Norois
Environnement, aménagement, société

207 | 2008/2
Société, Paysages, Agriculture

Profils longitudinaux des cours d'eau et tectonique : l'exemple du bassin de l'Aumance (Massif central, France)

River longitudinal profiles and tectonics: the Aumance basin example (Northern Massif Central, France)

Jean-Pierre Larue

Édition électronique
URL : http://journals.openedition.org/norois/1868
DOI : 10.4000/norois.1868
ISBN : 978-2-7535-1555-0
ISSN : 1760-8546

Éditeur
Presses universitaires de Rennes

Édition imprimée
Date de publication : 1 juin 2008
Pagination : 71-84
ISBN : 978-2-7535-0717-3
ISSN : 0029-182X

Référence électronique
Jean-Pierre Larue, « Profils longitudinaux des cours d'eau et tectonique : l'exemple du bassin de l'Aumance (Massif central, France) », *Norois* [En ligne], 207 | 2008/2, mis en ligne le 01 juin 2010, consulté le 19 avril 2019. URL : http://journals.openedition.org/norois/1868 ; DOI : 10.4000/norois.1868

© Tous droits réservés

Norois, n° 207, 2008/2, p. 71-84

Profils longitudinaux des cours d'eau et tectonique : l'exemple du bassin de l'Aumance (Massif central, France)

Jean-Pierre Larue

Géodynamique des milieux naturels et de l'environnement
(Université de Paris 12 – Val-de-Marne),
61, avenue du Général-de-Gaulle – 94010 Créteil cedex
larue@univ-paris12.fr

Résumé

L'analyse des profils longitudinaux des cours d'eau actuels et des terrasses dans le bassin hydrographique de l'Aumance, situé sur la bordure nord du Massif central, vise à préciser les rapports existant entre dynamique fluviale et tectonique. Dans ce bassin, l'incision est plus forte et plus ancienne dans les horsts en surrection que dans le bassin tertiaire subsident de Cosne-d'Allier. Dans ce dernier, le creusement ne commence qu'au Pléistocène moyen, avant la mise en place de la nappe d'origine périglaciaire formant la moyenne terrasse. La rupture de pente du Saut du Loup sépare ainsi deux secteurs qui ont évolué différemment : longtemps resté subsident, l'amont est caractérisé par des vallées à profils concaves et une incision limitée qui traduisent une situation d'équilibre dynamique, alors que l'aval en surrection constante témoigne d'une situation de déséquilibre marquée par des profils à faible concavité et une incision des affluents plus importante dans la partie aval que dans la partie amont.

Mots clés : Tectonique – Profils longitudinaux – Terrasses – Minéraux lourds – Bordure nord du Massif central.

Abstract

River longitudinal profiles and tectonics: the Aumance basin example (Northern Massif Central, France)

Analysing of longitudinal profiles of river channels and terraces in the Aumance basin (northern Massif central) allows to highlight relationships between fluvial dynamics and tectonics. The incision is higher and older in the uplifted horsts than in the subsident Tertiary Cosne-d'Allier basin. In these basin, incision only began in the middle Pleistocene, before the deposition of the periglacial deposits which forms the middle terrace. The Saut du Loup knickpoint separates two reaches that evolved in different ways. Subsident during a long period, the upstream reaches present river longitudinal profiles with high concavity and shallow incision, whereas the downstream reaches incised into areas submitted to continual uplift are marked by week concavity and deeper incision. This contrast indicates a steady state evolution in the upstream reach and a desequilibrium in the downstream reach where the Aumance tributaries incise their valleys more deeply than upstream downstream.

Key words : Tectonics – River longitudinal profiles – Terraces – Heavy minerals – Northern Massif Central.

Les cours d'eau inadaptés à la structure présentent souvent des gorges impressionnantes là où ils traversent une zone en relief contrôlée par la tectonique. Depuis les travaux de J. W. Powell (1875) en Amérique du Nord, ces inadaptations ont été expliquées soit par l'antécédence, soit par la surimposition, ou encore par l'érosion régressive qui peut générer des captures (Oberlander, 1985 ; Summerfield, 1991 ; Peulvast et Vanney, 2001). Pour comprendre l'évolution de la sédimentation et reconstituer l'évolution paléogéographique d'un bassin-versant, il est nécessaire de connaître l'origine et les étapes du développement du réseau hydrographique. Comme le réseau hydrographique est un bon marqueur des mouvements verticaux, puisqu'il tend à s'adapter aux évolutions morphologiques (Jackson et Leeder, 1994), nous avons utilisé l'analyse morphométrique pour évaluer les différences régionales de la dissection fluviatile et repérer les ruptures de pentes dans les profils longitudinaux des cours d'eau dans le bassin-versant de l'Aumance. Le profil longitudinal résulte de l'interaction entre l'incision fluviatile, la tectonique et la lithologie (Brocard, 2003 ; Sklar et Dietrich, 1998 ; Snyder *et al.*, 2000).

Présentation du secteur d'étude

Le bassin-versant de l'Aumance fait partie du Bocage bourbonnais qui est une région de transition entre le socle du Massif central au sud et la couverture sédimentaire du Bassin parisien au nord (fig. 1). Au nord-ouest du Brethon, les roches cristallines et métamorphiques du socle plongent lentement sous les grès et argiles du Trias, selon un contact en biseau. Globalement, les altitudes décroissent du sud vers le nord, mais la topographie de plateau est dénivelée par de grands accidents cassants qui individualisent des zones élevées, supérieures à 330 m (les horsts de Maillet, de Hérisson-Forêt de Tronçais et de Gipcy-Le Montet) et des dépressions inférieures à 300 m (les bassins d'effondrement de Bourbon-l'Archambault et de Cosne-d'Allier). La faille de Louroux-Hodement sépare le granite du horst de Maillet des sédiments tertiaires du bassin de Cosne-d'Allier et se prolonge vers le nord-nord-ouest jusqu'à Meaulne par un accident complexe (Turland *et al.*, 1990). Le horst de Hérisson-Forêt de Tronçais est séparé du bassin permien de Bourbon-l'Archambault par la faille méridienne de Sancerre-Sancoins, et du bassin de Cosne-d'Allier par la faille ouest-est suivie par l'Aumance à l'aval de sa confluence avec l'Oeil. Le remplissage du bassin de Cosne-d'Allier, qui dépasse localement une centaine de mètres d'épaisseur, comprend, du bas vers le haut, des grès quartzo-fedspathiques éocènes, des marnes et des argiles oligocènes, puis des sables plus ou moins argileux pliocènes qui n'excèdent guère 10 m d'épaisseur. Ces derniers sont des épandages mis en place dans le fond d'une gouttière très évasée et très peu profonde, ainsi que le montrent les lambeaux conservés de part et d'autre des gorges de l'Aumance au sud-est de Hérisson (fig. 1).

Affluent de rive droite du Cher, l'Aumance mesure 47 km de longueur et suit un cours très sinueux. Inadaptée à la structure, elle naît sur le horst cristallin de Gipcy-Le Montet vers 440 m d'altitude, traverse le bassin tertiaire de Cosne-d'Allier, puis s'encaisse en gorges dans le horst de Hérisson-Forêt de Tronçais avant de confluer avec le Cher à 164 m d'altitude. L'encaissement et la largeur de la vallée varient beaucoup de l'amont à l'aval. L'encaissement dépasse 60 m dans les gorges de Hérisson, alors qu'il n'excède guère 20 m dans le bassin de Cosne-d'Allier. La variation la plus brutale existe de part et d'autre du Saut du Loup : en amont, la vallée de l'Aumance a une forme en berceau et l'incision n'excède pas 28 m, alors qu'en aval, la gorge étroite atteint 62 m de profondeur (fig. 2). Dépendant principalement de la lithologie, la vallée est plus ample dans les roches tendres du bassin de Cosne-d'Allier et localement dans le houiller du Paléozoïque supérieur que dans les granites résistants de la région de Hérisson. Les hautes terrasses ne sont présentes que sous forme de lambeaux dans la vallée inférieure. Les moyenne et basse terrasses sont bien développées dans le bassin de Cosne-d'Allier et immédiatement à l'aval des gorges de Hérisson. Trois méandres encaissés de 1 km de longueur d'onde et de 500 m d'amplitude existent dans le secteur de Hérisson (fig. 1). Le régime de l'Aumance apparaît très irrégulier : à Hérisson (bassin-versant de 928 km²), le rapport des modules moyens mensuels extrêmes varie de 1 à 12 (1,34 m³/s

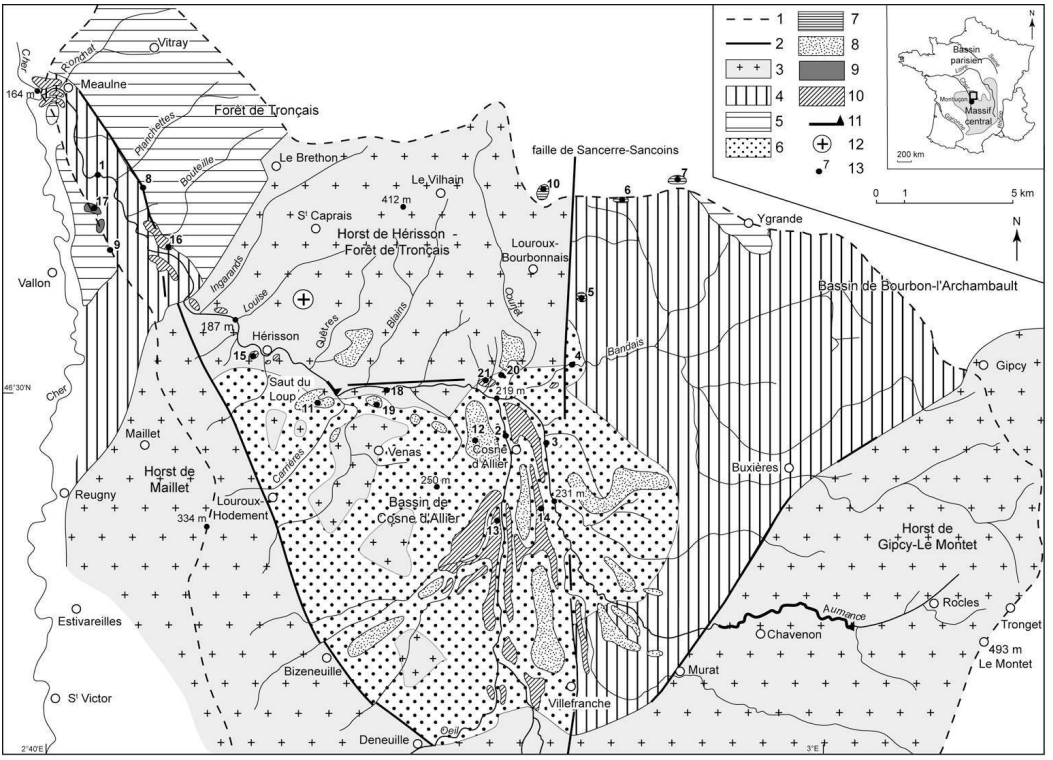

Figure 1 : Carte morphostructurale et de localisation du bassin-versant de l'Aumance
1 : limite du bassin-versant ; 2 : faille principale ; 3 : socle cristallin et métamorphique ; 4 : sédiments du Paléozoïque supérieur ; 5 : grès du Trias ; 6 : dépôts éocènes et oligocènes du bassin de Cosne-d'Allier ; 7 : formations détritiques mio-pliocènes ; 8 : sables argileux pliocènes ; 9 : alluvions Fu ; 10 : alluvions Fx et Fya ; 11 : *knickpoint* et accélération de pente ; 12 : soulèvement ; 13 : échantillon.

Aumance basin morphostructural and location map
1: drainage divide; 2: main fault; 3: basement; 4: Upper Paleozoic sediments; 5: Triassic silt and sandstone; 6: Cosne basin Eocene and Oligocene deposits; 7: Mio-pliocene deposits; 8: Pliocene deposits; 9: Fu alluvial deposits; 10: Fx and Fya alluvial deposits; 11: knickpoint and accelerated slope; 12: uplift; 13:sample.

en septembre et 16,5 m³/s en février), soit nettement plus que ceux du Cher à Chambonchard ou de la Tardes à Evaux-les-Bains, qui vont de 1 à 8. Cette forte irrégularité est due aux fortes pentes et à l'imperméabilité du substrat, mais les forts débits hivernaux s'expliquent aussi par l'augmentation des précipitations orographiques sur le flanc ouest du horst de Gipcy-Le Montet.

Méthodes

Les profils longitudinaux des cours d'eau actuels ont été construits à partir des cartes topographiques IGN (Institut Géographique National) au 1/25 000, en utilisant les points cotés et l'altitude de chaque isohypse recoupant le talweg. L'équidistance des courbes de 5 m permet d'obtenir des profils suffisamment précis pour déceler les variations de pente et les principales ruptures de pente. Les relations entre pente moyenne et longueur des drains révèlent des anomalies qu'il faut essayer d'expliquer. Pour une même pente, la forme du profil peut varier : pour évaluer et comparer les concavités, nous avons utilisé l'indice de concavité de W. B. Langbein (1964) :

$$IC = 2A / H$$

où A = différence d'altitude entre le profil à mi-parcours et une ligne droite joignant les deux extrémités du profil, H = dénivellation entre la source et l'exutoire du drain.

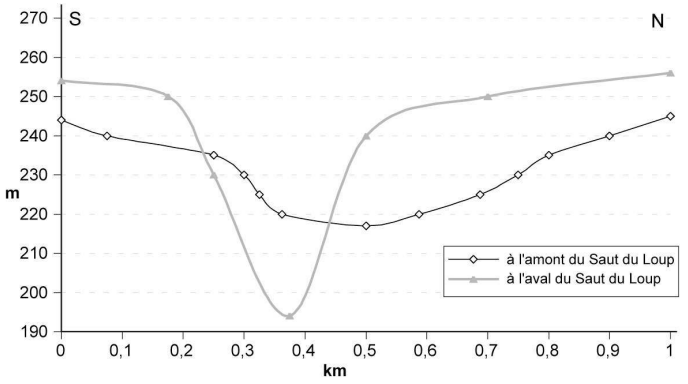

Figure 2 : Profils transversaux montrant l'encaissement inégal de l'Aumance en amont et en aval du Saut du Loup
The Aumance incision upstream and downstream the Saut du Loup

Le profil tend à être rectiligne quand la valeur de IC est proche de 0 ; à l'inverse, la concavité devient très forte quand la valeur approche 1. Le graphique adimensionnel H/Ho (ratio des altitudes) et L/Lo (ratio des longueurs) permet de superposer et ainsi de comparer les profils de drains de longueur différente (Demoulin, 1998) ; H est l'altitude du cours d'eau au point mesuré, Ho est la dénivellation entre la source et l'exutoire, L est la distance à l'exutoire du point mesuré et Lo est la longueur du cours d'eau. Les ruptures de pente ont été systématiquement repérées en notant la dénivelée, la pente, la lithologie, la présence de failles, de confluences et de méandres. Le calcul des indices SL (longueur-pente) est réalisé à partir de la formule de E. A. Keller et N. Pinter (1996) :

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

où $\Delta H / \Delta L$ est la pente du segment considéré et L la longueur du chenal en amont du point à partir duquel l'indice est calculé.

Cet indice permet de souligner les moindres ruptures de pente. Ainsi, les très fortes ou très faibles valeurs témoignent de déformations tectoniques si elles ne sont pas corrélables avec des facteurs lithologiques. La forte amplitude des valeurs permet de caractériser tous les changements de pente le long des profils longitudinaux ; néanmoins, il faut savoir que pour des secteurs de pente identique, les valeurs augmentent avec la distance des sources.

Pour évaluer le rôle de la tectonique, nous avons appliqué la méthode de G. Goldrick et P. Bishop (1995). En coordonnées semi-logarithmiques, les profils d'équilibre donnent des droites (Hack, 1973) et les déviations vers l'aval (D), par rapport à ces droites, sont provoquées par des différences lithologiques (la pente est plus forte dans les roches dures) ou des déséquilibres engendrés par des changements de niveau de base. Selon G. Goldrick et P. Bishop (1995), une variation du niveau de base entraînant un recul des *knickpoints* est certaine lorsque D est identique pour le cours principal et pour les affluents. Cependant, pour les cours d'eau traversant plusieurs unités lithologiques, D mesure aussi les dénivellations d'origine lithologique, ce qui explique les fortes valeurs obtenues pour les plus longs cours d'eau. Par ailleurs, le tracé de la droite permettant la mesure de D peut manquer de précision lorsque peu de points sont alignés à l'amont.

La détermination des minéraux lourds sert à distinguer les différentes formations détritiques tertiaires et pléistocènes car les associations de minéraux lourds varient en fonction de l'âge des dépôts, du fait que l'altération croissante avec l'ancienneté élimine les minéraux les plus fragiles, et que les roches sources peuvent changer au cours de l'encaissement des cours d'eau. Les échantillons analysés sont localisés sur le tableau 1 et la figure 1. Concentrés selon la méthode densimétrique de séparation au bromoforme (Parfenoff *et al.*, 1970), les minéraux lourds transparents, de densité > 2,89, ont été déterminés par R. Étienne au microscope optique. Les pourcentages de minéraux transparents ont été calculés à partir de l'analyse d'environ 300 grains. Puis les résultats chiffrés ont été soumis à l'analyse factorielle des correspondances afin de classer les échantillons. Les associations de minéraux lourds renseignent sur l'origine des flux et favorisent la

n° éch	lieu-dit	carte 1/50 000	coordonnées	altitude (m)	profondeur (m)	lithologie
1	Pont des Seignes	Hérisson	622,5-174,4	173		alluvions actuelles Aumance
2	Cosne d'Allier	Hérisson	637,8-164	225		alluvions actuelles Œil
3	Cosne d'Allier	Hérisson	639-164,4	226		alluvions actuelles Aumance
4	Vieure	Bourbon-l'Archambault	641,8-167,4	230		alluvions actuelles Bandais
5	La Tamisière	Bourbon-l'Archambault	641,8-170	302	0,60	argiles sableuses
6	Le Grand Fy	Bourbon-l'Archambault	642,2-173,8	331	0,60	argiles sableuses
7	La Furterie	Bourbon-l'Archambault	644,6-174,5	311	0,60	sables argileux
8	La Bernu	Hérisson	624,3-174	261	0,60	argiles sableuses
9	E Vallon-en-Sully	Hérisson	623,5-171	250	0,60	argiles sableuses
10	Carrefour D 57-D 146	Hérisson	640,2-173,4	323	1	argiles sableuses
11	SE Hérisson	Hérisson	630,9-166	242	0,60	argiles sableuses
12	La Tuilerie	Hérisson	636,8-163,8	254	1,20	argiles sableuses
13	S Cosne d'Allier	Hérisson	637,1-161,8	235	4	sables argileux
14	W Tortezais	Hérisson	639,2-162	238	1	sables
15	W Hérisson	Hérisson	628,1-167,2	210	3	sables
16	La Chapelle du Rachat	Hérisson	625,4-172	190	3	sables
17	Peufelioux	Hérisson	622,6-173	250	0,60	sables argileux
18	Pont de Couture	Hérisson	633,3-166,5	215		alluvions actuelles
19	Les Clémençons	Hérisson	632,9-166	236	0,60	dépôts pliocènes
20	Chambon	Hérisson	636,3-166,8	232	1	alluvions Fx
21	Chambon	Hérisson	636,5-166,8	225	1	sédiments e-g

Tableau 1 : Localisation et faciès des échantillons prélevés
Location and facies of samples

reconstitution des paléotracés (Larue et Étienne, 1998). Une fois les matériaux bien caractérisés, la reconstitution des profils longitudinaux des différentes formations met en évidence les éventuelles déformations tectoniques qu'elles ont subies depuis leur mise en place.

Résultats et interprétations

Les profils longitudinaux des cours actuels (fig. 3) présentent des formes plus ou moins concaves, des pentes moyennes variables et des ruptures de pente plus ou moins prononcées. Le tableau 2 donne les caractéristiques de ces profils.

La pente moyenne d'un drain décroît avec l'aire drainée (Hack, 1957) et donc avec la longueur du cours d'eau. La relation exprimée par la figure 4A indique une très bonne corrélation entre la pente et la longueur du profil ($r^2 = 0,88$). Cependant, certains cours d'eau s'éloignent nettement de cet ajustement : le Courjet et le ruisseau des Carrières ont des pentes réelles nettement inférieures aux pentes prédites par le modèle mathématique, au contraire, la Louise et les Ingarands présentent la situation inverse.

Les indices de concavité de W. B. Langbein (1964) varient de 0 pour la Louise à 0,68 pour le ruisseau des Carrières (tableau 2). Ils diminuent avec l'augmentation de pente et surtout avec les

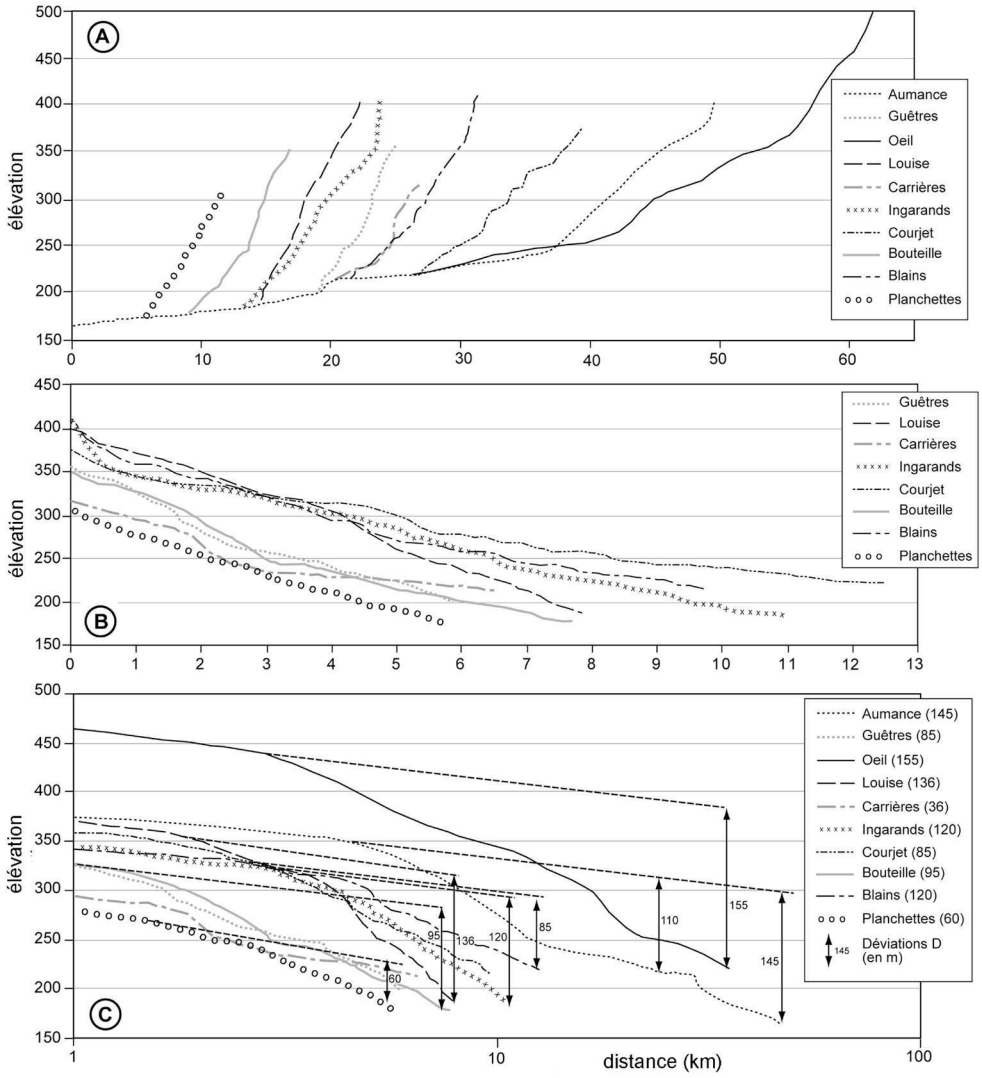

Figure 3 : Profils longitudinaux de l'Aumance et de ses affluents (A et B), en coordonnées semi-logarithmiques (C) Sur C, les chiffres indiquent les déviations D en mètres par rapport à la droite du profil d'équilibre.

Longitudinal profiles of the Aumance and its tributaries (A, B), semi-logarithmic long profiles (C) On C, numbers are D: deviation from the straight line of the equilibrium river longitudinal profile (in metres).

anomalies positives de pente, toutefois ces relations donnent des coefficients de corrélation plus médiocres ($r^2 = 0,51$ et 0,57) comme le soulignent les figures 4B et 4C. En analysant 115 rivières anglaises, D. A. Wheeler (1979) a trouvé une corrélation positive entre la pente et la concavité ; par contre, L. B. Leopold et W. B. Langbein (1962) montrent que les profils sont d'autant plus rectilignes que les rivières sont courtes. Mais la concavité dépend aussi de l'évolution du débit, de la charge et de la taille des alluvions, de l'amont vers l'aval. J. T. Hack (1957), R. S. Snow et R. L. Slingerland (1987), T. B. Hoey et R. I. Ferguson (1994), S. K. Sinha et G. Parker (1996) ont démontré que la concavité était plus forte quand la charge et la taille des matériaux diminuaient rapidement vers l'aval. Or les différences de concavité des affluents de l'Aumance ne peuvent

cours d'eau	Longueur (km)	altitude des sources (m)	pente moyenne (m/km)	indice de concavité	pente estimée (m/km)	résidus
Aumance	23,3	440	9,5	0,5	6,78	-0,84
Aumance	46,5	440	5,9	0,48	10,54	-1,06
Œil	35,5	500	7,9	0,53	8,06	-0,14
Courjet	11,4	375	13,6	0,32	16,66	-3,04
Blains	8,5	410	22,9	0,35	20,07	2,86
Carrières	6,5	315	15,7	0,68	23,82	-8,13
Guêtres	5,75	355	27,1	0,27	25,76	1,36
Louise	7	400	30,6	0	22,72	7,84
Ingarands	10	410	22,8	0,22	18,09	4,7
Bouteille	7	350	24,7	0,29	22,72	1,98
Planchettes	5,6	310	24,1	0,17	26,2	-2,1
Ronchat	5,5	310	26,4	0,42	26,5	-0,14

Tableau 2 : Caractéristiques des profils longitudinaux
Longitudinal profile characteristics

être expliquées par ces facteurs, car ils présentent tous des charges caillouteuses et sableuses qui décroissent peu vers l'aval. Les lits sont de type mixte, marqués par l'alternance d'affleurements du substratum et de plages d'alluvions, ce qui traduit un déficit sédimentaire holocène (Jacob *et al.*, 2006) ou un creusement dominant associé à une bonne évacuation des dépôts.

Les faibles indices de concavité caractérisent les sections fluviales se trouvant dans des secteurs soulevés : ainsi, les concavités sont plus prononcées dans le bassin de Cosne-d'Allier que sur le horst de Hérisson. Les indices de concavité des affluents de rive droite de l'Aumance diminuent vers l'aval, du Courjet à la Louise, pour ensuite remonter, des Ingarands au Ronchat : le cours de la Louise est situé dans l'axe du soulèvement du horst de Hérisson.

Deux ruptures de pente accidentent le profil de l'Aumance en donnant des pentes identiques de 13 ‰, mais la seconde, au Saut du Loup, est plus brutale (13 m de dénivellation en moins d'1 km) que la première étalée sur près de 8 km dans les granites et les migmatites du horst du Montet (fig. 5C). Le *knickpoint* du Saut du Loup correspond à des rapides à blocs dont certains sont des boules granitiques d'un volume dépassant le m^3. Les indices SL de E. A. Keller et N. Pinter (1996) donnent 375 au Saut du Loup et seulement 100 pour la première.

Construite en utilisant la méthode de G. Goldrick et P. Bishop (1995), la figure 3C montre que tous les cours d'eau du bassin de l'Aumance présentent des déviations (D) fortes, mais inégales. À la confluence de l'Aumance et de l'Œil, D est plus important pour l'affluent (155 m) que pour l'Aumance (110 m), probablement parce que le premier prend sa source à une altitude plus élevée et est accidenté de trois ruptures de pente au lieu d'une seule pour la seconde. En observant les profils des affluents de rive droite de l'Aumance, de l'amont vers l'aval, on peut constater que D augmente du Courjet (85 m) à la Louise (136 m) pour diminuer ensuite progressivement : 120 m pour les Ingarands, 95 m pour la Bouteille et 60 m pour les Planchettes. Cette évolution résulte de la différence de niveau de base de part et d'autre de la rupture de pente du Saut du Loup, mais peut aussi traduire le soulèvement en dôme du horst de Hérisson.

La détermination des minéraux lourds tend à prouver que les terrasses du bassin de Cosne-d'Allier se raccordent aux basse et moyenne terrasses de la vallée inférieure de l'Aumance, car elles ont une composition minéralogique semblable qui les distingue bien des terrasses plus anciennes (tableau 3). Le plan factoriel défini par les axes 1 et 2 donne un total d'information significatif (50 %) : 34 % pour l'axe 1 qui oppose le zircon, la tourmaline, le rutile et la brookite avec la hornblende, l'almandin, l'augite et l'apatite, et 17 % pour l'axe 2 qui met en opposition la staurotide, le grossulaire et la trémolite au sphène et à l'andalousite (fig. 6). Les alluvions actuelles (éch. 1,

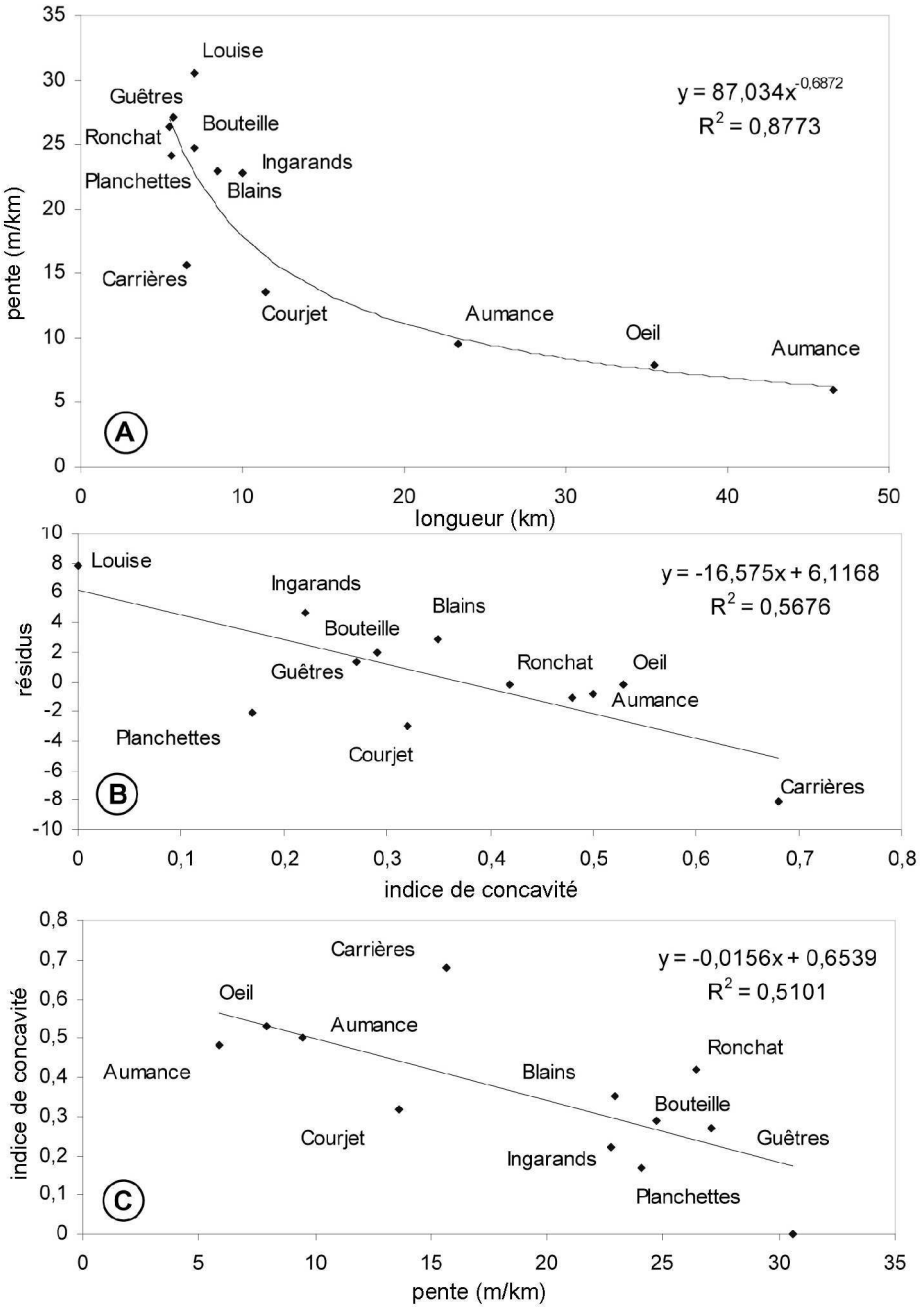

Figure 4 : Analyse morphométrique des profils
Relations entre : la longueur et la pente (A) ; l'indice de concavité et les résidus (B) ; la pente et l'indice de concavité (C).

Morphometric analysis of profiles
Correlations between: length and slope (A); concavity index and residu (B); slope and concavity index.

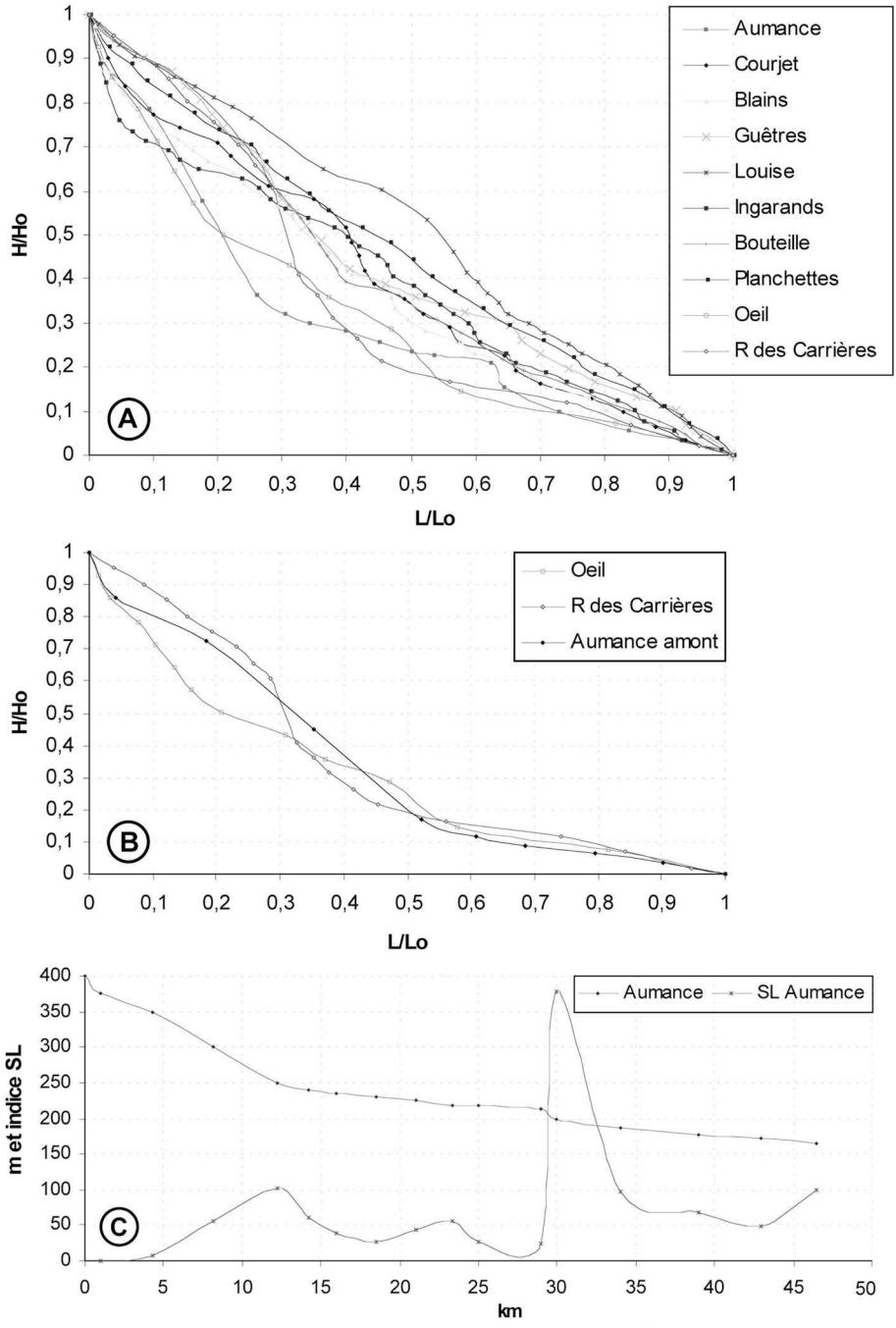

Figure 5 : Profils longitudinaux comparés H/Ho (ratio des altitudes)-L/Lo (ratio des longueurs) (A, B) et indices SL (longueur-pente) de E. A. Keller et N. Pinter (1996) pour les ruptures de pente de l'Aumance (C)

Dimensionless curves H/Ho-L/Lo (ratio of altitude-ratio of distance) (A, B) and Keller and Pinter (1996) SL index for the Aumance knickpoints (C)

	échantillon	apatite	zircon	tourmaline	rutile	brookite	anatase	corindon	monazite	almandin	grossulaire	trémolite	andalousite	staurotide	sillimanite	disthène	sphène	épidote	allanite	hornblende	h NP	augite	topaze
Alluvions actuelles	**1**	18	26	7				2	1	10			4	2	2	1		4		21			2
	2	14	26	10,5		0,5	1,5		4	15			4,5		2,5		3	7		9			2
	3	19	52,5	4	1	1		2,5	2,5	5				1,5	1		1	1		7			1
	4	6	28	19	1				1	7								3		36			
Basse et moyenne terrasses	**13**		44	14,5	11		1		2,5	1			5,5				18		2,5				
	14	49	20	3	1				5	4							4			12		2	
	15		62	16,5	2,5				8	1			2,5				1			6			
	16		24	32		1			5,5	0,5	2	3,5	3,5	2			1			22		1	
	20		26,5	14,5	2,5					3,5			1	1			10	19		18			1
Hautes terrasses	**8**		66	30	2												1						
	9	2	52	18		1	1	2		14,5								5		3,5			1
	17		35	45	5	4	1		3	4								3					
Pliocène supérieur	**11**		65	18,5	4,5	1			4,5			1	2	1						1	1		
	12		35	31,5	6	1,5	1,5		8				9,5				6						
	19		65	15,5	4,5				8	1	1		2				4,5	2					0,5
Moi-pliocène	**6**		65	17	5	1	1	2	2		1			2						1			
	7		34	34	4									23									
Eocène	**10**		60	32			1	1	2,5	1				1				0					
	21		60	10	1	2	2		1					1	1		3	8,5		7,5			1

Tableau 3 : Composition en minéraux lourds des échantillons localisés sur la figure 1 et le tableau 1. hNP : hornblende non pléochroïque
Heavy minerals composition on samples located on fig. 1 and table 1

2, 3 et 4), plus riches en almandin et en hornblende, se distinguent bien des alluvions formant les basse et moyenne terrasses (éch. 13, 14, 15, 16 et 20) qui sont nettement décalées vers les pôles tourmaline et zircon. Moins variés minéralogiquement, les dépôts des hautes terrasses (éch. 8, 9 et 17) se séparent mal des matériaux détritiques tertiaires éocènes : éch. 10 et 21, mio-pliocènes : 5, 6 et 7 et pliocène supérieur : 11, 12 et 19. Les dépôts anciens sont moins riches en espèces minérales car l'altération a éliminé tout ou partie des minéraux les plus fragiles. Les hautes terrasses conservées dans la vallée inférieure de l'Aumance sont pauvres en minéraux lourds provenant du bassin supérieur (andalousite, staurotide, disthène et hornblende) parce que l'érosion régressive n'avait pas atteint cette partie du bassin.

Pour l'Aumance, la reconstitution des différents stades d'évolution des vallées à partir des alluvions anciennes conservées suggère des mouvements tectoniques différentiels dans le temps et dans l'espace (fig. 7). La géométrie des dépôts pliocènes, mis en place dans une ample gouttière faiblement inclinée vers le nord-ouest, matérialise la subsidence du bassin de Cosne-d'Allier et un soulèvement d'une quinzaine de mètres des bordures immédiates. Depuis la mise en place des dépôts pliocènes, le creusement a dépassé 80 m en aval du Saut du Loup et est resté inférieur à 20 m en amont. En effet, les alluvions les plus anciennes (Fu de la carte géologique de Hérisson), mises en place au Pléistocène inférieur, sont conservées à 80 m d'altitude relative au

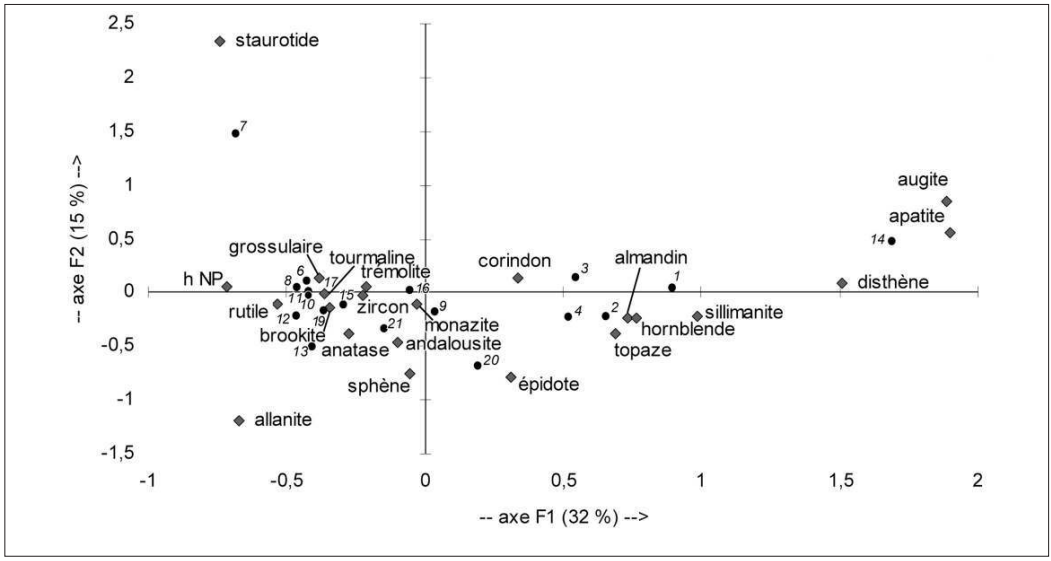

Figure 6 : Analyse factorielle des correspondances. Position des échantillons. hNP : hornblende non pléochroïque
Plot of factor pattern (AFC). Samples location

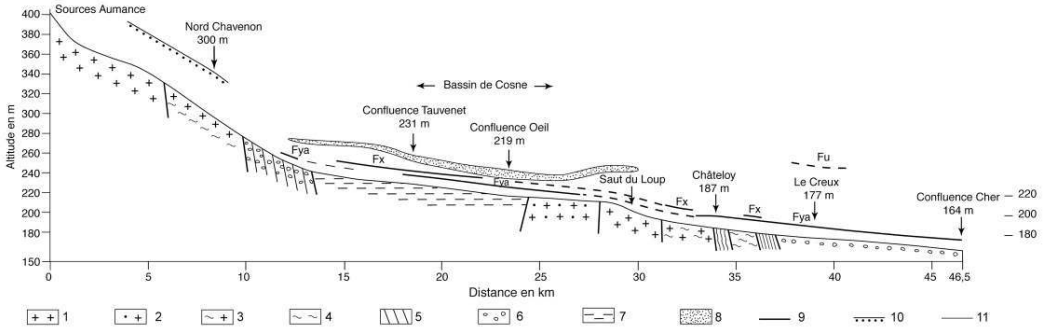

Figure 7 : Profils longitudinaux de l'Aumance et des formations détritiques pliocènes et quaternaires
1 : granite ; 2 : diorite quartzique ; 3 : migmatite ; 4 : gneiss ; 5 : micaschistes, phyllonites ; 6 : grès, conglomérats et arkoses stéphaniens et autuniens ; 7 : sables argileux oligocènes ; 8 : sables argileux pliocènes ; 9 : terrasse alluviale ; 10 : arènes *in situ* ; 11 : profil de l'Aumance.
Longitudinal profiles of the Aumance river and of the Pliocene and Pleistocene deposits 1: granite; 2: diorite quartzite; 3: migmatite; 4: gneiss; 5: micaschist; 6: Stephanian and Autunian sandstones; 7: Oligocene sandy clay; 8: Pliocene deposits; 9: terrace; 10: granitic sand; 11: Aumance profile.

droit du Creux, au centre du horst de Hérisson-Forêt de Tronçais, alors que dans le bassin de Cosne-d'Allier, les terrasses alluviales ne dépassent pas 17 m d'altitude relative et sont emboîtées dans les dépôts pliocènes. Le fait que les alluvions Fu atteignent une altitude absolue (250 m) supérieure à celle (240 m) des dépôts pliocènes du bassin de Cosne-d'Allier, impose des mouvements tectoniques différentiels postérieurs. Les rivières du bassin de Cosne-d'Allier ont des profils à forte concavité car elles n'ont que très peu creusé depuis la mise en place des dépôts pliocènes, lesquels ont été datés par la présence de quartz de ponces du Mont-Dore (Turland *et al.*, 1990). En observant deux formes emboîtées dans la région de Hérisson, A. Le Griel (1991) en déduit

que la paléovallée large de 3 à 4 km a été creusée lors des mouvements pliocènes et que la gorge résulte de l'incision de l'Aumance, depuis quelques centaines de milliers d'années, provoquée par le soulèvement en bloc de la cuvette de Cosne-d'Allier et du horst de Hérisson. La figure 7 suggère que le bassin de Cosne-d'Allier est resté subsident jusqu'au creusement précédant la mise en place de la nappe Fx (Pléistocène moyen) et que depuis il se soulève au même rythme que le horst de Hérisson. Le *knickpoint* du Saut du Loup sépare ainsi deux secteurs qui ont évolué différemment : longtemps resté subsident, l'amont est caractérisé par des vallées à profils concaves et une incision limitée qui traduisent une situation d'équilibre dynamique, alors que l'aval en surrection constante témoigne d'une situation de déséquilibre marquée par des profils à faible concavité et une incision des affluents plus importante dans la partie aval que dans la partie amont (Lague, 2001). L'incision n'a pas encore atteint le bassin supérieur qui présente des vallées peu encaissées. En régions montagneuses soulevées, L. Starkel (2003) a montré que ces vallées supérieures peu encaissées ne rendent pas compte du soulèvement, mais seulement des fluctuations climatiques récentes. La reconstitution des paléoprofils des moyenne et basse terrasses suggère que le *knickpoint* du Saut du Loup a reculé d'environ 1 500 m depuis l'accumulation de la moyenne terrasse vers 200 000 BP, soit 0,75 cm/an depuis le Pléistocène moyen. Moins rapide que pour les *knickpoints* d'origine glaciaire, développés dans des contextes très différents : de 20 cm à 3 m/an dans les Alpes (Brocard, 2003), cette vitesse dépasse celles des *knickpoints* des marges passives : 1 à 2 mm / an en Australie, mais sur une plus longue durée (Weissel et Seidl, 1998).

Conclusion

L'étude des profils longitudinaux des cours actuels et plaines alluviales anciennes donne des indications précises sur les mouvements tectoniques différentiels au sein d'un même bassin-versant. La tectonique explique pour une large part l'inégal encaissement des cours d'eau dans l'espace et dans le temps. Dans le bassin de l'Aumance, l'incision est plus forte et plus ancienne dans les horsts que dans le bassin de Cosne-d'Allier. Dans ce dernier, le creusement ne commence qu'au Pléistocène moyen, avant la mise en place dans un environnement périglaciaire de la nappe formant la moyenne terrasse. Aussi, la mesure de l'incision verticale par rapport à la surface d'aplanissement précédant l'incision des cours d'eau permet, comme l'ont montré S. Bonnet *et al.* (1998), d'évaluer l'ampleur des déformations tectoniques subies par les bassins versants, de souligner les différences spatiales et d'esquisser la carte de la surrection quaternaire. Mais le creusement dépend aussi de la résistance des roches ainsi que l'attestent la largeur inégale des vallées et la persistance de ruptures de pente, comme celle du Saut du Loup qui a bloqué l'érosion régressive de l'Aumance et l'évolution du secteur amont. Ce phénomène, qui se retrouve dans le bassin de la Petite Creuse et le bassin supérieur du Cher (Larue, 2004), apparaît ainsi général dans le nord-ouest du Massif central, probablement en raison d'une évolution tectonique récente similaire.

Bibliographie

BONNET (S.), GUILLOCHEAU (F.), BRUN (J.-P.), 1998. – « Relative uplift measured using river incisions: the case of the armorican basement (France) », *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série D, n° 327, p. 245-251.

BROCARD (G.), 2003. – *Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France)*, Mémoire du laboratoire de géologie de l'Université de Grenoble, n° 43, 165 p.

DEMOULIN (A.), 1998. – « Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe) », *Geomorphology*, vol. 24, p. 189-208.

GOLDRICK (G.), BISHOP (P.), 1995. – « Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening bedrock river long profiles: an example from Southeastern Australia », *Journal of Geology*, n° 103, p. 227-231.

HACK (J. T.), 1973. – « Stream-profile analysis and stream-gradient index », *Journal Research United States Geological Survey,* n° 1, p. 421-429.

—, 1957. – « Studies in longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland », *United States Geological Survey Professional Paper*, n° 249-B, p. 45-97.

HOEY (T. B.), FERGUSON (R. I.), 1994. – « Numerical simulation of downstream fining by selective transport in gravel bed rivers: model development and illustration », *Water Resources Research*, n° 30, p. 2251-2260.

JACOB (N.), GOB (F.), BRAVARD (J.-P.), PETIT (F.), 2006. – « Les formes fluviales d'une rivière en gorge, le Chassezac (Cévennes, France) », *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n° 1, p. 3-22.

JACKSON (J.), LEEDER (M.), 1994. – « Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada », *Journal of Structural Geology*, n° 16, p. 1041-1059.

KELLER (E. A.), PINTER (N.), 1996. – *Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape,* Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 338 p.

LAGUE (D.), 2001. – *Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique*, Thèse de doctorat, Sciences de la Terre, Université de Rennes I, 152 p.

LANGBEIN (W. B.), 1964. – « Profiles of rivers of uniform discharge », *United States Geological Survey Professional Paper*, n° 501-B, p. 119-122.

LARUE (J.-P.), 2004. – « Les obstacles à l'encaissement des vallées supérieures : l'exemple des bassins de la Petite Creuse et du Cher supérieur (Nord Massif central, France) », *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, n° 1, p. 25-44.

LARUE (J.-P.), ÉTIENNE (R.), 1998. – « Les formations détritiques miocènes, pliocènes et quaternaires entre le Massif central et la Sologne (France). Nouveaux éléments d'interprétation », *Géologie de la France*, n° 1, p. 39-56.

LEOPOLD (L. B.), LANGBEIN (W. B.), 1962. – « The concept of entropy in landscape evolution », *United States Geological Survey Professional Paper,* n° 500-A, p. 3-20.

LE GRIEL (A.), 1991. – *L'évolution géomorphologique du Massif central français. Essai sur la genèse d'un relief*, Thèse d'État, Université de Lyon II, 2 t, 660 p. + 112 fig.

OBERLANDER (T. M.), 1985. – « Origin of drainage transverse to structures in orogens », dans MORISAWA M., HACK J. T. (dir.), *Tectonic Geomorphology*, The Binghampton Symposia in Geomorphology, n° 15, p. 155-182.

PARFENOFF (A.), POMEROL (C.), TOURENQ (J.), 1970. – *Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination*, Paris, Masson, 578 p.

PEULVAST (J.-P.), VANNEY (J.-R.), 2001. – *Géomorphologie structurale. Terre, corps planétaires solides. 1. Relief et structure.* Gordon and Breach, Paris/Orléans, Éd. du BRGM, 504 p.

POWELL (J. W.), 1875. – *Exploration of the Colorado river of the West (1969-1872),* Washington (report, 1957, University of Chicago and University of Cambridge), 291 p.

SINHA (S. K.), PARKER (G.), 1996. – « Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers », *Water Resources Research*, n° 32, p. 1417-1428.

SKLAR (L.), DIETRICH (W. E.), 1998. – « River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream, power and the influence of sediment supply », Paris, dans TINCKLER (K. J.), WOHL (E. E.) (dir.), *River over rocks: fluvial processes in bedrock channels*, AGU Geophysical Monograph, n° 107, p. 237-260.

SNYDER (N. P.), WHIPPLE (K. X.), TUCKER (G. E.), MERRITS (D. J.), 2000. – « Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California », *Geological Society of America Bulletin,* vol. 112, n° 8, p. 1250-1263.

SNOW (R. S.), SLINGERLAND (R. L.), 1987. – « Mathematical modelling of graded river profiles », *Journal of Geology,* n° 95, p. 15-33.

STARKEL (L.), 2003. – « Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas », *Quaternary Sciences Reviews*, n° 22, p. 2189-2198.

SUMMERFIELD (M. A.), 1991. – *Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms,* Longman, London, 537 p.

TURLAND (M.), HOTTIN (A.-M.), COJEAN (R.), DUCREUX (J.-L.), DEBEGLIA (N.), D'ARCY (D.), MATHIS (V.), CARROUÉ (J.-P.), PIBOULE (M.), 1990. – *Notice explicative de la feuille de Hérisson à 1/50 000*, Ed. BRGM, 118 p.

WEISSEL (J. K.), SEIDL (M. A.), 1998. – « Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast australian passive continental margin », dans TINCKLER (K. J.), WOHL (E. E.) (dir.), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels,* AGU Geophysical Monograph, n° 107, p. 189-206.

WHEELER (D. A.), 1979. – « The overall shape of longitudinal profiles of streams », dans PETTY (A. F.) (dir.), *Geographical approaches to fluvial processes*, Norwich, Geobooks, p. 241-260.

Remerciements

Nous remercions R. Étienne (Laboratoire rhodanien de Géomorphologie) pour la détermination des minéraux lourds, S. Desruelles (Université Paris XII), pour la mise au net des figures, ainsi que les deux relecteurs anonymes et S. Suanez qui ont contribué à l'amélioration du manuscrit.

Cet article a été reçu le 13 décembre 2007 et définitivement accepté le 16 mai 2008.