

Géomatériaux (Sédimentologie)

L'érosion des chaînes de montagnes : influence de la sédimentation de piedmont

Julien Babault, Jean Van Den Driessche *

Géosciences Rennes, UMR 6118, université Rennes-1, campus de Beaulieu, bât. 15, CS 74205, 35042 Rennes cedex, France

Reçu le 12 octobre 2004 ; accepté après révision le 30 septembre 2005

Disponible sur Internet le 8 novembre 2005

Présenté par Jean Dercourt

Résumé

La pénéplation des chaînes de montagnes est généralement considérée comme résultant de l'action de l'érosion à long terme, qui lisse le relief et diminue leur altitude jusqu'à tendre vers le niveau marin. Nous proposons un nouveau modèle, dans lequel la sédimentation de piedmont traduit une montée du niveau de base de la chaîne, entraînant son aplatissement en altitude. Ce modèle est illustré à travers l'évolution morphologique du versant sud des Pyrénées durant le Cénozoïque. **Pour citer cet article : J. Babault, J. Van Den Driessche, C. R. Geoscience 337 (2005).**

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Erosion of mountain belts: influence of piedmont sedimentation. The applanation of mountain belts that results in peneplain is generally considered to be caused by the long-term activity of erosion. Peneplanation has been previously defined as the lowering of an elevated topography and the concomitant subduing of its relief. We propose a model following which piedmont sedimentation induces the base level rise, allowing applanation to develop at high elevation and resulting in an elevated 'peneplain'. This model is illustrated by the morphological evolution of the southern flank of the Pyrenees during the Cainozoic. **To cite this article: J. Babault, J. Van Den Driessche, C. R. Geoscience 337 (2005).**

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Pénéplaine ; Aplatissement ; Surface d'érosion ; Érosion ; Sédimentation ; Piedmont ; Pyrénées

Keywords: Peneplain; Applanation; Erosional surfaces; Erosion; Sedimentation; Piedmont; Pyrenees

Abridged English version

The word 'peneplain' classically refers to 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 [5,21,31]. Following such an interpretation, peneplanation is thus viewed as the lowering of the mean surface elevation and the concomitant relief subduing.

Surface uplift of mountain ranges results from thickening of the continental lithosphere and thus pene-

* Auteur correspondant.

Adresses e-mail : julien.babault@univ-rennes1.fr (J. Babault),
jean.van-den-driessche@univ-rennes1.fr (J. Van Den Driessche).

planation of mountain belts requires destroying their lithospheric roots. This can be achieved in three ways (Fig. 1). The model 1 considers that progressive exhumation and complete removal of lithospheric roots are due to superficial erosion through isostatic compensation. Since the 1980s, it has been demonstrated that thickening of large collisional orogens resulted in later gravity collapse, marked by the development of basins and ranges. Such a process, combined with erosion and long-term thermal cooling, allows the lithosphere to recover its initial thickness and the landscape elevation to decrease (model 2) (e.g., [11,25,34]). Alternatively, thermal cooling of the lithospheric root may induce its density increase so that the subsequent decrease of the lithospheric root buoyancy allows the lowering of land surface (model 3) [23]. These three models consider that peneplanation is always achieved near the sea level. In models 1 and 3, the final land surface is an erosional surface, whereas in model 2 the final topography alternately corresponds to an erosional or a depositional surface. Here we propose an alternative model in which peneplanation may develop at high altitude.

Indeed mountain ranges are usually bounded by sedimentary basins where eroded products accumulate. Foreland basins generally first fill up with marine sediments (underfilled stage) and evolve toward continental sedimentation (overfilled stage) (e.g., [20]). If sedimentation in front of a relief occurs above the sea level, it will increase the base level for erosion, defined as the limit between erosion and sedimentation [50]. We argue 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 [3,15], resulting in the development of a highly elevated ‘peneplain’ (Fig. 2) [4].

A striking feature of the Pyrenees morphology is the presence of highly elevated, low-relief, erosional surfaces, hereafter referred to as HE–LR surfaces (Fig. 3), which were extensively described since the beginning of the last century by numerous geomorphologists and geologists [2,6,8,14,22,27,32,36–39,46]. Late Miocene overlying continental deposits provide an upper limit age for these surfaces [6,43]. To explain the Pyrenean HE–LR surfaces, pioneering works have invoked a Pliocene upheaval contemporary with a phase of tangential compression, though it could not be documented [6,8,22,27]. 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 2000 m of Pliocene uplift as invoked by De Sitter [22] and more recent works [9,10,13,14]. An al-

ternative explanation [10] 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 [47] shows evidence for the still occurrence of a lithospheric root down to 100 km of depth beneath the Pyrenees.

Another striking feature of the Pyrenees is the occurrence along its southern flank of a huge accumulation of continental sediments that overlap the axial zone up to an elevation of about 2000 m [20,40,41,49]. This was favoured by the closure of the Ebro basin from the Late Eocene (e.g., [6,41,42,45]). Fig. 4 shows the reconstructed Miocene palaeo-piedmont along the southern flank of the Pyrenees based on the sedimentary remnants of the basin fill. The uppermost part of the profile merges into the HE–LR of the axial zone, strongly suggesting that the development of these erosional surfaces results from the rise of the base-level of the southern foreland basin.

Although the present elevation of the uppermost part of Aquitaine piedmont is only 650 m, the occurrence of similar HE–LR along the northern side of the axial zone also suggests that accumulation of detrital sediments [26] must have reached a high elevation during Cainozoic times.

By contrast with the classical models of mountain chains peneplanation, we suggest that relief subduing does not necessarily 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. This explains to our opinion the paradox of the occurrence of post-tectonic HE–LR remnants of peneplain within the Pyrenees, the elevation of which has been previously misinterpreted as resulting from enigmatic Pliocene uplift.

1. 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. Les chaînes jeunes sont élevées et disséquées, les chaînes anciennes sont de faible altitude et présentent un relief doux. Cette vision suppose que les chaînes s'aplanissent par «l'usure du temps», autrement dit par l'action de l'érosion à long terme. Suivant ce processus, que résume le modèle de Davis [21], 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 fluviaux 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 fluviale 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 [28] :

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

m et n étant des constantes positives.

Dans cette relation, l'effet de la tectonique est de modifier la pente régionale, donc les pentes locales [1,35]. Le climat influe, quant à lui, sur le flux d'eau et donc sur l'aire drainée amont. À climat constant et postérieurement à un soulèvement tectonique, l'érosion entraîne une diminution de l'altitude et donc de la pente régionale. À terme, les processus d'érosion des versants prennent le pas sur l'activité érosive décroissante des rivières, entraînant la pénéplation d'un relief au sens de Davis [5,21,31]). Le modèle de Davis suppose que le niveau de base d'un relief reste constant au cours de son aplanissement. Dans le présent article, nous montrons qu'un effet identique peut être obtenu par une surrection du niveau de base, liée directement à l'accumulation des produits d'érosion au pied du relief, à la différence près que l'aplanissement se développe en altitude.

2. Processus classiques d'aplanissement d'une chaîne

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. Pour aplanir une chaîne de montagnes, il existe a priori deux possibilités : soit éliminer la racine de la chaîne, en d'autres termes ramener progressivement la lithosphère à son épaisseur initiale, soit augmenter la densité de cette racine, de telle sorte qu'elle tire vers le bas la chaîne.

En ce qui concerne la première hypothèse, deux modèles peuvent expliquer l'aplanissement d'une chaîne. Dans le premier modèle (modèle 1) (Fig. 1), l'exhumation progressive et l'élimination à terme de la racine lithosphérique provient uniquement de la compensation isostatique de l'érosion en surface.

Par ailleurs, 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

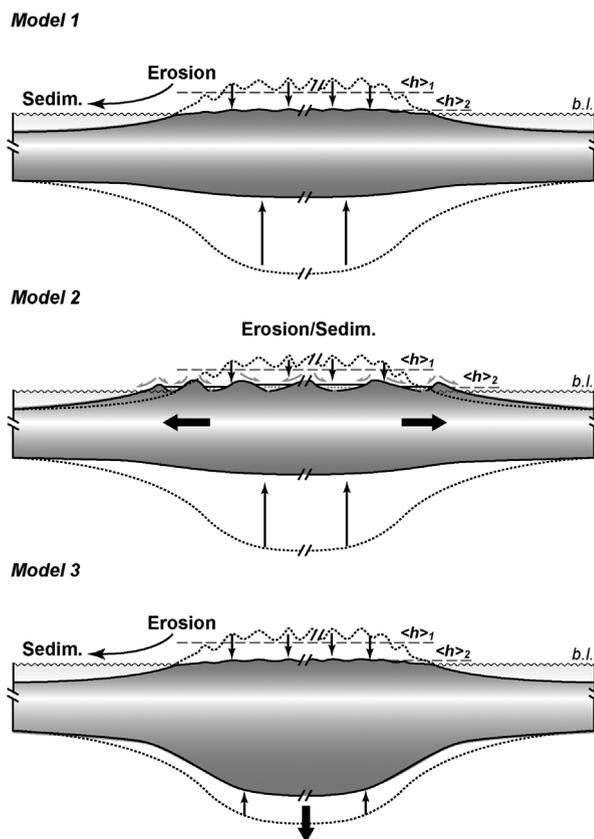


Fig. 1. Trois différents modèles d'aplanissement. Modèle 1 [21] : la pénéplation résulte de la seule action de l'érosion qui entraîne l'exhumation par compensation isostatique et l'élimination à terme de la racine lithosphérique ; modèle 2 : la pénéplation s'opère par l'effet combiné de processus tectonique (effondrement gravitaire) et thermique (refroidissement), et de l'érosion ; modèle 3 : l'augmentation de la densité de la racine lithosphérique refroidie entraîne l'enfoncement de la chaîne. Dans les modèles 1 et 3, la surface d'aplanissement est une surface d'érosion, dans le modèle 2, une surface mixte d'érosion et de dépôt. $\langle h \rangle_1$: altitude moyenne initiale de la chaîne ; $\langle h \rangle_2$: altitude moyenne finale ; b.l. : niveau de base (niveau marin).

Fig. 1. Three models of applanation. Model 1 [21]: peneplanation results from erosion that induces the progressive exhumation and the forward removing of the lithospheric root by isostatic compensation; model 2: peneplanation results from the combination of tectonic and thermal processes (gravity collapse and cooling, respectively), and erosion; model 3: the density increase of the cold lithospheric root causes the chain to sink. In models 1 and 3, the applanation surface is an erosional surface, in model 2 this surface is alternatively erosional and depositional. $\langle h \rangle_1$: initial mean elevation of the chain; $\langle h \rangle_2$: final mean elevation; b.l.: base level (sea level).

l'effet conjugué de leur poids et de l'amollissement thermique de leur racine crustale (par exemple, [11,25,34]). 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 rapportée uni-

quement à l'action de l'érosion à long terme, mais est également due à un processus thermomécanique (modèle 2) (Fig. 1). 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 (par exemple, [19]). La diminution de l'altitude sera liée, outre le retour à une épaisseur normale de la croûte, au refroidissement progressif du manteau.

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 horsts et grabens. Leurs structures en « bassins et chaînons montagneux » (*basin and range*) et leurs grandes dimensions font que le drainage de ces domaines étirés est le plus souvent endoréique (par exemple, [19]), 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, le Tibet (par exemple, [33]). Ainsi, l'effondrement gravitaire des chaînes de collision, combiné à l'érosion, peut avoir un effet identique à celui de l'érosion seule à long terme, telle qu'elle est envisagée par le modèle de Davis. Dans le cas du processus d'effondrement gravitaire, le retour à une altitude proche du niveau de la mer reste néanmoins lié au refroidissement (lent) de la lithosphère.

La seconde hypothèse considère que le refroidissement de la racine crustale entraîne une augmentation de la densité des roches qui la composent à travers des transformations minéralogiques (modèle 3) (Fig. 1). Fischer [23] 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. Elle en conclut que les racines des chaînes anciennes sont plus denses que celles des chaînes récentes, en raison du refroidissement avec le temps des premières. Suivant cette hypothèse, « l'enfoncement » de la chaîne entraîne une diminution du potentiel érosif des rivières qui la drainent et le lissage progressif de la topographie, de la même manière que dans le modèle de Davis.

Ainsi, la diminution de l'altitude des chaînes suivant les modèles considérés fait appel, soit à l'érosion seule à long terme (modèle 1), soit à la combinaison

de l'érosion et d'un processus thermique à long terme (modèle 3), soit à une combinaison entre érosion, processus tectonique à court terme et processus thermique à long terme (modèle 2). Dans les deux modèles 1 et 3, le lissage concomitant de la topographie des chaînes est directement lié à leur diminution d'altitude. Dans le cas de l'effondrement gravitaire (modèle 2), 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 modèles 1 et 3 correspondra à une surface d'érosion, alors qu'elle sera mixte, surface d'érosion et surface de dépôt dans le modèle 2. Quoiqu'il en soit, ces trois modèles supposent une diminution de l'altitude des chaînes et un lissage concomitant de leur topographie.

Cette notion d'aplanissement est toujours d'actualité, au point que l'observation de reliques d'une surface d'aplanissement en haute altitude est considérée comme symptomatique de la surrection ultérieure d'une plaine initiale, ou encore du rajeunissement d'une chaîne érodée (par exemple, [7,22,30,44,48]). Dans ce dernier cas, la cause de ce nouveau soulèvement peut être complètement indépendante de la tectonique à l'origine de la chaîne.

3. Un modèle d'aplanissement en altitude

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 les chaînes grandissent. Ainsi, le remplissage sédimentaire de ces bassins d'avant-pays correspond généralement à des séquences de comblement d'abord marines, puis continentales (par exemple, [24]), qui à terme aggradent en *onlap* jusque dans les zones internes des chaînes (par exemple, [20]). 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 (par exemple, [50]), le passage d'une sédimentation marine à une sédimentation continentale dans l'avant-pays traduit une surrection du niveau de base de la chaîne. Cette évolution est d'autant plus favorisée que ces bassins, pour une raison ou une autre, deviennent endoréiques. En fait, la présence d'une importante sédimentation de piedmont caractérise une chute drastique de la capacité des rivières à transporter les sédiments. Aussi, le niveau de base d'une chaîne de montagnes ne sera pas tant dépendant de la nature, endoréique ou exoréique, de son réseau de drainage que de la capacité des rivières à exporter les produits d'érosion [3,4,15].

Dans les trois modèles d'aplanissement des chaînes discutés précédemment, le niveau de base de la chaîne

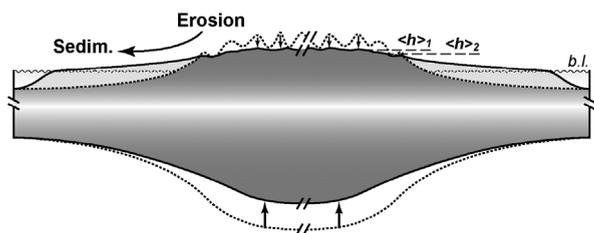


Fig. 2. Aplaniement en altitude. Le passage d'une sédimentation marine à continentale dans les bassins d'avant-pays des chaînes entraîne une élévation de leur niveau de base. À terme, la sédimentation de piedmont entraîne le développement d'une haute « pénéplaine » et la conservation de la racine crustale. $\langle h \rangle_1$: altitude moyenne initiale de la chaîne ; $\langle h \rangle_2$: altitude moyenne finale ; b.l. : niveau de base (niveau marin).

Fig. 2. Applanation at high elevation. The change from marine to continental sedimentation in foreland basins induces the rise of the base level of mountain belts. Eventually piedmont sedimentation causes a peneplain to develop at high elevation and a crustal root to be preserved. $\langle h \rangle_1$: initial mean elevation of the chain; $\langle h \rangle_2$: final mean elevation; b.l.: base level (sea level).

reste identique depuis sa surrection jusqu'à sa destruction, dans la mesure où il correspond au niveau de la mer (en faisant abstraction des variations eustatiques). L'hypothèse proposée ici est à l'inverse : elle considère 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 (Fig. 2). Ainsi, suivant cette hypothèse, 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 cette altitude jusqu'à un niveau proche de celui de la mer. Il est à noter qu'un tel modèle implique la conservation d'une racine crustale.

4. L'exemple des Pyrénées

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 (par exemple, [2,4,6,14,22,27,32,36–39,46] (Fig. 3). Ces surfaces ont toujours été interprétées comme la marque d'un soulèvement d'autant de cette chaîne depuis le Mio-Pliocène [9,10,13,14,22], alors que la tectonique compressive pyrénéenne était finie (par exemple, [4,18,45]). Une telle interprétation suppose un aplaniement 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'à environ 50 km, il est très peu probable que cette racine se soit constituée à partir du Mio-Pliocène, aucune trace de tectonique compressive d'ampleur n'ayant été enregistrée depuis cette époque. De même, aucune trace de processus de type délamination lithosphérique [47], 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...).

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 [7,30,44,48]. 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.

Une autre caractéristique remarquable de la chaîne des Pyrénées sur son flanc sud est l'accumulation très importante de dépôts détritiques, qui aggradent en *onlap* vers l'intérieur de la chaîne et dont la surface atteint actuellement près de 2000 m [20,40,41,49].

Le confinement du bassin de l'Èbre entre les chaînes Catalane, Ibérique et Celtibérique, à partir de l'Éocène supérieur, a entraîné le comblement de la topographie à relief élevé de l'Éocène moyen par des conglomérats de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur sur la bordure sud de la zone axiale et par leurs équivalents distaux dans le centre du bassin lacustre [6,20,40–42,45]. Les témoins du remplissage fini-Miocène culminent respectivement de 900 à 2000 m, dans le centre du bassin et sur la bordure sud de la zone axiale, respectivement. La reconstruction du paléopiedmont miocène des Pyrénées basé sur ces corps sédimentaires (Fig. 4) souligne la corrélation spatiale entre le piedmont miocène et les surfaces d'érosion de la zone axiale. Dans les Pyrénées orientales, ces surfaces d'érosion sont recouvertes par des dépôts continentaux détritiques d'âge Miocène supérieur (par exemple, [6,9,12,43]). Ainsi, les relations spatiales et temporelles entre le piedmont sud pyrénéen miocène et les hautes surfaces d'érosion miocènes à faible relief de la zone axiale supportent l'hypothèse suivant laquelle le développement d'une « haute pénéplaine » dans la zone axiale est contrôlé par l'altitude de son niveau de base, défini par la partie amont du piedmont de sédimentation miocène.

Sur le versant nord, le bassin d'Aquitaine montre une évolution similaire à celle du bassin de l'Èbre, c'est-à-dire caractérisée par le passage d'une sédimentation marine à continentale au cours de l'Éocène [26], bien



Fig. 3. Vue vers le nord-ouest d'une surface d'érosion dans les Pyrénées orientales. La surface subhorizontale au second plan correspond à une surface d'aplanissement dont l'altitude s'étage de 2500 à 2900 m (massif du Campcardos). La plaine au premier plan, située à une altitude de 1200 m, correspond au remplissage mio-pliocène du graben de la Cerdagne. La vallée sur la droite est celle de Carol.

Fig. 3. View looking toward the northwest of an erosional surface in the Eastern Pyrenees. The subhorizontal surface in the background is an erosional surface whose elevation ranges between 2500 and 2900 m (the Campcardos massif). The plain in the foreground, which lies at 1250 m asl, corresponds to the Miocene–Pliocene fill of the Cerdagne graben. The valley on the right side is the Carol Valley.

que le drainage soit resté connecté à l'Atlantique. Sur ce versant, on n'observe pas de reliques de corps sédimentaires aussi spectaculaires. Actuellement, le piedmont miocène du cône de Lannemezan atteint 600–700 m [27]. Suivant le modèle proposé ici, la présence de reliques de surfaces d'aplanissement implique que les dépôts détritiques sur le versant nord aient pu atteindre des altitudes plus élevées [4]. Dans ce sens, les « brèches » sédimentaires polygéniques post-métamorphiques et continentales observées le long de la bordure nord de la zone axiale (par exemple, [16,17,29]) sont probablement des témoins de la sédimentation de piedmont sur le versant nord.

5. Conclusion

Les mécanismes d'aplanissement des chaînes de montagnes généralement envisagés, qu'ils fassent appel à l'érosion seule ou combinée à des processus tectoniques et/ou thermiques, impliquent une diminution à terme de l'altitude des chaînes proche du niveau marin, qui est supposé correspondre à leur niveau de base tout au cours de leur évolution.

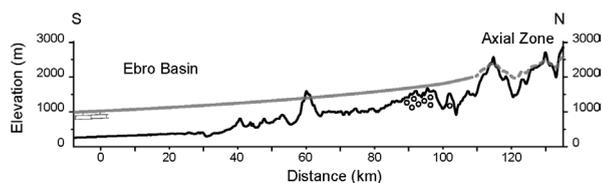


Fig. 4. Relation entre le piedmont miocène et les surfaces d'érosion de la zone axiale sur le versant sud des Pyrénées. Trait noir : Profil topographique transverse actuel ; trait gris : profil du piedmont miocène reconstitué ; tireté gris : surfaces d'érosion de la zone axiale. Figuré calcaire : calcaires lacustres miocènes du centre du bassin de l'Ebre ; cercles : conglomérats Eocène supérieur à Oligo-Miocène.

Fig. 4. Relation between the Miocene piedmont and the erosional surfaces of the axial zone in the southern flank of the Pyrenees. Black line: present transverse topographic profile; grey line: reconstructed profile of the Miocene piedmont, grey dashed line: erosional surfaces in the axial zone. Calcareous symbol: Miocene lacustrine calcareous within the Ebro basin; circles: Upper Eocene to Oligocene–Miocene conglomerates.

L'exemple des Pyrénées montre, à l'inverse, que le niveau de base d'une chaîne n'est pas tant constitué par le niveau de la mer que par l'altitude maximale

atteinte par les produits d'érosion constitutifs de son piedmont. Ce fait, finalement très simple, peut conférer aux chaînes de montagnes une évolution identique au modèle d'aplanissement classique de Davis, à la différence majeure près que cet aplanissement se développe à une altitude élevée dépendant de l'altitude maximale atteinte par le piedmont.

Finalement, la présence en altitude d'une surface d'aplanissement disséquée ne peut être utilisée de façon directe comme la marque d'un soulèvement tectonique.

Références

- [1] F. Ahnert, Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins, *Am. J. Sci.* 268 (1970) 243–263.
- [2] G. Astre, Le bassin néogène de Bellver, *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse* L VI (1927) 231.
- [3] J. Babault, S. Bonnet, A. Crave, J. Van Den Driessche, Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: An experimental approach, *Geology* 33 (2005) 301–304.
- [4] J. Babault, J. Van Den Driessche, S. Bonnet, S. Castellort, A. Crave, Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics* 24 (2005).
- [5] R.L. Bates, J.A. Jackson, *Glossary of Geology*, Falls Church, VA, USA, 1980.
- [6] P. Birot, Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles, thèse, Paris, 1937.
- [7] D.L. Blackstone, Late Cretaceous and Cenozoic History of Laramie Basin Region, Southeast Wyoming, *Geol. Soc. Am. Mem.* 144 (1975) 249–279.
- [8] H. Boissevain, Étude géologique et géomorphologique de la vallée de la haute Sègre, *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse* (1934).
- [9] A. Briais, R. Armijo, T. Winter, P. Tapponnier, A. Herbecq, Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees, *Ann. Tectonicae* IV (1990) 19–42.
- [10] M.-F. Brunet, The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins, *Tectonophysics* 129 (1986) 343–354.
- [11] J.-P. Burg, J. Van Den Driessche, J.-P. Brun, Syn- to post-thickening extension: modes and consequences, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 319 (1994) 1019–1032.
- [12] L. Cabrera, E. Roca, P. Santanach, Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees), *J. Geol. Soc. Lond.* 145 (1988) 261–268.
- [13] M. Calvet, Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées ; l'exemple du horst des Albères, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 26 (1985) 119–130.
- [14] M. Calvet, Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales, thèse d'État, université Paris-1 Panthéon-Sorbonne, 1994.
- [15] S. Carretier, F. Lucazeau, How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments?, *Basin Research* 17 (2005) 361–381.
- [16] P. Choukroune, 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. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 277 (1973) 2621–2624.
- [17] P. Choukroune, Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne, analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale, *Mém. Soc. géol. France* LV (1976) 1–116.
- [18] P. Choukroune, ECORS-Team, The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics* 8 (1989) 23–39.
- [19] P.J. Coney, T.A. Harms, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression, *Geology* 12 (1984) 550–554.
- [20] P.J. Coney, J.A. Muñoz, K.R. McClay, C.A. Evenchick, Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt, *J. Geol. Soc. Lond.* 153 (1996) 9–16.
- [21] W.M. Davis, The geographical cycle, *Geogr. J.* 14 (1989) 481–504.
- [22] L.U. de Sitter, Pliocene uplift of Tertiary mountain chains, *Am. J. Sci.* 250 (1952) 297–307.
- [23] K.M. Fischer, Waning buoyancy in the crustal roots of old mountains, *Nature* 417 (2002) 933–936.
- [24] P.B. Flemings, T.E. Jordan, A synthetic stratigraphic model of foreland basin development, *J. Geophys. Res.* 94 (B4) (1989) 3851–3866.
- [25] Y. Gaudemer, C. Jaupart, P. Tapponnier, Thermal control on post-orogenic extension in collision belts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 89 (1988) 48–62.
- [26] J.-P. Gély, K. Sztrakos, L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne, *Géol. France* 2 (2000) 31–57.
- [27] L. Goron, Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphologique d'une lisière de montagne, thèse, faculté des lettres, université de Toulouse, 1941.
- [28] A.D. Howard, G. Kerby, Channel changes in badlands, *GSA Bull.* 94 (1983) 739–752.
- [29] M. Jaffrezo, D. Obert, Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, Les Pyrénées (8–15 septembre 1977), *Bull. Soc. géol. France* XX (1978) 587–629.
- [30] W.R. Keefer, Structural Geology of the Wind River Basin, Wyoming, *Geol. Surv. Prof. Pap. US* (1970) 495-D.
- [31] H. Kooi, C. Beaumont, Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 3361–3386.
- [32] O. Mengel, À propos des paliers des vallées des Pyrénées orientales (réponse à M. de Martonne), *Bull. Soc. géol. France*, 4^e série X (1910) 427.
- [33] B. Meyer, P. Tapponnier, L. Bourjot, F. Métyvier, Y. Gaudemer, G. Peltzer, S. Guo, Z. Chen, Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau, *Geophys. J. Int.* 135 (1998) 1–47.
- [34] P. Molnar, P. Tapponnier, Active tectonics of Tibet, *J. Geophys. Res.* 83 (1978) 5361–5375.
- [35] D.R. Montgomery, M.T. Brandon, Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, *Earth Planet. Sci. Lett.* 201 (2002) 481–489.
- [36] F. Nussbaum, Sur les surfaces d'aplanissement d'âge Tertiaire dans les Pyrénées-Orientales et leurs transformations pendant l'époque quaternaire, *C. R. Congr. int. Géogr., II Trav. de la Section II*, Paris, 1931.

- [37] A.J. Pannekoek, *Évolution du bassin de la Têt dans les Pyrénées orientales pendant le Néogène*, Utrecht, Pays-Bas, 1935.
- [38] W. Panzer, *Talentwicklung und Eiszeitklima in nord-östlichen Spanien*, Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges. 39 H. 3 (1926).
- [39] A. Penck, *Studien über das Klima Nordspaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der diluvialperiode*, Z. Ges. Erdkunde, Berlin, 1894.
- [40] J.-L. Reille, *Mise en évidence de paléoreliefs de 2000 m de dénivelée, fossilisés et enterrés par les formations continentales de l'Éocène supérieur, sur le versant sud des Pyrénées centrales (région de la Pobla de Segur, province de Lérida, Espagne)*, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 270 (1970) 1861–1864.
- [41] J.-L. Reille, *Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales*, thèse, USTL, 1971.
- [42] O. Riba, S. Reguant, J. Villena, *Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro*, in: J.A. Coumba (Ed.), *Geológica España*, vol. 2, Libro Jubilar J. M. Rios, 1983, pp. 131–159.
- [43] E. Roca, *The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (Eastern Pyrenees)*, in: P.F. Friend, C.J. Dabrio (Eds.), *Tertiary Basins of Spain*, Cambridge University Press, 1996.
- [44] G.R. Scott, *Cenozoic Surfaces and Deposits in the Southern Rocky Mountains*, Geol. Soc. Am. Mem. 144 (1975) 227–248.
- [45] M. Seguret, *Étude 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*, thèse, Montpellier, France, 1972.
- [46] M. Sorre, *Les Pyrénées méditerranéennes*, thèse, 1913.
- [47] A. Souriau, M. Granet, *A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data*, J. Geophys. Res. 100 (1995) 18117–18134.
- [48] O. Tweto, *Laramide (Late Cretaceous–Early Tertiary) Orogeny in the Southern Rocky Mountains*, Geol. Soc. Am. Mem. 144 (1975) 1–44.
- [49] S.J. Vincent, *The Sis paleovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building*, *Sedimentology* 48 (2001) 1235–1276.
- [50] H.E. Wheeler, *Base level, lithosphere surface and time-stratigraphy*, Geol. Soc. Am. Bull. 75 (1964) 599–610.