photographies de l'expérience à 0, 60, 180, 300 et 510 min, *U = 10 mm/h*. L'expérience se déroule comme l'expérience B4. A t = 300 min, la surface initiale est elle aussi entièrement connectée. Dans les stades qui suivent l'altitude moyenne augmente faiblement et se stabilise vers 480 min. La rugosité de cette expérience est supérieure à celle de l'expérience B4, elle présente de nombreuses indentations espacées de quelques centimètres. On observe des chenaux de plusieurs millimètres de largeur dans les plus grands bassins versant du début jusqu'à la fin de l'expérience.



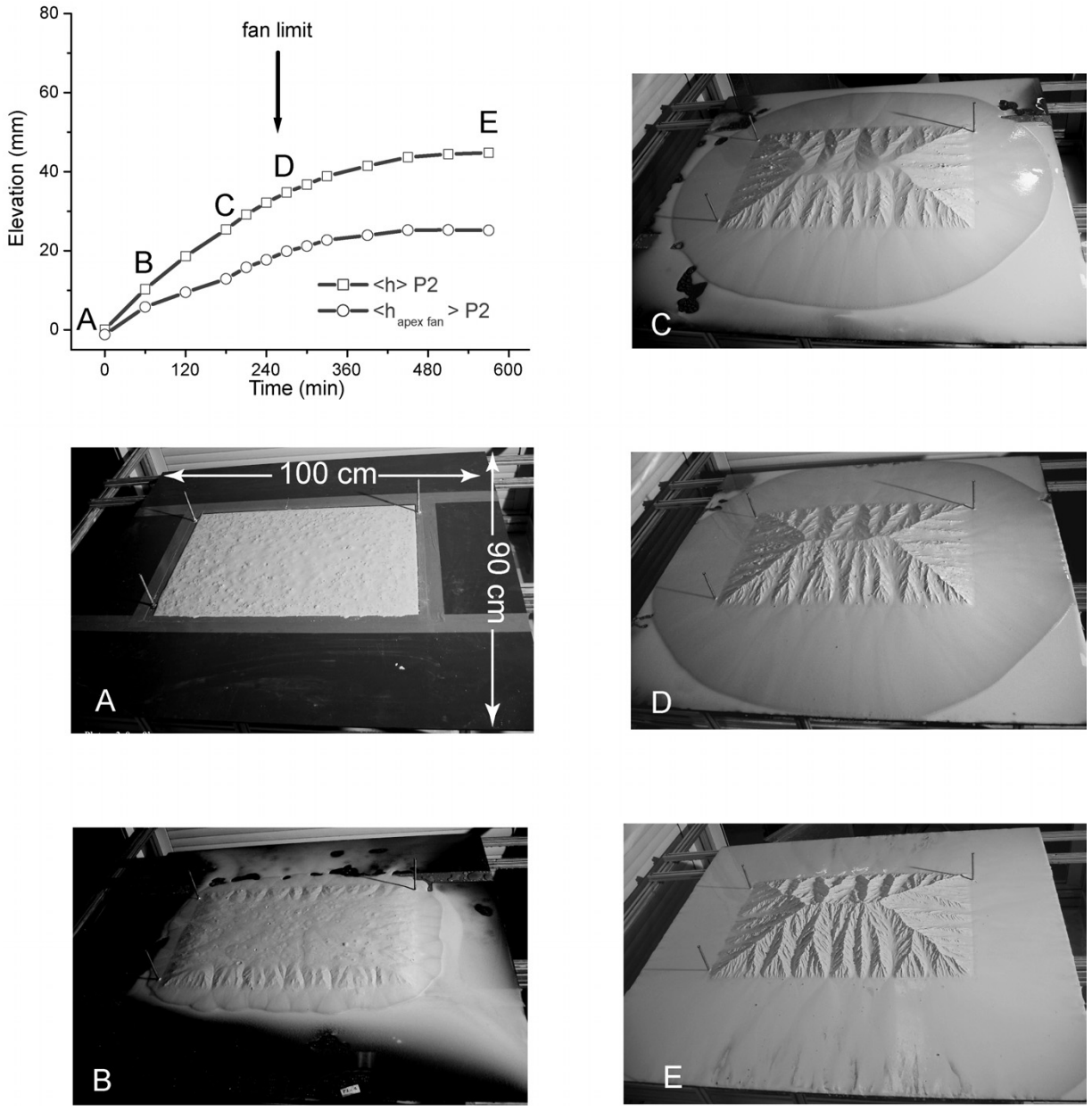
Annexe 3: Expérience B6, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé et photographies de l'expérience à 0, 60, 180, 300 et 600 min, *U = 15 mm/h*. Comme les expériences précédentes, des incisions se propagent depuis les bords du modèle vers l'intérieur du modèle. A 180 min la surface initiale est totalement connectée et l'altitude moyenne continue d'augmenter faiblement pour se stabiliser à partir de 540 min. La rugosité est plus importante que celle des expériences B4 et B1. On observe des hétérogénéités de rugosité au centre du modèle visible sur les photographies C, D et E. Elles sont causées par la présence de vaseline utilisée lors de la préparation de la pâte pour étanchéifier la partie amovible de la boîte de silice. Ces hétérogénéités au cours de l'expérience ne semblent pas avoir d'influence sur la topographie finale.



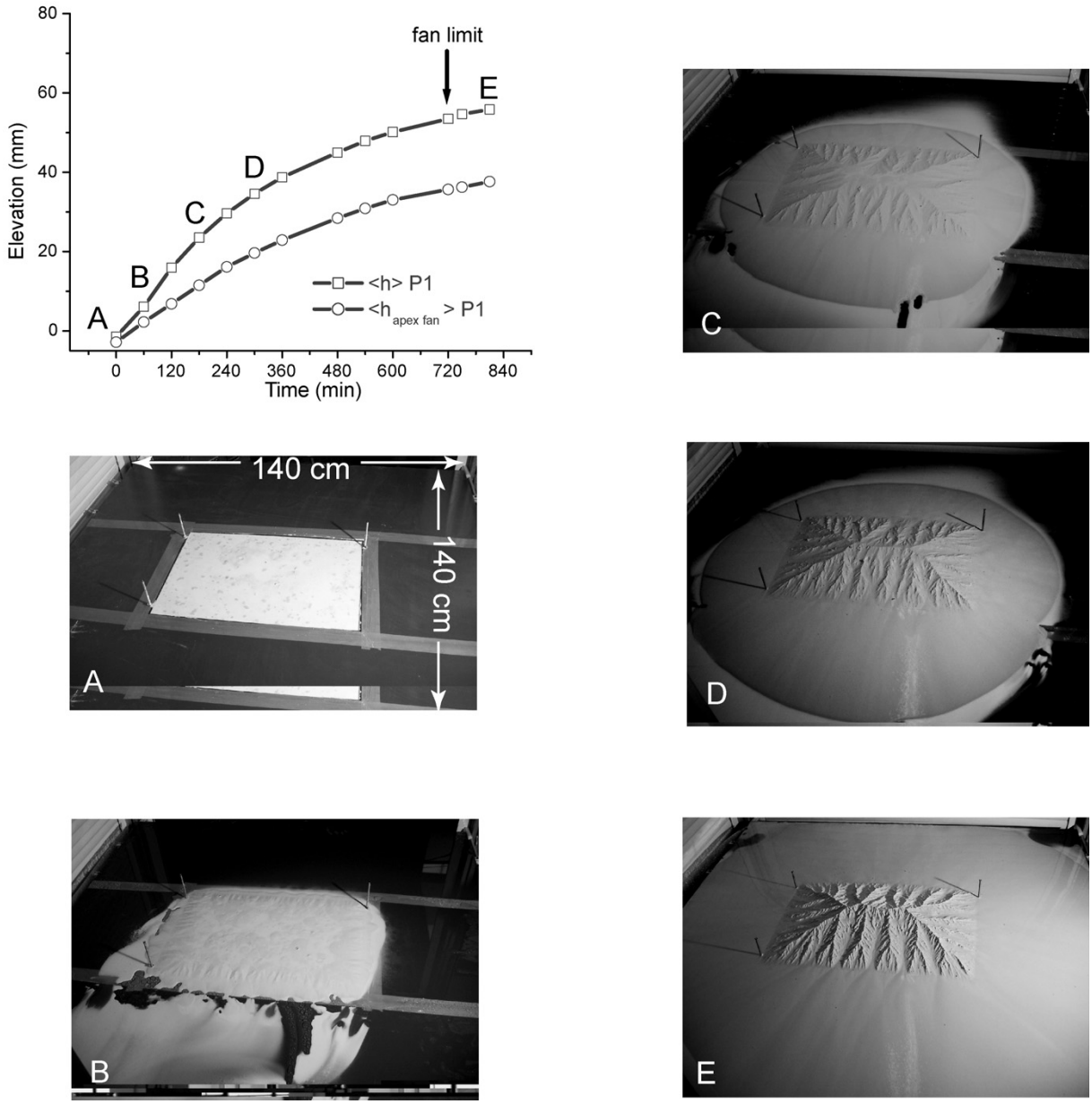
Annexe 4: Expérience B3, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé et photographies de l'expérience à 0, 120, 180, 300 et 360 min, *U = 20 mm/h*. Le début de l'expérience est marqué par une faible augmentation de l'altitude moyenne. Ce fait ne s'est pas observé dans les expériences précédentes. On pense qu'il correspond à un tassement de la pâte. Après 60 min, l'évolution de l'altitude moyenne suit celles des expériences B4, B1 et B6. La stabilisation de l'altitude moyenne pendant un long moment n'apparaît pas car l'expérience a été arrêtée pour des raisons techniques. Cependant on observe une très forte rugosité de la topographie marquée par des incisions profondes et étroites dans lesquelles sont localisés des chenaux de quelques millimètres de largeur.



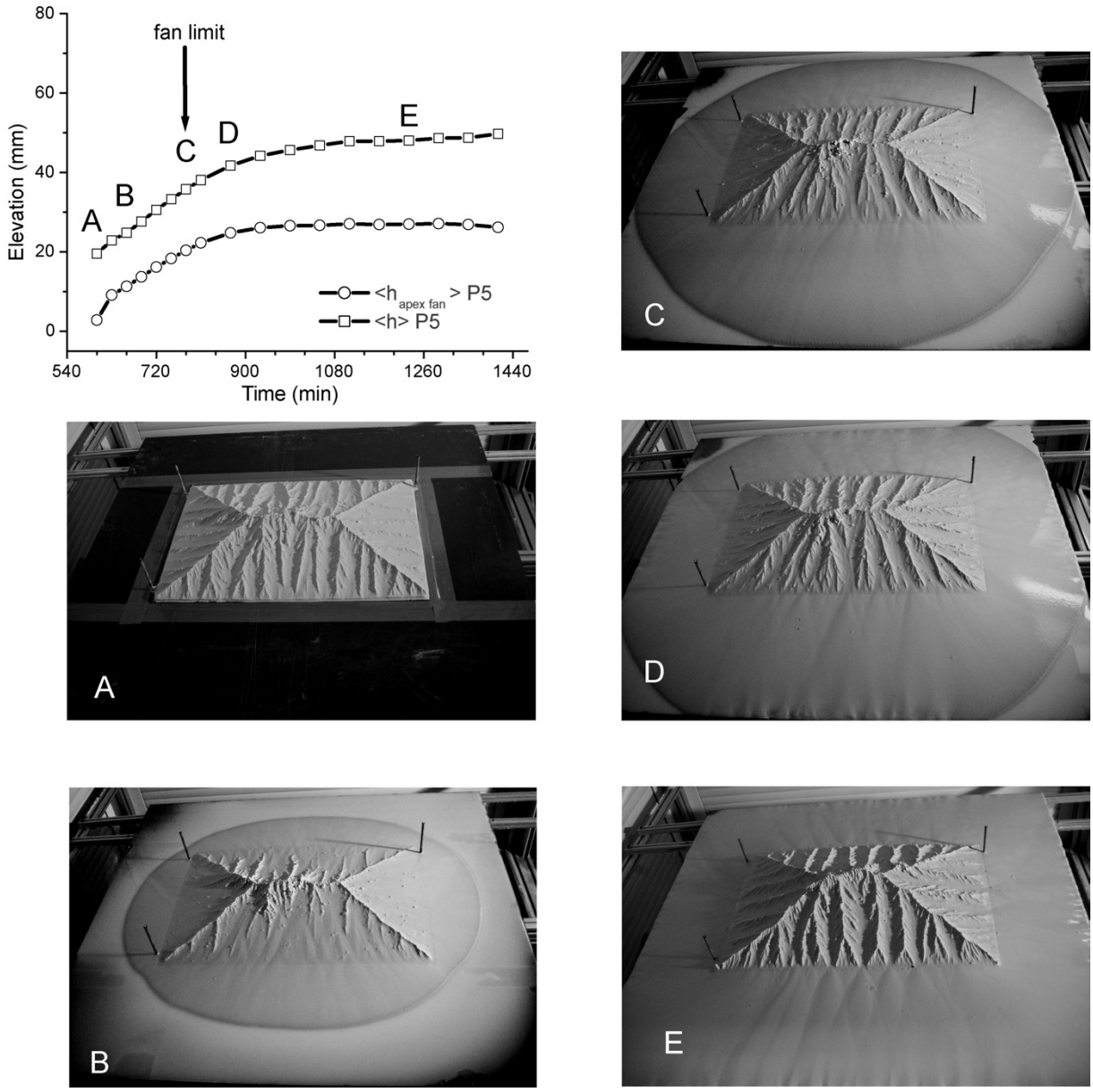
Annexe 5: Expérience P6, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé ainsi que de l'altitude moyenne de l'apex du cône de sédimentation. Photographies de l'expérience à 0, 60, 180, 270 et 630 min, *U = 15 mm/h, Taille du plateau = 125 mm*. La surface initiale est plane et faiblement rugueuse comme pour les expériences sans plateau. Le soulèvement du bloc de silice entraîne l'initiation des incisions par les bordures de la zone en surrection. Celles-ci se propagent vers le centre du modèle et finissent par connecter toute la surface initiale à 180 min. Une partie des produits d'érosion sédimente sur le plateau tandis qu'une faible proportion est entraînée en suspension par l'écoulement d'eau. Les sédiments s'accumulant sur le plateau forment d'abord des cônes de sédimentation à l'exutoire de chaque bassin versant (B). Très rapidement ils coalescent pour former un cône de sédimentation unique (C). C'est la partie la plus en amont du cône, à la limite entre la zone en surrection et la zone en sédimentation, qui est utilisé pour calculer une valeur moyenne de l'altitude du cône. A t = 150 min le cône progradant atteint la bordure du plateau, à 270 min l'altitude du cône se stabilise tandis que l'altitude moyenne de la zone en surrection se stabilise vers 450 min.



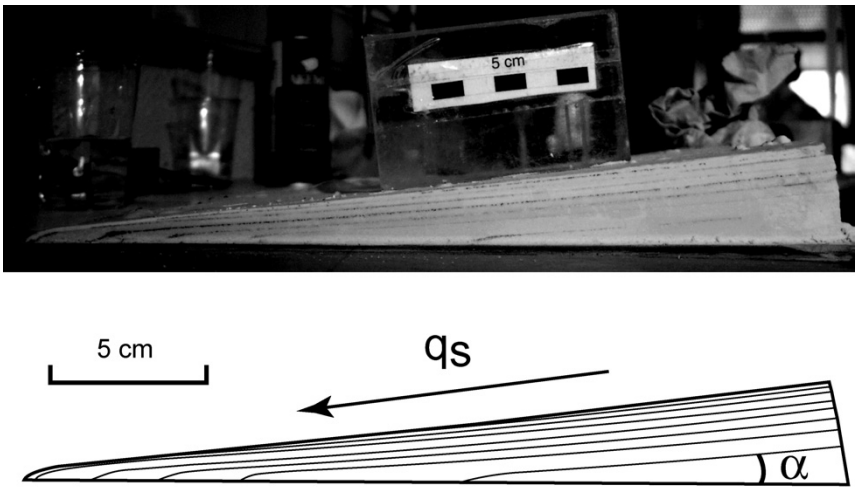
Annexe 6: Expérience P2, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé ainsi que de l'altitude moyenne de l'apex du cône de sédimentation. Photographies de l'expérience à 0, 60, 180, 270 et 570 min, *U = 15 mm/h, Taille du plateau = 250 mm*. L'expérience P2 montre une évolution similaire à celle de l'expérience P6. Cette fois le cône de sédimentation atteint les bords du plateau à 270 min et l'altitude moyenne de l'apex du cône de sédimentation se stabilise à 450 min. L'altitude moyenne de la zone en surrection se stabilise à 510 min.



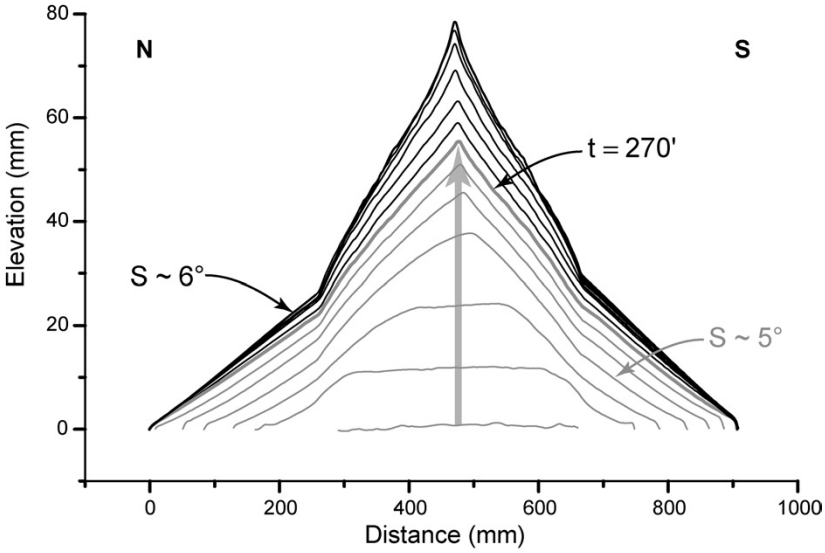
Annexe 7: Expérience P1, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé ainsi que de l'altitude moyenne de l'apex du cône de sédimentation. Photographies de l'expérience à 0, 60, 180, 300 et 810 min, *U = 15 mm/h, Taille du plateau = 500 mm*. Comme dans les expériences P6 et P2, les incisions se développent sur les bordures de la zone en sédimentation tandis que les produits d'érosion sédimentent sur le plateau et forment un cône de sédimentation qui prograde vers les bords du plateau. Les bords sont atteints à 720 min. L'insuffisance de pâte de silice ne nous a pas permis de continuer l'expérience et d'atteindre la stabilisation de l'altitude moyenne de la zone en surrection.



Annexe 8: Expérience P5, évolution de l'altitude moyenne du bloc soulevé ainsi que de l'altitude moyenne de l'apex du cône de sédimentation. Photographies de l'expérience à 600, 660, 780, 870 et 1230 min, *U = 15 mm/h, Taille du plateau = 250 mm*. Cette expérience diffère des trois précédentes par la nature de la surface initiale. Il s'agit de la topographie d'équilibre de l'expérience B6. Les produits d'érosion sédimentent sur le plateau et forment un cône qui prograde vers les bords du plateau qu'ils atteignent à 780 min soit 180 min après le début de l'expérience. L'altitude moyenne de l'apex du cône se stabilise 330 min après le début de l'expérience (à t = 930 min) et l'altitude moyenne de la zone en surrection se stabilise 510 min après le début de l'expérience (à t = 1110 min). En réalité elle augmente légèrement à la faveur de morceaux de vaselines présents dans la pâte au centre du modèle et qui sont difficilement exportés par l'eau de ruissellement. Dès le début de l'expérience, on constate une diminution de la rugosité. A partir de t = 720 min, cette diminution est suivie d'une augmentation de la rugosité.



Annexe 9: Coupe transversale du cône de sédimentation (sud) de l'expérience P2 réalisée perpendiculairement à la crête principale de la zone en érosion, dans la partie centrale. A chaque arrêt de l'expérience (arrêt du moteur et de la pluie) lors de la digitalisation de la topographie, du sable de couleur est déposé sur la surface des cônes. Au cours de la croissance du cône de sédimentation, la géométrie de la surface de sédimentation reste la même comme en témoigne les marqueurs laissés par le sable de couleur. α est l'angle moyen de la surface de sédimentation. Au cours de la progradation des sédiments sur le plateau α est constant (~ 5°) α augmente légèrement après le recouvrement total du plateau et il atteint alors une valeur limite d'environ 6°. Ce changement de pente se marque par la différence d'inclinaison des couches et de la surface finale du cône. q_s est le flux de sédiments.



Annexe 10: Profils topographiques moyens réalisés sur une bande de 2 cm de large à partir des MNT de l'expérience P2. La trace du profil correspond au tracé de la coupe de l'annexe 9. La surface de dépôt des produits d'érosion est légèrement concave et la pente moyenne est de 5° au cours de la croissance du cône. Après avoir atteint leurs bords du plateau, les produits d'érosion s'accumulent encore sur le plateau mais seulement dans la partie amont du cône. La surface du cône de sédimentation atteint alors une pente moyenne de ~ 6° et les produits d'érosion sont exportés hors de la zone de sédimentation.

Conclusion

La problématique abordée dans ce travail à travers l'étude de l'évolution morphologique des Pyrénées est la dynamique de l'érosion des chaînes de montagnes à long terme. Selon le schéma théorique de Davis (1889), un paysage à fort relief évolue vers une pénéplaine par une diminution des pentes (du relief topographique) et de son altitude moyenne qui tend vers le niveau de base de la zone en érosion. Ce niveau de base est généralement le niveau des océans. Sur ce principe, l'observation de surfaces d'érosion à faible relief local en haute altitude présentant de profondes incisions a été communément utilisée en géomorphologie pour déduire le soulèvement d'une région (e.g. De Sitter, 1952; Keefer, 1970).

Un des faits majeurs de la morphologie des Pyrénées est précisément la présence de reliques d'une surface d'aplanissement qui a été incisée d'environ 1000 m par les rivières principales, transverses à la chaîne. Pour expliquer la morphologie actuelle des Pyrénées, c'est donc deux problèmes qu'il faut résoudre : le premier concerne l'origine d'une pénéplaine en altitude et le second l'origine de sa dissection.

L'étude morphologique du flanc sud des Pyrénées nous a permis, grâce à une certaine préservation des différentes étapes de son évolution et à une histoire géologique bien contrainte, de proposer que la sédimentation de piedmont soit à l'origine d'un aplanissement en altitude. La particularité du versant sud des Pyrénées est d'avoir été endoréique au cours de la majeure partie de la construction de la chaîne. Le confinement du bassin de l'Ebre a par conséquent été propice au stockage des produits d'érosion. *Les dépôts détritiques provenant de la haute chaîne et qui s'accumulaient à son pied ont eu pour effet d'élever le niveau de base des rivières pyrénéennes et de diminuer l'écart d'altitude entre la haute chaîne et son niveau de base*. Ce fait, finalement très simple, confère au paysage pyrénéen une évolution identique à un aplanissement tel que le décrit Davis (1889) *à la différence majeure près que cet aplanissement se développe à une altitude qui dépend de l'altitude maximale des*

sédiments sur la bordure de la chaîne. Ce résultat s'oppose donc à l'interprétation généralement admise et qui nécessite deux phases qui sont ; un aplanissement initial de la chaîne proche du niveau de la mer et un soulèvement ultérieur rendant compte de l'altitude de la pénéplaine.

Si on peut supposer que la nature endoréique du drainage d'un bassin d'avant pays tel que le bassin de l'Ebre pendant le Néogène, va favoriser un processus d'aplanissement en altitude, la présence sur le versant nord des Pyrénées de reliques de la même surface que celle identifiée sur le flanc sud, d'une part, et de plaquages éparses de conglomérats en altitude plaident pour une interprétation identique de la présence de ces reliques de haute surface à faible relief, alors que le bassin d'avant-pays de l'Aquitaine ne semble ne jamais avoir été endoréique au sens vrai du terme. Cependant l'évolution et la nature de sa sédimentation sont très comparables à celles du bassin de l'Ebre. *Aussi cette étude montre que le niveau de base d'une chaîne de montagnes n'est pas tant dépendant de la nature du drainage (endoréique ou exoréique) que de la capacité des rivières à exporter les produits d'érosion. Le véritable niveau de base correspond à la limite entre la zone en érosion et la zone en sédimentation.*

L'analyse de modèles expérimentaux bordés par une aire de sédimentation a également contribué à la compréhension des mécanismes qui interviennent dans le couplage entre un système en surrection/érosion et un système en sédimentation. Premièrement, nous avons montré que la sédimentation au pied d'un relief en surrection perturbe sa dynamique d'érosion et *l'empêche d'atteindre un état d'équilibre stationnaire si le temps caractéristique de l'aggradation de piedmont est supérieur au temps caractéristique de développement du relief*. Dans ce cas, après la croissance du réseau de drainage, la topographie atteint un *équilibre dynamique*. La transition depuis un équilibre dynamique vers un équilibre stationnaire n'est possible que si l'aggradation s'arrête. *L'aggradation de piedmont impose donc sa dynamique à la topographie en surrection*. Le deuxième effet de l'aggradation de piedmont est d'augmenter l'altitude de la topographie d'une quantité égale à l'altitude de l'apex du cône de sédimentation. Troisièmement, les modèles expérimentaux montrent que *la vitesse de dénudation à l'équilibre dynamique est égale à la vitesse de surrection relative et inférieure à la vitesse de soulèvement des roches* (« uplift of rocks »: England and Molnar, 1990). Enfin, la modélisation expérimentale nous a permis de confirmer notre interprétation de la formation syn-soulèvement d'une pénéplaine en altitude. Cependant, *la préservation d'une pénéplaine qui se forme pendant une surrection n'est possible que si, et seulement si, l'activité tectonique se dissipe après l'aplanissement*. Dans le cas contraire, une éventuelle

diminution de la vitesse de soulèvement de la surface du piedmont entraînerait un rajeunissement du relief topographique.

Lors du passage d'une sédimentation marine à continentale dans un bassin d'avant pays, l'élévation de la surface du piedmont perturbe donc nécessairement la dynamique de l'érosion des chaînes de montagnes et est à l'origine de l'aplanissement post-tectonique en altitude du relief topographique. Le raisonnement que nous avons tenu pour les Pyrénées doit pouvoir s'appliquer à n'importe quelle chaîne de montagnes bordée par un bassin d'avant pays à sédimentation continentale. Le modèle d'aplanissement en altitude proposé pourrait être une explication alternative à la préservation partielle de la racine crustale et la persistance de l'altitude moyenne relativement élevée d'anciens orogènes (Fischer, 2002).

Ce schéma n'explique cependant pas la dissection d'une pénéplaine générée en altitude. L'analyse des caractéristiques de la morphologie actuelle respective des deux flancs des Pyrénées infirme l'hypothèse du rôle prédominant joué par la connexion, au cours du Pliocène, de l'Ebre à la Méditerranée dans la dissection du flanc sud. Elle plaide par contre pour un rôle prédominant du changement climatique qui s'opère à cette époque dans la dynamique de l'érosion, à l'échelle du globe, tel que suggéré par des travaux récents (Molnar and England, 1990; Peizhen et al., 2001) et qui explique élégamment le paradoxe soulevé un demi-siècle plutôt par de Sitter (1952) entre la morphologie alpine identique de nombreuses chaînes de montagnes à travers le monde en dépit de l'âge très divers de leur tectonique.

Références

Agustí, J., Anadón, P., and Julia, R., 1983, Nuevos datos sobre el Plioceno del Baix Ebre. Aportación a la correlación entre las escalas marina y continental: Acta Geologica Hispanica, v. 18, p. 123-130.

Ahnert, F., 1970, Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins: American Journal of Science, v. 268, p. 243-263.

—, 1984, Local relief and the height limits of mountain ranges: American Journal of Science, v. 284, p. 1035-1055.

Allen, P.A., and Densmore, A.L., 2000, Sediment flux from an uplifting fault block: Basin Research, v. 12, p. 367-380.

Ambert, P., Aguilar, J.-P., and Michaux, J., 1998, Evolution géodynamique messinio-pliocène en Languedoc central : le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (sud de la France): Geodinamica Acta, v. 11, p. 139-146.

Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., and Sáez, A., 1989, Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro: Acta Geologíca Hispànica, v. 24, p. 205-230.

Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M., and Riba, O., 1986, Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain), *in* Allen, P.A., and Homewood, P., eds., Foreland Basins, Volume 8: Special Publications of the international Association of Sedimentologists, p. 259-271.

Arasa Tuliesa, A., 1990, El terciario del Baix Ebre: Aportaciones estratigráficas y sedimentológicas: Acta Geologica Hispanica, v. 25, p. 271-287.

Arenas, C., 1993, Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental) [Tesis Doctoral thesis]: Zaragoza, Spain, Universidad de Zaragoza.

Arenas, C., Millán, H., Pardo, G., and Pocoví, A., 2001, Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems: Basin Research, v. 13, p. 65-89.

Astre, G., 1927, Le bassin Néogène de Bellver: Bull. soc. Hist. natur. Toulouse, v. LVI, p. 231.

Bates, R.L., and Jackson, J.A., 1980, Glossary of Geology: Falls Church, Virginia.

Beaumont, C., Fullsack, P., and Hamilton, J., 1992, Erosional control of active compressional orogens, *in* McClay, K.R., ed., Thrust Tectonics, p. 1-18.

Bennett, S.J., 1999, Effect of slope on the growth and migration of headcuts in rills: Geomorphology-, v. 30, p. 273-290.

Bentham, P.A., Burbank, D.W., and Puigdefàbregas, J.A., 1992, Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla Formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain: Basin Research, v. 4, p. 335-352.

Bergerat, F., 1987, Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision: Tectonics, v. 6, p. 99-132.

Birot, P., 1937, Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles [Doctorat Ès Lettres thesis], Paris.

Blackstone, D.L., 1975, Late Cretaceous and Cenozoic History of Laramie Basin Region, Southeast Wyoming: Geol. Soc. Am. Mem., v. 144, p. 249-279.

Boissevain, H., 1934, Etude géologique et géomorphologique de la vallée de la haute Sègre: Bull. soc. Hist. natur. Toulouse.

Bonnet, S., and Crave, A., 2003, Landscape reponse to climate change: Insights from experimental modelling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography: Geology, v. 31, p. 123-126.

BRGM, Esso, and SNPA, 1974, Géologie du Bassin d'Aquitaine, 26 planches p.

Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P., and Herbecq, A., 1990, Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees: Annales Tectonicae, v. IV, p. 19-42.

Brunet, M.F., 1986, The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins: Tectonophysics, v. 129, p. 343-354.

Brunton, D.A., and Bryan, R.B., 2000, Rill network development and sediment budgets: Earth-Surface-Processes-and-Landforms, v. 25, p. 783-800.

Bryan, R.B., Rockwell, D.L., Berkowicz-Simon, e., Lavee-Hanoch, e., Yair-Aaron, e., and International Geographical, U., 1998, Water table control on rill initiation and implications for erosional response. Geomorphic response of mediterranean and arid areas to climate change: Geomorphology-Amsterdam, v. 23, p. 151-169; 3.

Calvet, M., 1985, Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées; l'exemple du horst des Albères: Rev. Géol. Dyn. Géogr. phys., v. 26, p. 119-130.

—, 1994, Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales [Doctorat d'Etat thesis]: Paris, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.

Càmara, P., and Klimowitz, J., 1985, Interpretación geodynamica de la vertiente centro-occidental surpirenaica: Estudios Geologicos, v. 41, p. 391-404.

Choukroune, P., 1973, La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque (Pyrénées Ariégeoises): C. R. Ac. Sc. Paris, v. 277, p. 2621-2624.

—, 1980, Comment and Reply on 'Quenching: An additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees)'. Comment: Geology, v. 8, p. 514.

Choukroune, P., and Seguret, M., 1973, Tectonics of the Pyrenees: role of Compression and Gravity: New York, N.Y., Wiley, 141-156 p.

Choukroune, P., and team, E., 1989, The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt: Tectonics, v. 8, p. 23-39.

Chumakov, I.S., 1973, Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt, *in* Kaneps, A.G., ed., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 13: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, p. 1242-1243.

Clauzon, G., 1973, The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone valley, *in* Kaneps, A.G., ed., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 13: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, p. 1251-1256.

—, 1978, The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications: Mar. Geol., v. 27, p. 231-246.

—, 1982, Le canyon messinien du Rhône : une preuve désicive du "dessicated deep basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973): Bull. Soc. Geol. France, v. 24, p. 231-246.

Clauzon, G., Aguilar, J.P., and Michaux, J., 1987, Le bassin pliocene du Roussillon (Pyrenees-Orientales, France): exemple d' evolution geodynamique d' une ria mediterraneenne consecutive a la crise de salinite messinienne: C. R. Acad. Sc. Paris, v. 304, p. 585-590.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., and Loutre, M.-F., 1996, Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis : Controversy resoved?: Geology, v. 24, p. 363-366.

Coney, P.J., and Harms, T.A., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: Geology, v. 12, p. 550-554.

Coney, P.J., Muñoz, J.A., McClay, K.R., and Evenchick, C.A., 1996, Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt: Journal of the Geological Society London, v. 153, p. 9-16.

Crave, A., and Davy, P., 2001, A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics: Computers & Geosciences, v. 27, p. 815-827.

Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J., Sokoutis, S., Bodet, L., and Compagnon, R., 2000, Analogue Modelling of Relief Dynamics: Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, v. 25, p. 549-553.

Crochet, B., 1991, Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la série de Palassou: Document du BRGM, v. 199.

Davis, W.M., 1889, The geographical cycle: Geogr. J., v. 14, p. 481-504.

Davy, P., and Cobbold, P.R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere: Tectonophysics, v. 188, p. 1-25.

Davy, P., and Crave, A., 2000, Upscaling Local-Scale Transport Processes in Large-Scale Relief Dynamics: Phys. Chem. Earth (A), v. 25, p. 533-541.

De Sitter, L.U., 1952, Pliocene uplift of Tertiary mountain chains: American Journal of Science, v. 250, p. 297-307.

Denizot, G., 1952, Le Pliocène dans la vallée du Rhône.: Rev. geogr. Lyon, v. 27, p. 327-357.

Dubreuilh, J., Capdeville, J.P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J.P., and Simon-Coinçon, R., 1995, Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine: Géologie de la France, v. 4, p. 3-26.

Eaton, G.P., 1987, Topography and origin of the southern Rocky Mountains and Alvarado Ridge, *in* Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., Continental Extensional Tectonics, Volume 28, Geological Society Special Publication.

England, P., and Houseman, G.A., 1989, Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau: J. Geophys. Res., v. 94, p. 17,561-17,579.

England, P., and Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks: Geology, v. 18, p. 1173-1177.

Field, M.E., and Gardner, J.V., 1990, Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 721-733.

Fischer, K.M., 2002, Waning buoyancy in the crustal roots of old mountains: Nature, v. 417, p. 933-936.

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., and Baldwin, S.L., 1999, Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen: Earth and Planetary Science Letters, v. 173, p. 157-70.

Flemings, P.B., and Jordan, T.E., 1989, A synthetic stratigraphic model of foreland basin development: Journal of Geophysical Research, v. 94(B4), p. 3851-3866.

Flint, J.J., 1974, Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge: Water-Resour-Res, v. 10, p. 969-973.

Fourniquet, J., and Lenôtre, N., 1986, Comparaison de nivellements dans les Pyrénées, Intern. Rept. 103: Orléans, France, BRGM.

Friend, P.F., Lloyd, M.J., McElroy, R., Turner, J., Van Gelder, A., and Vincent, S.J., 1996, Evolution of the central part of the norther Ebro margin, as indicated by the its Tertiary fluvial sedimentary infill, *in* Friend, P.F., and Dabrio, C.J., eds., Tertiary basins of Spain: the Stratigraphic record of Crustal Kinematics: Cambridge, Cambridge University Press, p. 166-172.

Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J., and Cloetingh, S., 2003, Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia): Journal of Geophysical Research, v. 108, p. 2347-2364.

Gardner, T.W., 1983, Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material: Geol. Soc. Am. Bull., v. 94, p. 664-672.

Gaudemer, Y., 1986, Mécanismes de la déformation intracontinentale dans l'Ouest des Etats-Unis [Doctorat thesis], Institut de Physique du Globe de Paris et Université de Paris VII.

Gaudemer, Y., Jaupart, C., and Tapponnier, P., 1988, Thermal control on post-orogenic extension in collision belts: Earth and Planetary Science Letters, v. 89, p. 48-62.

Giménez, J., Suriñach, E., Fleta, J., and Goula, X., 1996, Recent vertical movements from high-precision levelling data in northeast Spain: Tectonophysics, v. 263, p. 149-161.

Goron, L., 1941, Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphologique d'une lisière de montagne [Doctorat thesis]: Toulouse, Faculté des Lettres, Université de Toulouse.

Hack, J.T., 1957, Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., v. 294, p. 45-94.

—, 1960, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions: American-Journal-of-Science, v. 258, p. 80– 97.

Hancock, G., and Willgoose, G., 2001, Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model; declining equilibrium landforms: Water-Resour-Res, v. 37, p. 1981-1992.

Hasbargen, L.E., and Paola, C., 2000, Landscape instability in an experimental drainage basin: Geology, v. 28, p. 1067-1070.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., and Lucini, M., 2000, The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula: Tectonics, v. 19, p. 762-786.

Hogan, P.J., 1993, Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southwestern Pyrenean foreland basin, northern Spain [Unpublished Ph.D thesis thesis], University of California.

Hogan, P.J., and Burbank, D.W., 1996, Evolution of the Jaca piggyback basin and the emergence of the External Sierras, Southern Pyrenees, *in* Friend, P.F., and Dabrio, C.J., eds., Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, p. 166-172.

Houseman, G.A., and McKenzie, D.P., 1981, Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts: J. Geophys. Res., v. 86, p. 6115-6132.

Hovius, N., 1996, Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts: Basin Research, v. 8, p. 29-44.

—, 2000, Macroscale process systems of mountain belt erosion, *in* Summerfield, M.A., ed., Geomorphology and global tectonics: New York.

Howard, A.D., 1994, A detachment-limited model of drainage basin evolution: Water Resour. Res., v. 30, p. 2261-2285.

Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Seidl, M.A., 1994, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales: J. Geophys. Res., v. 99, p. 13,971-13,986.

Howard, A.D., and Kerby, G., 1983, Channel changes in badlands: GSA Bull., v. 94, p. 739-752.

Hsü, K.J., Cita, M.B., and Ryan, W.B.F., 1973, The origin of the Mediterranean evaporites, *in* Kaneps, A.G., ed., Initial reports of the deep sea drilling project, Volume 13: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, p. 1203-1231.

Ijjasz Vasquez, E.J., and Bras, R.L., 1995, Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models: Geomorphology-Amsterdam, v. 12, p. 299-311.

Jolley, E.J., 1988, Thrust tectonics and alluvial architecture of the Jaca Basin, southern Pyrenees [Unpublished Ph.D thesis]: Cardiff, University of Wales.

Keefer, W.R., 1970, Structural Geology of the Wind River Basin, Wyoming: Geol. Surv. prof. Pap. US., p. 495-D.

Kirkby, M.J., 1971, Hillslope process-response models based on the continuity equation: Spec. Publ. Inst. Br. Geogr., v. 3, p. 15-30.

Kooi, H., and Beaumont, C., 1996, Large-scale geomorphology : classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model: Journal-of-geophysical-research, v. 101, p. 3361-3386.

Krijgsman, W., Hiigeni, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., and Wilson, D.S., 1999, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis: Nature-London, v. 400, p. 652-655.

Lague, D., 2001, Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique [unpublished PhD thesis]: Rennes, France, Université de Rennes1.

Lague, D., Crave, A., and Davy, P., 2003, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift: Journal-of-geophysical-research, v. 108, p. ETG3.1-ETG3.20; 2.

Lenotre, N., Thierry, P., Blanchin, R., and Brochard, G., 1999, Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France): Tectonophysics, v. 301, p. 333-344.

Loget, N., Davy, P., and Van Den Driessche, J., 2003, Large-scale erosion processes and parameters derived from a modeling of the Messinian salinity crisis.: EGS-EUG-AGU, Nice.

Loget, N., Van Den Driessche, J., and Davy, P., How did the Messinian Salinity Crisis end?: Submitted to Terra Nova.

Maillard, A., 1993, Structure et riftogénèse du Golfe de Valence (Méditerranée Nord-Occidentale) [Thèse de Doctorat thesis]: Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.

Martínez Peña, M.B., and Pocoví, A., 1988, El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer: Acta Geologíca Hispànica, v. 23, p. 81-94.

Mattauer, M., 1968, Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne: Revue Géographique Phys Géol. Dyn., v. X, p. 3-12.

Mellere, 1993, Thrust-generated, back-fill stacking of alluvial fan sequences, south-central Pyrenees, Spain (La Pobla de Segur Conglomerates), *in* Frostick, L.E., and Steel, R.J.,

eds., Tectonic controls and signatures in sedimentary successions, Volume 20: Special Publications of the International Association of Sedimentologists, p. 259-276.

Mengel, O., 1910, A propos des paliers des vallées des Pyrénées-Orientales. (réponse à M. de Martonne): Bull. Soc. géol. France, v. 4è série, t. X, p. 427.

Météo-France, 1986, Atlas climatique de la France, 30 p.

Meyer, B., Tapponnier, P., Bourjot, L., Métivier, F., Gaudemer, Y., Peltzer, G., Guo, S., and Chen, Z., 1998, Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau: Geophys. J. Int., v. 135, p. 1-47.

Milana, J.P., 1998, Sequence stratigraphy in alluvial settings : A flume-based model with applications to outcrop and seismic datal: AAPG-bulletin, v. 82, p. 1736-1753.

Millán Garrido, H., Pueyo Morer, E.L., Aurell Cardona, M., Luzón Aguado, A., Oliva Urcia, B., Martínez Peña, M.B., and Pocoví Juan, A., 2000, Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. Rev. Soc. Geol. España, Vol. 13 (2), C.: Rev. Soc. Geol. España, v. 13, p. 279-300.

Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?: Nature-London, v. 346, p. 29-34.

Molnar, P., and Tapponnier, P., 1978, Active tectonics of Tibet: J. Geophys. Res., v. 83, p. 5361-5375.

Montgomery, D.R., 2001, Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography: American-Journal-of-Science, v. 301, p. 432-454.

Montgomery, D.R., Abbe, T.B., Buffington, J.M., Peterson, N.P., Schmidt, K.M., and Stock, J.D., 1996, Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins: Nature-London, v. 381, p. 587-589.

Montgomery, D.R., and Brandon, M.T., 2002, Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges: Earth and Planetary Science Letters, v. 201, p. 481-489.

Montgomery, D.R., and Dietrich, W.E., 1992, Channel initiation and the problem of landscape scale: Science, v. 255, p. 826-830.

Montgomery, D.R., and Foufoula-Georgiou, E., 1993, Channel network source representation using digital elevation models: Water Resour. Res., v. 29, p. 3925-3934.

Muto, T., and Steel, R.J., 2004, Autogenic response of fluvial deltas to steady sea-level fall: Implications from flume-tank experiments: Geology, v. 32.

Mutti, E., Séguret, M., and Sgavetti, M., 1988, Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees: American Association of Petroleum geologists Mediterranean Basins Conference. Field Trip, v. 7, p. 153 p.

Nelson, C.H., 1990, Estimated post-Messinian supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain: Marine Geology, v. 95, p. 395-418.

Nelson, C.H., and Maldonado, A., 1990, Factors controlling late cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea: Marine Geology, v. 95, p. 419-440.

Nijman, W., 1998, Cyclicity and basin axis shift in piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain, *in* Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P., and Fernàndez, M., eds., Cenozoic Foreland Basin of Western Europe, Volume 134: Geological Society Special Publications, London, p. 135-162.

Nussbaum, F., 1931, Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées-Orientales et leurs transformations pendant l'époque quaternaire, C. R. Congr. int. Géog., Volume II: Trav. de la Section II: Paris.

Ouchi, S., 2004, Flume experiments on the horizontal stream offset by strike-slip faults: Earth-Surface-Processes-and-Landforms, v. 29, p. 161-173.

Pannekoek, A.J., 1935, Evolution du Bassin de la Têt dans les Pyrénées Orientales pendant le Néogène: Ultrecht.

Panzer, W., 1926, Talentwicklung und Eiszeitklima in nord-östlichen Spanien, Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges., Volume 39: Frankfurt am-Main.

Pazzaglia, F.J., and Brandon, M.T., 1996, Macrogeomorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record: Basin Res., v. 8, p. 255-278.

Peizhen, Z., Molnar, P., and 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, v. 410, p. 891-897.

Pelletier, J.D., 2003, Drainage basin evolution in the Rainfall Erosion Facility: dependence on initial conditions: Geomorphology, v. 53, p. 183–196.

Penck, A., 1894, Studien über das Klima Nordspaniens während der jungeren Terciärperiode und der diluvialperiode, Zeit. der Ges. für Erdkunde: Berlin.

Penck, W., 1953, Morphological analysis of landforms: New York, St. Martin's Press, 429 p.

Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., and Pardo, G., 2002, Magnetocronología de la sucesión Miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la cuenca del Ebro),: Rev. Soc. Geol. España, v. 15 (3-4), p. 211-225.

Philip, H., Bousquet, J.-C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X., and Grellet, B., 1992, Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implication sismotectoniques: C. R. Ac. Sc. Paris, v. 314, p. 1239-1245.

Puigdefàbregas, C., 1975, La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca: Pirineos, v. 104, p. 1-188.

Puigdefabregas, C., Muñoz, J.A., and Vergés, J., 1992, Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees, *in* McClay, K.R., ed., Thrust Tectonics: New York, Chapman and Hall, p. 247-254.

Puigdefabregas, C., and Souquet, P., 1986, Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees: Tectonophysics, v. 129, p. 173-204.

Reille, J.L., 1970, Mise en évidence de paléoreliefs de 2000 m de dénivelée, fossilisés et enterrés par les formations continentales de l'Eocène supérieur, sur le versant sud des Pyrénées centrales (région de la Pobla de Segur, Province de Lérida, Espagne): C. R. Ac. Sc. Paris, v. 270, p. 1861-1864.

—, 1971, Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude des formations terciaires essentiellement continentales [Doct. Etat Sci. thesis]: Montpellier, USTL.

Reynolds, A.D., 1987, Tectonically controlled fluvial sedimentation in the South Pyrenean foreland basin [PhD thesis], University of Liverpool.

Riba, O., Reguant, S., and Villena, J., 1983, Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro, *in* Coumba, J.A., ed., Geologica España, Volume 2, Libro Jubilar J. M. Rios, p. 131-159.

Rigo, A., and Cushing, M., 1999, Effets topographiques sur les comparaisons de profils de nivellement : cas français de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales) et d'Arudy (Pyrénées-Atlantiques): C. R. Ac. Sc. Paris, v. 329, p. 697-704.

Roca, E., 1996, The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (Eastern Pyrenees), *in* Friend, and Dabrio, eds., Tertiary Basins of Spain.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., and Deramond, J., 1989, ECORS deep seismic data and

balanced cross section: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees: Tectonics, v. 8, p. 41-50.

Ruegg, J.C., and Kasser, M., 1983, Mouvement verticaux dans la région d'Arudy (Pyrénées occidentales): C. R. Ac. Sc. Paris, v. 296, p. 443-448.

Ryan, W.B.F., 1976, Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis: Sedimentology, v. 23, p. 791-813.

Schumm, S.A., Mosley, M.P., and Weaver, W.E., 1987, Experimental fluvial geomorphology: New York, John Wiley and Sons.

Scott, G.R., 1975, Cenozoic Surfaces and Deposits in the Southern Rocky Mountains: Geol. Soc. Am. Mem., v. 144, p. 227-248.

Seguret, M., 1972, Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité [PhD Thesis thesis], Montpellier, France.

Sklar, L., and Dietrich, W.E., 1998, River longitudinal profiles on bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply, *in* Tinkler, K.J., and Wohl, E.E., eds., Fluvial processes in bedrock channels, Volume 107: Geophys. Monogr. Ser.: Washington, D.C., p. 237-260.

Smith, T.R., and Bretherton, F.P., 1972, Stability and the Conservation of Mass in Drainage Basin Evolution: WRR, v. 8, p. 1506-1529.

Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P., and Christiansen, R.L., 1987, A physical model for Cenozoic extension of western North America, *in* Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., Continental Extensional Tectonics, Volume 28, Geological Society Special Publication.

Sorre, M., 1913, Les Pyrénées méditerranéennes: Paris.

Souriau, A., and Granet, M., 1995, A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 18,117-18,134.

Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.-F., Douchain, J.-M., and Ponsolles, C., 2001, Sismotectonique des Pyrénées : principales contraintes sismologiques: Bull. Soc. géol. France, v. 172, p. 25-39.

Stein, O.R., and LaTray, D.A., 2002, Experiments and modeling of head cut migration in stratified soils - art. no. 1284: Water-Resources-Research, v. 38, p. NIL_47-NIL_58.

Teixell, A., 1998, Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees: Tectonics, v. 17, p. 395-406.

Tucker, G.E., and Slingerland, R., 1997, Drainage basin responses to climate change: Water Resour. Res., v. 33, p. 2031-2047.

Tucker, G.E., and Whipple, K.X., 2002, Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparaison: Journal of Geophysical Research, v. 107, p. 10.1029/2001JB000162.

Turner, J.P., 1992, Evolving alluvial stratigraphy and thrust front developpement in the West Jaca piggyback basin, Spanish Pyrenees: Journal of the Geological Society of London, v. 149, p. 51-63.

Tweto, O., 1975, Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) Orogeny in the Southern Rocky Mountains: Geol. Soc. Am. Mem., v. 144, p. 1-44.

Vacher, P., and Souriau, A., 2001, A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on the gravity modelling, seismic images and petrological constraints: Geophysical Journal International, v. 145, p. 460-470.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muõz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., and Cloetingh, S., 1995, Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-section: Marine and Petroleum Geology, v. 12, p. 893-915.

Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz-Jimenez, A., and González, A., 1996, Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: (1) Stratigraphic synthesis, *in* Friend, and Dabrio, eds., Tertiary Basins of Spain, Cambridge University Press, p. 77-82.

Vincent, S.J., 1999, The role of sediment supply in controlling alluvial architecture : an example from the Spanish Pyrenees: Journal-of-the-Geological-Society-London, v. 156, p. 749-759; 2.

—, 2001, The Sis paleovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building: Sedimentology, v. 48, p. 1235-1276.

Vincent, S.J., and Elliott, T., 1997, Long-lived transfert zone paleovalleys in mountain belts: an example from the Tertiary of the Spanish Pyrenees: J. Sediment. Res., v. 67, p. 303-310.

Wheeler, H.E., 1964, Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy: Geol. Soc. Am. Bull., v. 75, p. 599-610.

Whipple, K.X., 2001, Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation: American-Journal-of-Science, v. 301, p. 313-325.

Whipple, K.X., Parker, G., Paola, C., and Mohrig, D., 1998, Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study: Journal of geology, v. 106, p. 677-693.

Whipple, K.X., and 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: J. Geophys. Res., v. 104, p. 17,661-17,674.

Willett, S.D., and Brandon, M.T., 2002, On steady states in mountain belts: Geology, v. 30, p. 175-178.

Willgoose, G., Bras Rafael, L., and Rodriguez-Iturbe, I., 1991, A coupled channel network growth and hillslope evolution model; 1, Theory: Water-Resour-Res, v. 27, p. 1671-1684; 2.