

# Isostasie flexurale et érosion différentielle : modélisation numérique appliquée au seuil du Poitou

Jean-Christophe Maurin\*, Kim Renaud

Centre littoral de géophysique, UPRES-EA 2612, pôle sciences, université de La Rochelle, av. Michel-Crépeau, 17042 La Rochelle, France

Reçu le 24 juin 2002 ; accepté le 28 octobre 2002

Présenté par Xavier Le Pichon

---

**Abstract – Flexural isostasy and differential erosion: numerical modelling applied at the ‘Seuil du Poitou’.** One uses the principle of flexural isostasy to represent the uplift of the ‘Seuil du Poitou’ in response to erosion. The model indicates that a different uplift of on the last five millions years resulted from an erosion paradoxically stronger in the crystalline basement than in the limestones bedrock. *To cite this article: J.-C. Maurin, K. Renaud, C. R. Geoscience 334 (2002) 1149–1155.*  
© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

modelling / isostasy / erosion / flexure / France

**Résumé –** On utilise le principe de l’isostasie flexurale pour modéliser le soulèvement du seuil du Poitou en réponse à l’érosion. Le modèle suggère un soulèvement différentiel, sur les cinq derniers millions d’années, dû à une érosion paradoxalement plus forte dans le socle cristallin que dans les calcaires. *Pour citer cet article : J.-C. Maurin, K. Renaud, C. R. Geoscience 334 (2002) 1149–1155.*  
© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

modélisation / isostasie / érosion / flexure / France

---

## Abridged version

### 1. Introduction

It is in theory established that erosion of steep slope lining a passive margin promotes a consequent uplift of this margin, if the lithosphere responds flexurally to denudational unloading [5]. The uplift continues at the rate of erosion much later after the tectonics has acted. The models attach a particular importance to the influence of the drainage network, which controls erosion [7, 12, 13]. In this paper, we suggest confronting theory of [5] with the case of the erosion of a steep slope, lining the Atlantic margin, which presents a strong contrast of erodibility connected to a lateral variation of lithology. The example is that of the ‘Seuil du Poitou’ (Fig. 1), where a major unconformity separates a carbonate domain and a siliceous domain (with granitic dominant).

### 2. The ‘Seuil du Poitou’ (SP)

The SP is a 120 km-long steep slope that trends WNW–ESE, parallel to the Variscan South Armorican Shear Zone [3]. This orientation is also that of the faults that have controlled the development of the eastern passive margin of the Atlantic Ocean [1]. The SP limits a low elevation continental plateau (mean elevation 120 m), which presents an evident flexure (Fig. 1B). The plateau is drained in the large catchment basin of the Loire River. The SP is a scarp that cuts (Fig. 1) the ancient boundary of the Jurassic transgressive limestones on the Variscan basement [4]. This break promoted a vertical offset of about 120 m of Eocene limestones [14, 15]. Some authors propose also successive fault slip in the Miocene and in the Pliocene from observations of offset river systems [8] and erosion surfaces [16].

---

\* Correspondance et tirés à part.  
Adresse e-mail : jcmaurin@univ-lr.fr (J.-C. Maurin).

### 3. The model

Flexure responding to denudational unloading is modelled (Figs. 2 and 3) assuming a thin elastic plate overlying an inviscid fluid according to:

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left( D \frac{\partial^2 w(x)}{\partial x^2} \right) + (\rho_m - \rho_i) g w(x) = l(x)$$

where  $w$  is the vertical flexure,  $D$  is the flexural rigidity,  $\rho_m$  is the mantle density,  $\rho_i$  is the density of air,  $g$  is the gravity acceleration, and  $l(x)$  the denudational load as a function of  $x$ .

Vertical flexure was calculated in the wavenumber domain from:

$$W(k) = \frac{1}{(\rho_m - \rho_i) g + D k^4} L(k)$$

where  $W(k)$  and  $L(k)$  are the Fourier transforms of  $w(x)$  and  $l(x)$ , respectively.

### 4. Results

Adopting the configuration of [5], we considered that the SP was responsible for a vertical slope. We fixed the height of the plateau limited by the SP to 150 m above the current sea level. The limit between the wide watershed of the Loire River and the small catchment of the coastal rivers is situated at an average distance of 50 km from the Flandrian shoreline. The rate of erosion towards the Loire basin is deduced from the recent measurements of cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  produced in sands taken in the bed of the river and some of its tributaries [11]. The elastic equivalent

thickness is fixed to 11 km in reference to flexure models of the north Pyrenean domain and of the Aquitaine Basin [9]. Parameters determining the flexural rigidity of the model are those usually given in the literature [9].

The model is applied with a time step of 100 ka. After 5 Myr, it corresponds to an erosion of 75 m towards the Loire. Between the Loire watershed and the border of the steep slope, the relief amplitudes require applying erosion naturally more important, but which differs depending on the nature of the substratum, 150 m for the limestones and 200 m for the crystalline basement, respectively (Fig. 4). On a smaller scale, this difference is attested by deeper valley incision in the crystalline basement than in the limestones.

### 5. Conclusions

A simple physical model simulating the isostatic rebound of the border of a passive margin in response to erosional unloading allows us to represent the flexure of the topography of the Loire catchment basin observed in the north of the SP (Fig. 1B). Erosion time necessary for the growth of the observed flexure is 5 Myr. Erosion was stronger in the crystalline basement than in the limestones. The limestone plateau presents an inherited, very dense karstic network, developed since the end of the Cretaceous [10]. One may suppose that on the last five millions years, the surface runoff and of this fact mechanical erosion were more intense on the crystalline basement than on the limestones where the inherited karst favoured the infiltration.

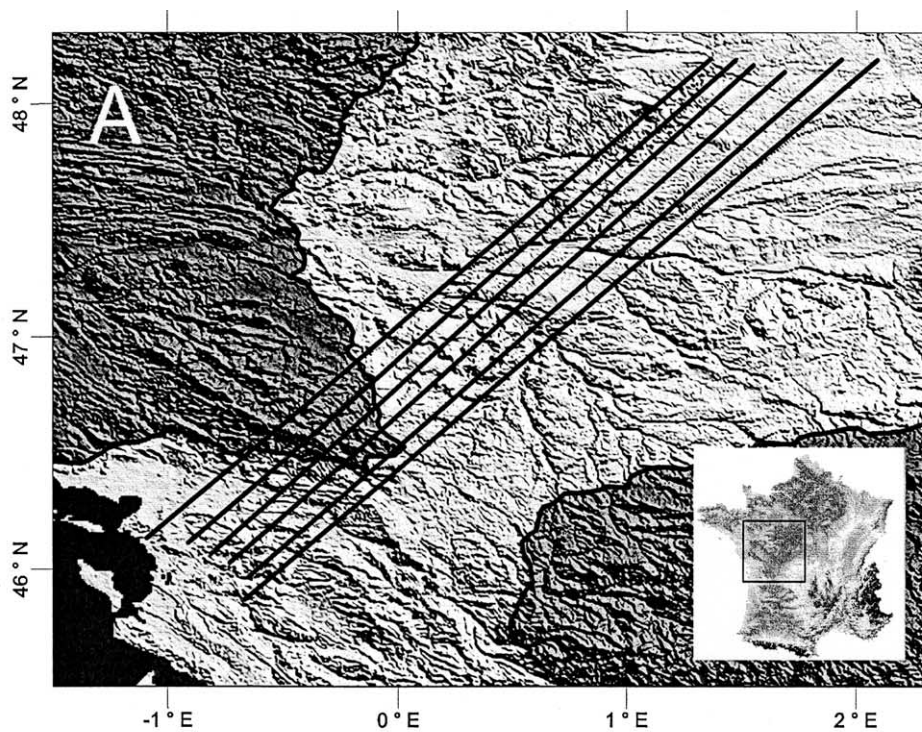
## 1. Introduction

Il est théoriquement établi que l'érosion de l'escarpement bordant une marge passive entraîne un soulèvement conséquent de cette marge, pourvu que la plaque se flexure en réponse au rebond isostatique compensant la dénudation [5]. D'autres travaux développent ce concept, avec des simulations numériques plus approfondies de l'évolution à long terme des marges escarpées du Sud de l'Afrique [7, 12] et de l'Australie [13]. Les modèles attachent une importance particulière à l'influence de la répartition des réseaux de drainage qui contrôlent l'érosion. Ainsi, la dénudation de l'escarpement est d'autant plus importante que le partage des eaux est, dès l'origine, éloigné de la ligne de crête. Le contrôle lithologique est également examiné, dans la mesure où la plus ou moins forte résistance du substrat à l'incision fluviale détermine le recul de l'escarpement et la dénudation de la marge. Les conséquences de ces variations lithologiques en terme de réponse isostatique demeurent malgré tout assez théoriques. Nous proposons de

confronter cette théorie au cas de l'érosion d'un escarpement bordant la marge atlantique, qui présente un fort contraste d'érodibilité lié à une variation latérale de lithologie. La modélisation unidimensionnelle est classique, elle est directe et consiste à simuler la forme de la topographie au premier ordre. L'exemple est celui du Seuil du Poitou (Fig. 1), où existe une discordance majeure qui sépare un domaine carbonaté (les calcaires de la transgression jurassique) et un domaine siliceux à dominante granitique (le socle hercynien).

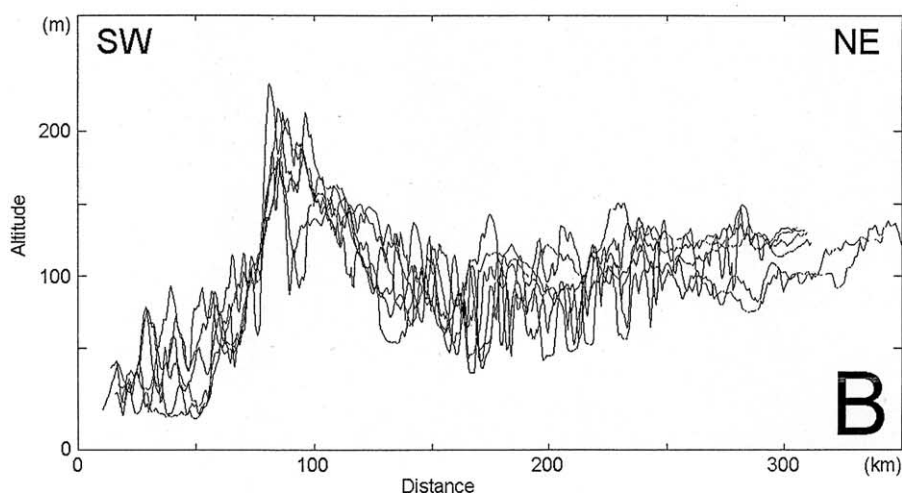
## 2. Le seuil du Poitou (SP)

Le seuil du Poitou est un escarpement de 120 km de long, orienté selon un axe WNW–ESE, qui se superpose à l'orientation du cisaillement varisque sud-armoricain [3]. Cette direction est également celle des failles qui ont contrôlé la formation de la marge passive de l'Atlantique au Mésozoïque [1]. Morphologiquement, le SP représente une rupture topographique nette (Fig. 1) et escarpée sur son versant lit-



**Fig. 1. A.** Localisation du seuil du Poitou dans l'Ouest de la France. Les lignes noires représentent les profils topographiques échantillonnés. La couverture calcaire du Jurassique est en gris pâle, le socle cristallin varisque en gris foncé et l'océan en noir. Le MNT est issu de la base de données GTOPO30. **B.** Ensemble des profils topographiques échantillonnés depuis les marais littoraux flamandiers au sud-ouest et au-delà du bassin versant de la Loire au nord-est. Noter l'escarpement prononcé du seuil du Poitou et la flexure de la topographie vers le bassin versant de la Loire.

**Fig. 1. A.** Location of the 'Seuil du Poitou' in western France. Topographic profiles used are the black straight line. Jurassic limestones substrate is in pale grey; crystalline substratum is in dark grey and ocean in black. The DEM used was obtained from GTOPO30 database. **B.** The whole topographic profiles sampled since the Flandrian salt marsh to the southwest and beyond the watershed of the Loire River to the northeast. Note the steep slope pronounced by the 'Seuil du Poitou' and the flexure of the topography towards the Loire watershed.

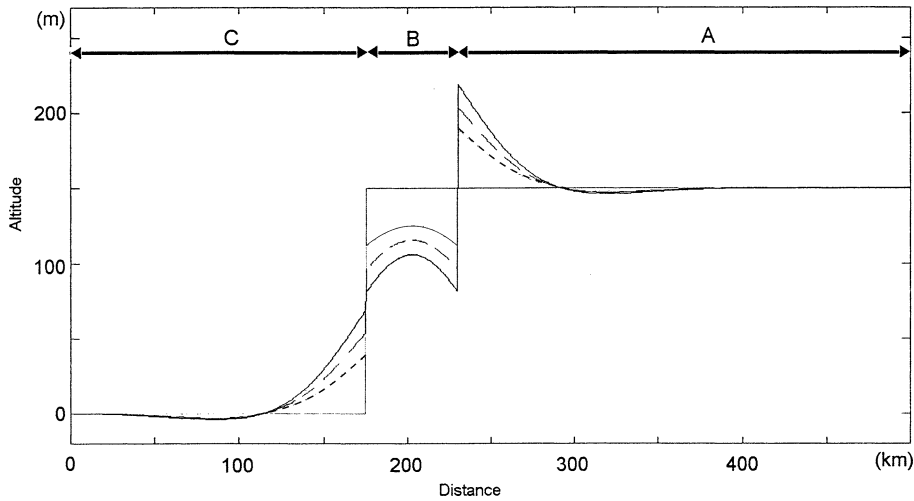


toral (Fig. 1B). Il culmine à 250 m d'altitude au-dessus des marais de l'Ouest (Marais poitevin et Marais charentais), comblés depuis le Flandrien. Sur le versant opposé, le SP limite un plateau continental peu élevé (120 m d'altitude moyenne), qui présente une nette flexure à grand rayon de courbure (Fig. 1B). Le plateau est drainé dans le large bassin versant de la Loire (Fig. 1A). La singularité du SP est qu'il recoupe (Fig. 1A) l'ancienne limite des dépôts calcaires de la transgression jurassique [4] sur le substratum hercynien. La topographie est rapportée au jeu d'un segment de faille qui affaisse, vers le sud-ouest, des calcaires lacustres du Sannoisien sur une hauteur d'environ 120 m entre le plateau et la dépression de Saint-

Maixent [14, 15]. La période de la rupture n'est pas identifiée de manière précise. Pour les uns, l'essentiel du décalage s'est produit à l'Oligocène [14]. D'autres auteurs proposent des jeux successifs au Miocène, puis au Pliocène, à partir d'observations de décalages du réseau hydrographique [8] ou de surfaces d'érosion [16].

### 3. Principe du modèle

La simulation consiste à calculer la réponse flexurale à la dénudation d'une plaque élastique d'épaisseur constante reposant sur un fluide non visqueux [5].



**Fig. 2.** Illustration du modèle de réponse isostatique flexurale à l'érosion différentielle d'un plateau continental limité par un escarpement. La dénudation massive est réalisée depuis un partage des eaux fixe sur le plateau. Le pas de temps du modèle est de 0,1 Ma et l'épaisseur équivalente élastique égale à 11 km. Les taux d'érosion sont respectivement de 15, 30 et 15 mMa<sup>-1</sup> pour les domaines A, B et C. Profil topographique respectivement après 1 Ma (pointillés), 3 Ma (tirets espacés) et 5 Ma (trait plein) d'érosion.

**Fig. 2.** Illustration of the model of flexural isostasy in response to the differential erosion of a continental plateau bounded by a steep escarpment. The denudational unloading is realised since a fixed point of water sharing on the plateau. Time step of the model is 0.1 Ma and the elastic equivalent thickness is 11 km. The rates of erosion are respectively 15, 30, and 15 m Ma<sup>-1</sup> for domains A, B and C. Resulting topographic profiles after 1 Ma (dotted line), 3 Ma (spaced dotted line) and 5 Ma (full line) of erosion, respectively.

Elle est donnée par la relation suivante dans un repère orthonormé unitaire selon un profil d'axe  $x$  :

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left( D \frac{\partial^2 w(x)}{\partial x^2} \right) + (\rho_m - \rho_i) g w(x) = l(x)$$

où  $w$  est la flexure verticale,  $D$  la rigidité flexurale,  $\rho_m$  la densité du fluide (assimilée à celle du manteau = 3300 kg m<sup>-3</sup>),  $\rho_i$  la densité de l'air,  $g$  l'accélération de la pesanteur et  $l(x)$  la relaxation de la charge lithostatique due à la dénudation en fonction de la position  $x$  sur le profil.

La rigidité flexurale  $D$  est donnée par  $D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)}$ , où  $E$  est le module d'Young,  $T_e$  l'épaisseur équivalente élastique de la plaque et  $\nu$  le coefficient de Poisson. La dénudation  $l(x)$  vaut  $\rho g z(x)$ , où  $\rho$  est la densité moyenne des matériaux érodés et  $z(x)$  la hauteur enlevée. L'équation de la réponse flexurale est calculée dans le domaine fréquentiel et vaut :

$$W(k) = \frac{1}{(\rho_m - \rho_i) g + Dk^4} L(k)$$

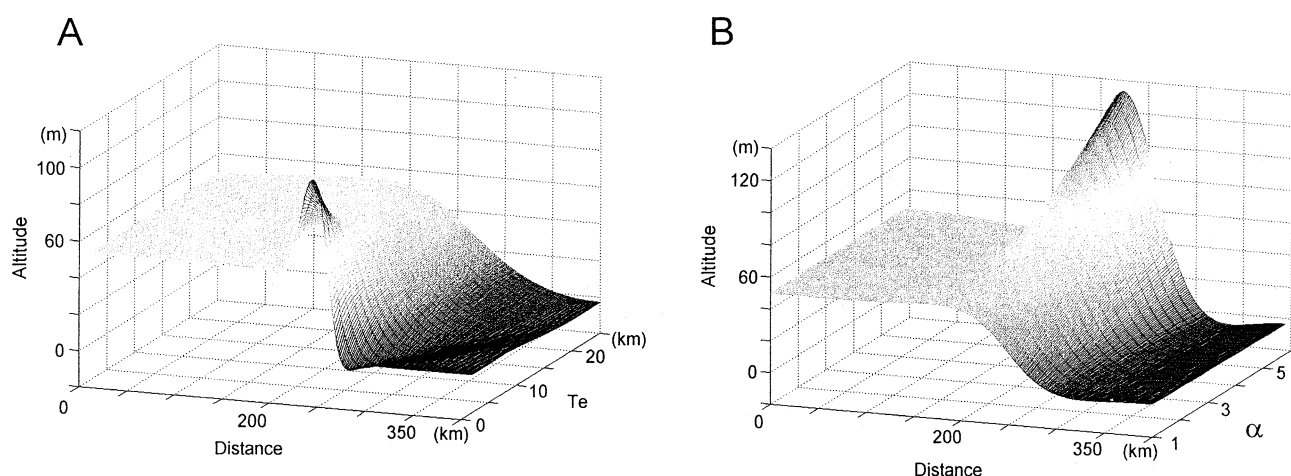
où  $W(k)$  et  $L(k)$  sont respectivement les transformées de Fourier de  $w(x)$  et de  $l(x)$ .

La flexure  $w$  de la plaque mince élastique est de fait amplifiée par une décharge non uniforme de sa surface (Fig. 2). Le contraste est introduit avant allègement par un décalage en escalier de la surface, figurant l'escarpement bordier d'une marge passive. Du fait du contraste topographique, la dénudation est plus importante vers le littoral que sur le plateau. Les

masses soustraites sont évacuées à l'extérieur du système et ne provoquent aucune surcharge sur le modèle (Fig. 2). Cela revient à admettre, en première approximation, que les produits érodés transitent dans le réseau hydrographique continental jusqu'à l'océan, où ils sont dissous, ou bien qu'ils sont déposés à l'infini, bien au-delà des limites du modèle. Outre l'influence de la position initiale de la ligne de partage des eaux déjà évoquée en introduction, deux paramètres déterminent également le résultat du modèle. D'une part, l'épaisseur équivalente élastique de la plaque qui, pour un différentiel d'érosion donné, provoque une flexure d'autant plus ample que cette épaisseur est réduite (Fig. 3A). D'autre part, le différentiel d'érosion qui, pour une épaisseur équivalente élastique donnée, génère une flexure d'autant plus ample que l'érosion vers le littoral est importante (Fig. 3B).

#### 4. Résultats

Adoptant la configuration décrite ci-dessus, nous considérons que le SP est à l'origine un escarpement vertical. L'hypothèse est raisonnable si l'on admet que cette rupture se superpose à des accidents très raides affectant la croûte varisque. Nous fixons l'altitude du plateau limité par le SP à 150 m au-dessus du niveau actuel de la mer. C'est en effet l'altitude maximum des buttes témoins vers le bassin de Paris (Fig. 1A et B). Ce dénivelé est également de l'ordre de grandeur du décalage tectonique vertical évalué le



**Fig. 3. A.** Modélisation de la flexure théorique pour différentes épaisseurs équivalentes élastiques ( $T_e$ ), avec taux d'érosion fixes. **B.** Modélisation de la flexure théorique pour différents rapports d'érosion ( $\alpha$ ) entre le plateau et le niveau de base (exemple :  $\alpha = 3$ , l'érosion vers le niveau de base est trois fois plus forte que sur le plateau).

**Fig. 3. A.** Theoretical flexure for different effective elastic thickness ( $T_e$ ) with fixed erosion rates. **B.** Theoretical flexure for different ratio of erosion ( $\alpha$ ) between the plateau and the base level (example:  $\alpha = 3$ , the erosion towards the base level is three times as strong as on the plateau).

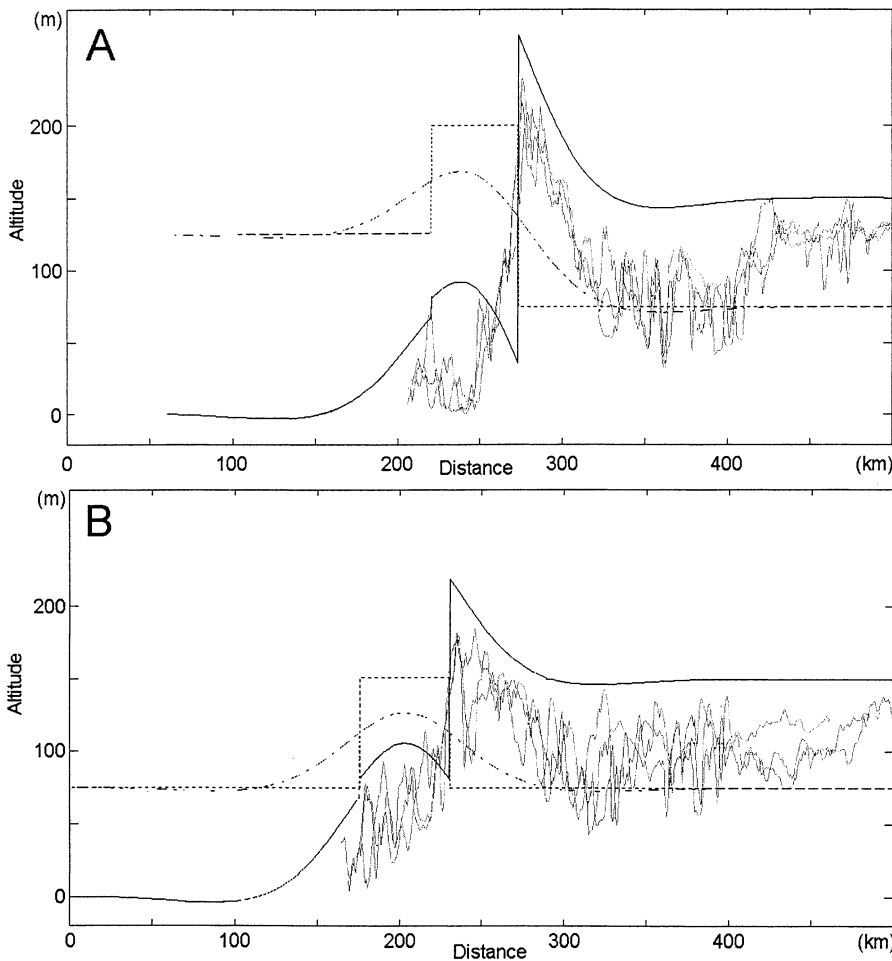
long du SP. La ligne de partage des eaux entre le large bassin versant de la Loire et les petits bassins versants côtiers (Charente, Sèvres, Vendée) se situe à une distance moyenne de 50 km par rapport aux rivages des marais flandriens. Le réseau hydrographique étant décalé par le SP [8], nous admettons que cette position du partage des eaux est héritée. Elle est donc considérée comme un paramètre fixe du modèle. Le taux d'érosion vers la Loire est déduit des résultats récents des mesures de  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique produit dans les sables prélevés dans le lit du fleuve et de certains de ses affluents [11]. Utilisant la régression linéaire établie entre les taux d'érosion et les altitudes moyennes des bassins versants [11], on déduit un taux de dénudation de  $15 \text{ m Ma}^{-1}$  dans le cas du plateau drainé à une altitude moyenne de 120 m. L'épaisseur équivalente élastique est fixée à 11 km, par référence à celle utilisée dans le modèle de flexure du domaine nord-pyrénéen et du Bassin aquitain [9]. Les paramètres déterminant la rigidité flexurale de la plaque sont également ceux couramment utilisés dans la littérature et valables pour le Nord des Pyrénées [9], à savoir : un module d'Young de  $10^6 \text{ N m}^{-2}$  et un coefficient de Poisson de 0,25. Enfin, la densité des matériaux érodés correspond à une valeur moyenne de régolite calcaire ou granitique, soit  $2700 \text{ kg m}^{-3}$ .

Le modèle est appliqué avec un pas de temps  $i$  de 100 ka. Après sommation et simplification des termes semblables, la topographie finale  $T(x, n)$  selon un profil d'axe  $x$  et un délai de temps  $n$  est la somme de la topographie initiale  $T(x, 0)$ , de l'érosion  $E(x, i)$  et de la réponse flexurale  $F(x, i)$ , avec :

$$T(x, n) = T(x, 0) + \sum_{i=0}^{n-1} E(x, i) + \sum_{i=0}^{n-1} F(x, i)$$

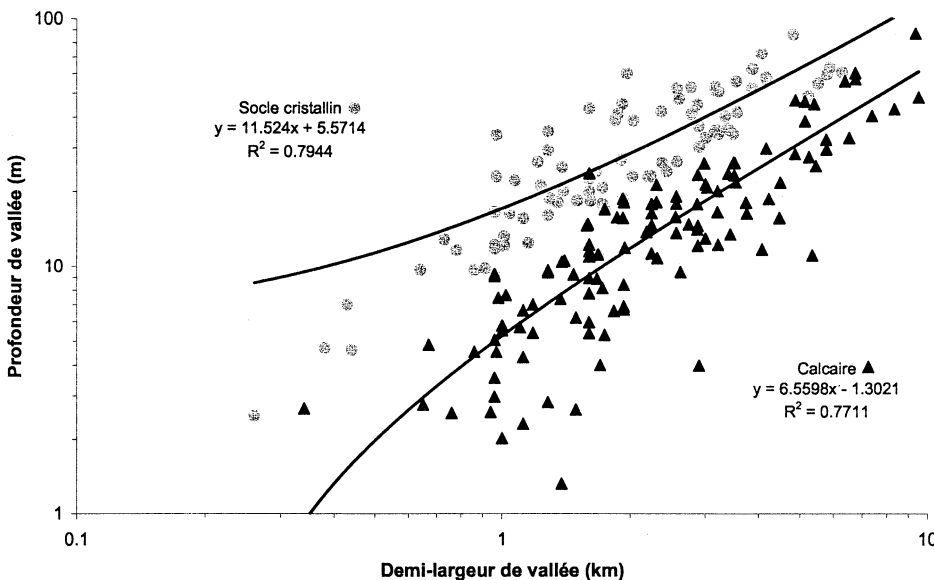
La topographie finale est ainsi ajustée aux points d'altitude maximale, échantillonnés selon différents profils sur le modèle numérique de terrain. Les résultats sont représentés sur la Fig. 4. Ainsi, les meilleurs ajustements de la topographie sur le plateau sont obtenus pour des durées de temps cumulé de 5 Ma. Sur cette période, cela correspond à une érosion de 75 m vers la Loire en appliquant le taux d'érosion de  $15 \text{ m ka}^{-1}$  choisi plus haut. Entre la ligne de partage des eaux et la bordure de l'escarpement, l'amplitude des reliefs nécessite d'appliquer une érosion bien entendu plus importante, mais qui diffère selon la nature du substratum. Pour des profils échantillonnés à travers le substratum calcaire et qui ont la particularité de culminer aux environs de 200 m (Fig. 4B), l'érosion est de  $30 \text{ m Ma}^{-1}$ . En revanche, pour des profils échantillonnés à travers le substratum cristallin et qui, pour leur part, culminent aux environs de 250 m, l'érosion est de  $40 \text{ m Ma}^{-1}$  (Fig. 4A). Enfin, nous remarquons que, dès les premiers incréments du modèle, la flexure de la topographie a pour conséquence un soulèvement du domaine littoral en forme « de cloche topographique ». L'ajustement de cette nouvelle topographie aux points les plus hauts de ce domaine impose un taux d'érosion différent selon le substratum. Il est, en effet, moins fort dans les calcaires ( $15 \text{ m Ma}^{-1}$ ) que dans le cristallin ( $25 \text{ m Ma}^{-1}$ ). Un examen attentif des profils réels, sous le tracé de « la cloche topographique théorique » (Fig. 4), indique d'ailleurs que le creusement des vallées est nettement plus marqué dans le substrat cristallin que dans les calcaires.

Un des résultats essentiels du modèle est donc la part supplémentaire de dénudation que l'on doit imposer dans le cristallin, par rapport aux calcaires, pour



**Fig. 4.** Résultats de la modélisation sur un temps d'érosion cumulé de 5 Ma : en trait plein grisé, la topographie réelle, en trait plein noir, la topographie synthétique, en tirets serrés l'érosion totale par secteur, en tirets espacés la flexure totale. **A.** Profils et modèle sur substratum cristallin. **B.** Profils et modèle sur substratum calcaire. Noter l'amplitude plus forte des reliefs et de la flexure dans le cristallin par rapport aux calcaires et la nécessité d'imposer une érosion plus forte dans le cristallin.

**Fig. 4.** Modelling results after 5 Ma of erosion: grey line = real topography, black line = synthetic topography, tight dotted line = total erosion by sector, spaced out dotted line = total flexure. **A.** Profiles and model calculated across the crystalline basement. **B.** Profiles and model calculated across the limestones substrate. Note the stronger amplitude of reliefs and flexure and necessity to impose stronger erosion in the crystalline basement than in limestones.



**Fig. 5.** Répartition log-log des demi-largeurs des vallées en fonction de leur profondeur.

**Fig. 5.** Log-log plot of half-valley width versus valley depth.

justifier la croissance plus importante du relief. Cette différence se traduit, au premier ordre, par une flexure plus prononcée et une amplitude plus forte du SP au niveau des profils traversant le substratum cristallin

par rapport à ceux traversant les calcaires (Fig. 4). Sur le terrain, nous observons que la différence d'érosion se traduit effectivement par une incision plus profonde des vallées fluviales dans le socle cristallin

que dans le substrat calcaire. En effet, selon le principe établi par Bonnet et al. [2], le report des demi-largeurs en fonction des profondeurs des vallées qui entaillent le SP (Fig. 5) indique bien que l'encaissement est plus profond dans le cristallin que dans les calcaires.

## 5. Conclusions

L'application d'un modèle physique simple, unidirectionnel, simulant le rebond isostatique de la bordure d'une marge passive sous l'effet de l'érosion permet de figurer la flexure de la topographie du bassin versant de la Loire, observée au nord du SP (Fig. 1). La période d'érosion nécessaire à la croissance de la flexure, telle qu'on l'observe aujourd'hui, est de 5 Ma. On doit, dans ce cas, admettre que la rupture tectonique et l'essentiel du mouvement vertical qui ont généré l'escarpement du SP sont antérieurs à cette période et se sont donc accomplis au plus tard au début du Pliocène.

**Remerciements.** Cette étude a bénéficié des soutiens financiers du Programme national de recherche en hydrologie de l'INSU-CNRS (projet 01 PNRH 14) et du conseil général de Charente-Maritime. Les auteurs remercient Jean-Pierre Burg et un expert anonyme, qui ont contribué à améliorer la version initiale du projet de note.

## Références

- [1] G. Boillot, Le golfe de Gascogne et les Pyrénées, in: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Masson, Paris, 1984, pp. 7–73.
- [2] S. Bonnet, F. Guillocheau, J.-P. Brun, Relative uplift measured using river incisions: the case of the Armorican basement (France), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 327 (1998) 245–251.
- [3] M. Colchen, P. Rolin, La chaîne hercynienne en Vendée, Géol. France 1–2 (2001) 53–85.
- [4] J. Gabilly, E. Cariou, P. Hantzpergue, Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires, Bull. Soc. géol. France 24 (1985) 391–401.
- [5] A.R. Gilchrist, M.A. Summerfield, Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps, Nature 346 (1990) 739–742.
- [6] G. Kaufmann, J. Braun, Modelling karst denudation on a synthetic landscape, Terra Nova 13 (2001) 313–320.
- [7] H. Kooi, C. Beaumont, Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection and reaction, J. Geophys. Res. 99 (1994) 12191–12209.
- [8] G. Lerouge, P. Freytet, Le Sud-Est du Massif armoricain et le Nord-Ouest du Massif central : essai de reconstitution de la néotectonique par l'analyse structurale et géomorphologique, Géol. France 4 (1988) 41–54.
- [9] H. Millan, T. Den Bezemer, J. Vergès, M. Marzo, J.A. Munoz, E. Roca, J. Cirès, R. Zoeltmeijer, S. Cloetingh, C. Puigdefabregas, Paleo-elevation and effective elastic thickness evolution at mountain ranges: inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin, Mar. Petrol. Geol. 12 (1995) 917–928.
- [10] P. Moreau, Analyse de la transgression cénomaniennne sur la bordure nord-occidentale du bassin d'Aquitaine, Géol. France 1 (1995) 3–16.
- [11] M. Schaller, F. von Blanckenburg, N. Hovius, P.W. Kubic, Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments, Earth Planet. Sci. Lett. 188 (2001) 441–458.
- [12] G.E. Tucker, R.L. Slingerland, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study, J. Geophys. Res. 99 (1994) 12229–12243.
- [13] P. Van der Beek, J. Braun, Controls on post-Mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: Insights from numerical surface process models, J. Geophys. Res. 104 (B3) (1999) 4945–4966.
- [14] M. Vergneaud, Fracturation et interactions socle-couverture : le seuil du Poitou, thèse, université de Poitiers, 1987.
- [15] M. Vergneaud, M. Colchen, La fracturation du graben de St-Maixent, un exemple des relations socle-couverture dans le seuil du Poitou, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 8 (1985) 539–542.
- [16] R. Wyns, Structural evolution of the Armorican basement during the Cenozoic deduced from analysis of continental paleosurfaces and associated deposits, Géol. France 3 (1991) 11–42.