

**Les obstacles à l'encaissement des vallées supérieures :
l'exemple des bassins de la Petite Creuse et du Cher supérieur
(nord du Massif central, France)**

**Fluvial Incision Hindrances in Upper Valleys: The Example of
Petite Creuse and Upper Cher Basins (Northern Massif Central,
France)**

Jean-Pierre Larue

Volume 58, numéro 1, 2004

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/013109ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/013109ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

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 du Massif central, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 58(1), 25–44. <https://doi.org/10.7202/013109ar>

Résumé de l'article

L'analyse des profils longitudinaux des cours d'eau actuels et des terrasses dans les bassins du Cher supérieur et de la Petite Creuse, sur la bordure nord du Massif central, vise à déceler les anomalies témoignant de déformations tectoniques. Dans ces régions de socle hétérogène, les déformations tectoniques génèrent des dynamiques fluviales qui varient dans l'espace. Situés dans les bassins tertiaires subsidents de Gouzou, Lavaufranche et Cosne, les drains à pente anormalement faible présentent des profils longitudinaux à forte concavité. Au contraire, les cours d'eau à pente anormalement forte dessinent des profils moins concaves et coulent sur le socle de la Combraille, des Monts de la Marche et du horst de Hérisson-Forêt de Tronçais, dans des régions soulevées. Toujours façonnés dans des roches résistantes, les ruptures de pente reculent très lentement et bloquent le creusement des vallées à l'amont de leur localisation. Ainsi, les vallées supérieures qui traversent les bassins de Cosne, de Gouzou, de Lavaufranche et de Genouillac présentent-elles une forte concavité et un faible encaissement en raison de leur isolement des secteurs aval par des ruptures de pente d'origine tectonique et lithologique.

LES OBSTACLES À L'ENCAISSEMENT DES VALLÉES SUPÉRIEURES : L'EXEMPLE DES BASSINS DE LA PETITE CREUSE ET DU CHER SUPÉRIEUR (NORD DU MASSIF CENTRAL, FRANCE)

Jean-Pierre LARUE*, Géodynamique des milieux naturels et de l'environnement, Université de Paris XII-Val de Marne, 94010 Créteil Cedex, France.

RÉSUMÉ L'analyse des profils longitudinaux des cours d'eau actuels et des terrasses dans les bassins du Cher supérieur et de la Petite Creuse, sur la bordure nord du Massif central, vise à déceler les anomalies témoignant de déformations tectoniques. Dans ces régions de socle hétérogène, les déformations tectoniques génèrent des dynamiques fluviales qui varient dans l'espace. Situés dans les bassins tertiaires subsidents de Gouzon, Lavaufanche et Cosne, les drains à pente anormalement faible présentent des profils longitudinaux à forte concavité. Au contraire, les cours d'eau à pente anormalement forte dessinent des profils moins concaves et coulent sur le socle de la Combraille, des Monts de la Marche et du horst de Hérisson-Forêt de Tronçais, dans des régions soulevées. Toujours façonnés dans des roches résistantes, les ruptures de pente reculent très lentement et bloquent le creusement des vallées à l'amont de leur localisation. Ainsi, les vallées supérieures qui traversent les bassins de Cosne, de Gouzon, de Lavaufanche et de Genouillac présentent-elles une forte concavité et un faible encaissement en raison de leur isolement des secteurs aval par des ruptures de pente d'origine tectonique et lithologique.

ABSTRACT *Fluvial incision hindrances in upper valleys: The example of Petite Creuse and upper Cher basins (Northern Massif central, France).* The analysis of longitudinal profiles of river channels and terraces in the upper Cher and Petite Creuse basins (northern Massif Central) aims at detecting anomalies caused by lithology and tectonic distortions. In these regions characterized by heterogeneous basements, tectonics cause fluvial dynamics that vary in space. Rivers with abnormally gentle slopes have highly concave longitudinal profiles and are located in the subsident Cenozoic basins of Gouzon, Lavaufanche and Cosne. On the contrary, steepest-sloped rivers have less concave profiles and flow on the uplifted basement of Combraille, Monts de la Marche and Hérisson-Forêt de Tronçais horst. Knickpoints which are always located in hard rocks, retreat slowly and stop river incision upstream. So, upper valleys that cross basins draw profiles with high concavity and slight incision because of their partition from downstream reaches by tectonical and lithological knickpoints.

INTRODUCTION

L'encaissement des cours d'eau est un phénomène géomorphologique majeur, mais aussi, complexe, qui a été constaté aussi bien dans les massifs anciens que dans les bassins sédimentaires de l'Europe du nord-ouest (Veldkamp, 1992; Antoine, 1994; Lefebvre *et al.*, 1994; Van den Berg, 1996; Maddy, 1997; Veldkamp et Van Dijke, 1998; Larue, 2003). La plupart des auteurs (Wyns, 1977; Pomerol, 1978; Veldkamp, 1991; Lefebvre *et al.*, 1994) admettent un soulèvement régulier pour justifier l'approfondissement progressif des vallées au cours du Pléistocène, mais font appel au climat pour expliquer les phases de creusement et celles d'accumulation.

Les relations entre la tectonique et l'incision restent incertaines. Si Bull (1990), Merritts *et al.* (1994) et Bonnet *et al.* (1998) pensent que les deux phénomènes sont simultanés et que la mesure de la profondeur des vallées permet d'évaluer l'ampleur du soulèvement continental, d'autres chercheurs, comme Pazzaglia *et al.* (1998) et Weissel et Seidl (1998), estiment qu'un temps de réponse important existe entre le soulèvement et le creusement. Étant contrôlée par les conditions climatiques, l'incision est un phénomène discontinu dans le temps, qui ne se produit que lors de courtes périodes favorables : au début et à la fin des phases froides du Pléistocène (Larue, 2003).

Les mécanismes du creusement sont relativement bien connus. Le creusement s'effectue par abrasion mécanique, par altération physico-chimique, par cavitation ou par mouvements de masse (Whipple *et al.*, 2000). Il dépend donc de la puissance fluviale, qui contrôle le flux de la charge de fond et varie longitudinalement en fonction de la pente et du débit, et à l'inverse de la largeur (Knighton, 1999; Petit *et al.*, 2000; Schmitt *et al.*, 2001), mais aussi des conditions climatiques et de la lithologie. L'hétérogénéité structurale, les phénomènes volcaniques et les réorganisations hydrographiques peuvent localement modifier les conditions de l'incision.

L'incision varie selon la taille des cours d'eau et aussi, pour le même cours d'eau, de l'amont à l'aval. Résultant de l'interaction entre l'incision fluviale, la tectonique et la lithologie (Sklar et Dietrich, 1998; Snyder *et al.*, 2000; Kirby et Whipple, 2001; Brocard, 2003), le profil longitudinal tend à atteindre l'équilibre dynamique, qui se traduit par une forme concave plus ou moins régulière. Or, les profils des vallées supérieures présentent souvent des ruptures de pente qui peuvent s'expliquer, soit par un contact lithologique, soit par une confluence qui augmente la puissance érosive du cours d'eau, soit par un soulèvement à l'amont d'une faille active, ou encore, par un abaissement du niveau de base à l'aval qui favorise l'érosion régressive. Ces ruptures de pente peuvent témoigner de difficultés du creusement, comme l'étude des bassins de la Petite Creuse et du Cher supérieur nous en donne de nombreux exemples. Souvent peu encaissées, les vallées supérieures ne rendent pas compte du soulèvement, mais seulement des fluctuations climatiques récentes (Starkel, 1999, 2003). Aussi la mesure de l'incision verticale des cours d'eau telle que l'ont réalisée Bonnet *et al.* (1998) ne peut-elle rendre compte du soulèvement récent dans les vallées supérieures de la bordure nord-ouest du Massif central.

CADRE DE L'ÉTUDE

En offrant une structure faillée, une grande variété lithologique et des mouvements tectoniques différentiels certains (Freytet *et al.*, 1985; Larue, 2000), la bordure nord-ouest du Massif central est un terrain favorable à l'étude des profils longitudinaux et des ruptures de pente accidentant les cours d'eau des bassins du Cher supérieur et de la Petite Creuse.

Longue de 60 km, la Petite Creuse prend sa source dans les Monts de la Marche, au SO du Signal de l'Age, qui culmine à 570 m d'altitude (fig. 1 et tabl. I). Elle s'écoule d'est en ouest, entre les Monts de la Marche, au sud, et les hauteurs d'Aigurande, au nord, avant de confluer avec la Creuse à 202 m d'altitude. Après avoir drainé l'alvéole de Soumans, développée dans les granites à gros grains de Chanon, et traversé le bassin tertiaire de Lavaufanche, elle s'encaisse en gorges dans les migmatites de Boussac, avant de déboucher dans le bassin tertiaire de Genouillac (Cohen-Julien *et al.*, 1989, 1991; Quenardel *et al.*, 1991). Dans le secteur de Boussac, elle décrit des méandres encaissés de 250 m de longueur d'onde et de 300 m d'amplitude (fig. 2). Plus en aval, des méandres encaissés de plus d'un kilomètre de longueur d'onde et d'amplitude se développent dans les gneiss du secteur de Malval, puis dans le granite de Chéniers. Parallèles entre eux et d'une longueur subégale (entre 8 et 10 km), les affluents incisent de manière symétrique le versant sud de l'axe d'Aigurande et le versant nord des Monts de la Marche. Seul le Verraux, long de 26,25 km, traverse les Monts de la Marche sans décrire de méandres; plus long et encaissé que la Petite Creuse, il peut être considéré comme le cours principal.

Drainant un bassin versant de 850 km² formé surtout de roches cristallines et métamorphiques imperméables, la Petite Creuse a un régime pluvio-évaporal océanique très peu pondéré : le débit moyen de 8,82 m³/s masque un maximum mensuel de 18,1 m³/s en février, et un minimum de 2,38 m³/s en août (rapport de 7,6 à 1), les extrêmes allant de 185 m³/s à 0,020 m³/s.

Nés dans le sud de la Combraille, respectivement à 720 m et à 768 m d'altitude, le Cher, et son principal affluent, la Tardes, suivent une direction subméridienne (fig. 3). Plus longue que le Cher (41 km), la Tardes (64,5 km) apparaît comme le cours principal. Les pentes fortes et un substrat cristallin imperméable expliquent la très faible pondération des régimes : les étiages atteignent le stade d'assèchement. Affluent de la Tardes, la Voueize traverse le petit bassin tertiaire de Gouzon, avant de s'encaisser en gorges jusqu'à la confluence. À l'aval, dans le bassin tertiaire de Montluçon, les affluents de rive gauche (Vernoële, Magieure et Queugne) sont plus longs que ceux de rive droite, excepté l'Aumance.

Affluent de rive droite du Cher de 47 km de longueur, l'Aumance naît sur le horst cristallin du 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 (Turland *et al.*, 1990). Trois méandres encaissés de 1 km de longueur d'onde et de 500 m d'amplitude existent dans le secteur de Hérisson (fig. 4). Le régime 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 en septembre et 16,5 m³/s en février).

TABLEAU I
 Caractéristiques hydrologiques (d'après l'Agence de Bassin Loire-Bretagne)

Cours d'eau	Superficie du bassin-versant (km ²)	Altitude des sources (m)	Pente moyenne (%)	Débit moyen annuel (m ³ /s)	Module moyen mensuel maximal (m ³ /s)	Module moyen mensuel minimal (m ³ /s)	Crue maximale (m ³ /s)	Étiage maximal (m ³ /s)
Cher à Chambonchard	517	720	12,2	5,59	10,8	1,36	117	0
Tardes à Evaux-les Bains	854	768	8,2	9,27	16,9	2,02	460	0
Aumance à Hérisson	928	440	7,4	7,17	16,5	1,34	216	0,039
Petite Creuse à Fresselines	850	520	5,3	8,82	18,1	2,38	185	0,020

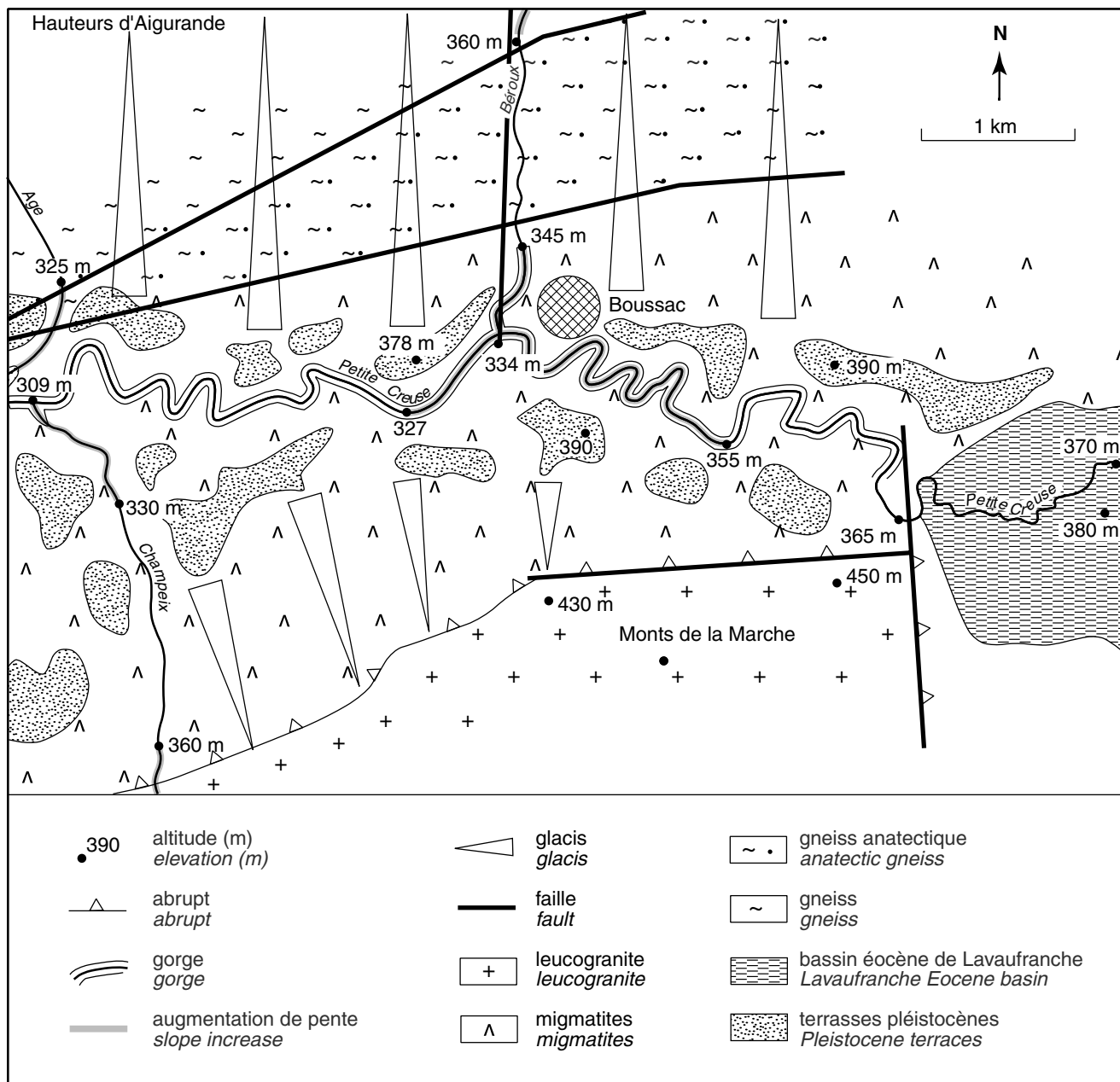


FIGURE 2. Carte morphostructurale du secteur de Boussac (le cercle quadrillé indique l'espace urbanisé). *Morphostructural map of the Boussac district (the grid pattern indicates the urbanized area).*

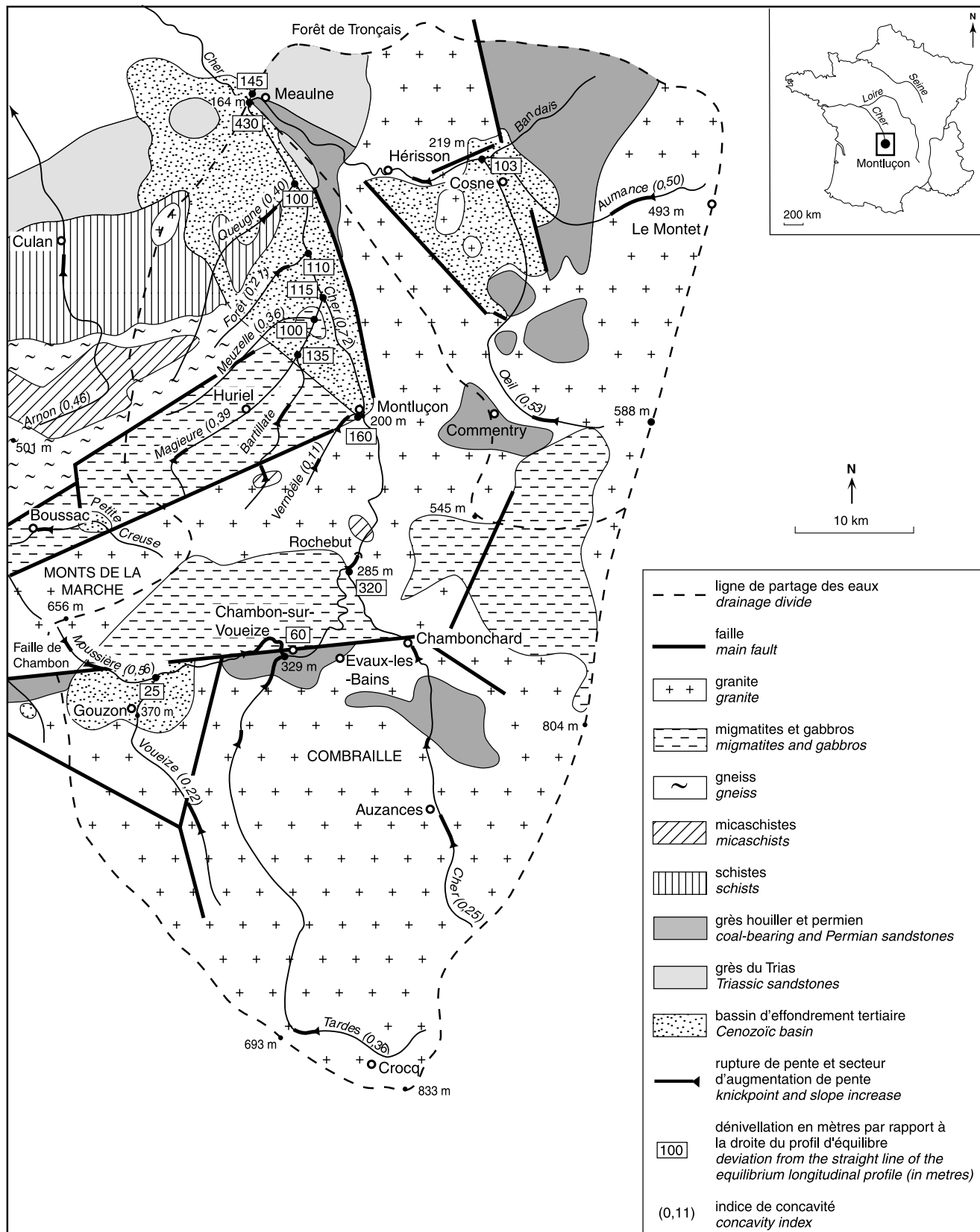


FIGURE 3. Carte morphostructurale du bassin supérieur du Cher et localisation des ruptures de pente.

Morphostructural map of the Cher upper basin and location of the knickpoints.

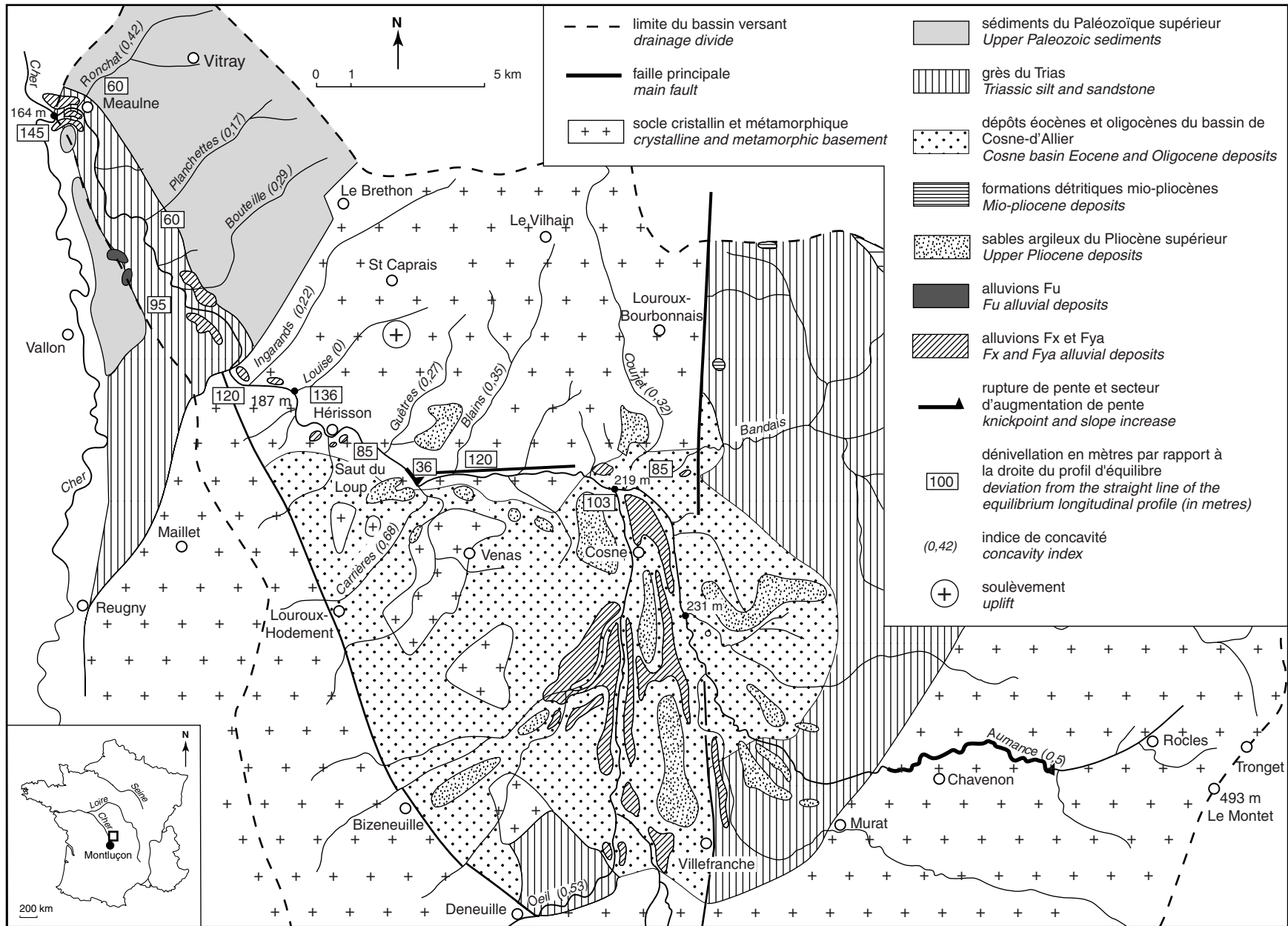


FIGURE 4. Carte morphostructurale du bassin de l'Aumance et localisation des ruptures de pente. *Morphostructural map of the Aumance basin and location of the knickpoints.*

MÉTHODES

Les profils longitudinaux de 32 cours d'eau actuels ont été construits à partir des cartes topographiques IGN (Institut Géographique National) à 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. Le tableau II recense ces cours d'eau en les classant en trois sous-bassins (Cher supérieur, Aumance et Petite Creuse) et en fournissant quelques données morphométriques (longueur, altitude des sources, pente moyenne réelle, pente calculée d'après l'équation liant longueur et pente). La figure 5 représente les profils longitudinaux des trois principaux cours d'eau et de leurs affluents.

TABLEAU II

Caractéristiques des profils longitudinaux

Cours d'eau	Longueur (km)	Altitude sources (m)	Dénivellation (m)	Pente moyenne (m/km)	Indice de concavité (IC)	D ¹ (m)	Pente estimée ² (m/km)	Résidu (pente réelle - pente estimée)
Bassin versant : Cher								
Cher	41	720	435	10,6	0,25	320	7,4	3,2
Cher	86	720	556	6,5	0,72	430	4,6	1,8
Tardes	64,5	760	475	7,4	0,36	320	5,6	1,8
Voueize	31	420	91	2,9	0,22	60	8,8	-5
Moussière	12,5	500	135	10,8	0,56	25	15,7	-4,9
Vernoële	14	475	275	19,6	0,11	160	14,6	5
Bartillate	18	475	275	15,3	0,13	135	12,5	2,8
Magjeure	24,25	485	301	12,4	0,39	115	10,3	2,1
Meuzelle	20	460	275	13,7	0,36	100	11,7	2
R de la Forêt	14,37	350	175	12,2	0,21	110	14,4	-2,2
Queugne	25	400	235	9,4	0,4	100	10,2	-0,8
Bassin versant : Aumance								
Aumance	23,3	440	219	9,5	0,50	103	10,6	-1,1
Aumance	46,5	440	276	5,9	0,48	145	6,8	-0,9
Œil	35,5	500	281	7,9	0,53	103	8,1	-0,2
Courjet	11,38	375	155	13,6	0,32	85	16,7	-3,1
Blains	8,5	410	195	22,9	0,35	120	20,1	2,8
Carrières	6,5	315	102	15,7	0,68	36	23,8	-8,1
Guêtres	5,75	355	156	27,1	0,27	86	25,7	1,4
Louise	7	400	214	30,5	0	136	22,7	7,8
Ingarands	10	410	228	22,8	0,22	120	18,1	4,6
Bouteille	7	350	173	24,7	0,29	95	22,7	2
Planchettes	5,6	310	135	24,1	0,17	60	26,2	-2,1
Ronchat	5,5	310	145	26,4	0,42	60	26,5	-0,1
Bassin versant : Petite Creuse								
Petite Creuse	23	520	226	9,8	0,31	100	10,7	-0,9
Petite Creuse	60	520	318	5,3	0,61	180	5,8	-0,5
Verraux	26,25	548	254	9,7	0,47	170	9,8	-0,1
Champeix	8	550	241	30,1	0,33	40	20,9	9,2
Poiriers	10,75	475	205	19,1	0,48	90	17,3	1,7
Mornay	7,12	490	231	32,4	0,28	50	22	9,9
Béroux	9,8	480	146	14,9	0,14	50	18,4	-3,5
Age	9,5	492	183	19,3	0,27	25	18,7	0,5
Celette	8,75	400	130	14,8	0,41	30	19,7	-4,9
Mortroux	10,85	425	183	16,9	0,04	70	17,2	-0,3
Aiguille	12	425	190	15,8	0,4	75	16,2	-0,3
Méasnes	10	400	183	18,3	0,3	80	18,2	0,1

1. dénivellation en mètres par rapport à la droite du profil d'équilibre

2. d'après l'équation de la figure 4

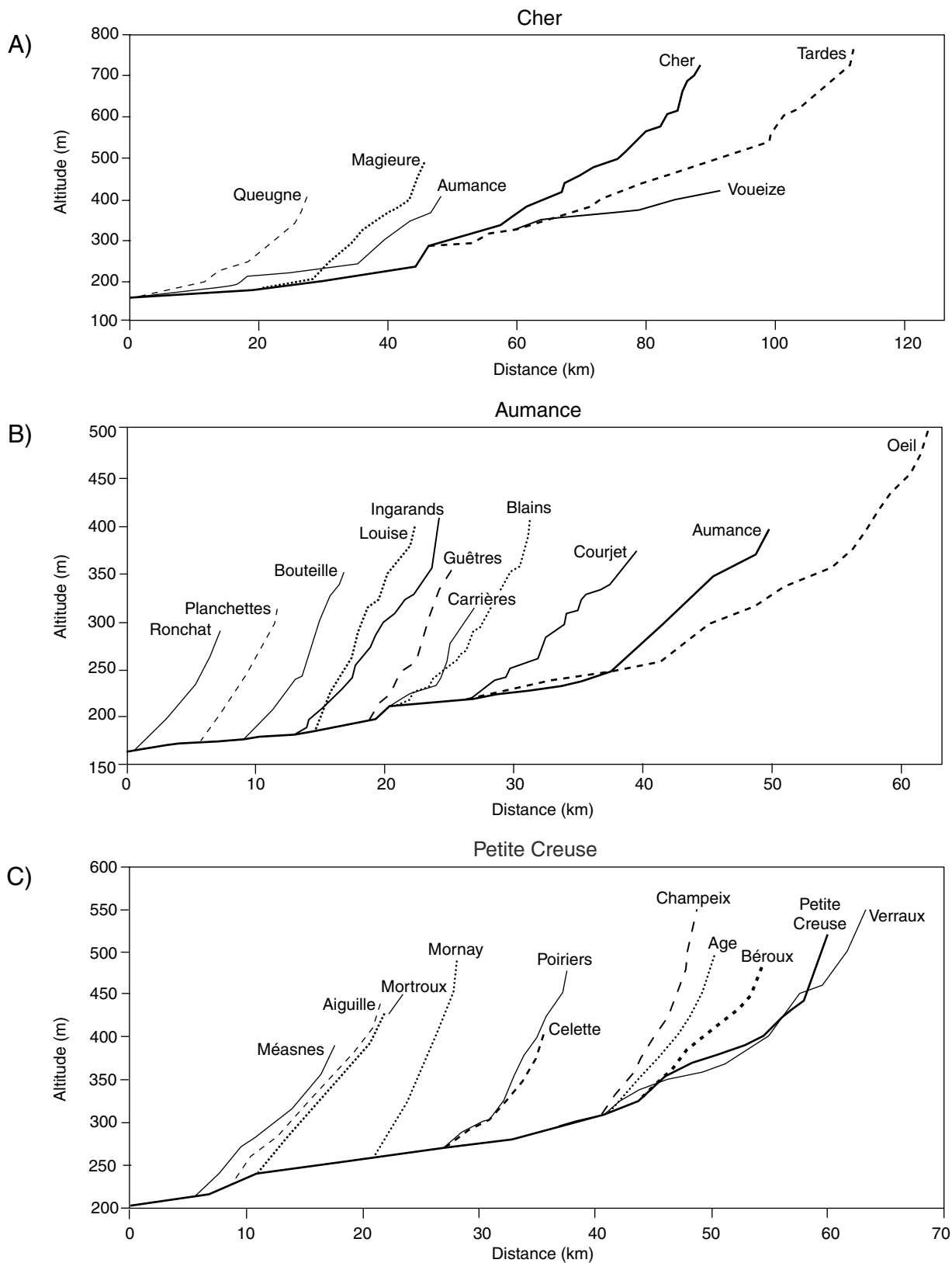


FIGURE 5. Profils longitudinaux A) du Cher et de ses affluents, B) de l'Aumance et de ses affluents, et C) de la Petite Creuse et de ses affluents. *Longitudinal profiles: A) the Cher and its tributaries, B) the Aumance and its tributaries, and C) the Petite Creuse and its tributaries.*

Pour une même pente, la forme du profil peut varier : pour évaluer et comparer les concavités, nous avons utilisé l'indice de concavité de Langbein (1964) : $IC = 2A/H$, où A est la différence d'altitude entre le profil à mi-parcours et une ligne droite joignant les deux extrémités du profil, et H, la dénivellation entre la source et l'exutoire du cours d'eau. De plus, l'élaboration de graphiques adimensionnels H/Ho (ratio des altitudes)-L/Lo (ratio des longueurs) permet de superposer,

et ainsi, de comparer les profils de drains de longueurs différentes (Demoulin, 1998; Rădoane *et al.*, 2003). Les ruptures de pente ont été systématiquement repérées en notant la dénivelée, la pente, la lithologie ainsi que la présence de failles, de confluences et de méandres. Le tableau III donne les caractéristiques des ruptures de pente les plus marquées (37, réparties sur 20 cours d'eau). Le calcul de l'indice longueur-pente de Keller et Pinter (1996) : $SL = (\Delta H/\Delta L) \times L$, où

TABLEAU III
Caractéristiques des ruptures de pente

Cours d'eau	Distance des sources (km)	Altitude de la rupture de pente (m)	Pente (m/km)	Indice SL*	Lithologie	Faïlle à	Confluence à
Bassin versant : Cher							
Cher 1	8,2	560	14,3	117,26	microgranite		
Cher 2	20,5	440	28,6	586,3	microgranite		
Cher 3	28,5	360	11,1	316,35	microgranite		
Cher 4	41	285	22,5	922,5	diatexites		285 m
Tardes 1	10,7	600	28,5	304,95	microgranite		
Tardes 2	38,5	400	11,1	427,35	granodiorite		
Tardes 3	54,5	320	6,7	365,15	monzogranite		
Voueize 1	6,5	400	5	32,5	granodiorite		
Voueize 2	27	350	5,25	141,75	monzogranite		
Moussière 1	1,125	480	40	45	granite/gabbro		
Moussière 2	3,3	420	80	264	granite/gabbro	400 m	
Vernoële 1	2,88	400	33,3	95,904	monzogranite		
Vernoële 2	8,13	300	32	260,16	monzogranite		
Bartillate 1	5,25	375	16,6	87,15	granite/gabbro	352 m	
Bartillate 2	9,75	300	35,7	348,075	gabbro		
Magieure 1	9,25	325	20	185	gneiss		
Queugne 1	13,88	225	13,3	184,604	schistes		
Bassin versant : Aumance							
Aumance 1	4,3	350	12,7	54,61	granite		219 m
Aumance 2	29	213	13	377	granite		
Œil 1	5	380	13	114	granite		
Œil 2	11,5	340	12	120	granite		
Carrières	1,85	275	55	154	granite/sables éocènes	270 m	
Blains	9,5	225	23	205	granite		
Guêtres	5,12	215	50	650	granite		
Bassin versant : Petite Creuse							
Petite Creuse 1	14	355	14	196	migmatites		
Petite Creuse 2	49	240	5,75	281,75	leucogranite/gneiss		294 m
Verraux 1	5,25	450	16,7	87,675	granite/gabbro	450 m	
Verraux 2	17	350	7,27	123,59	granite/gabbro	310 m	
Champeix 1	4,75	370	18,2	86,45	granite/migmatites		
Champeix 2	7,1	330	23,3	165,43	migmatites		
Poiriers	3,75	375	28,5	160	granite/gabbro	370 m	
Mornay	6,30	280	25	280	gneiss grossiers		
Age	8	325	9,33	74,64	gneiss/migmatites		
Mortoux 1	3,48	360	25	130	gneiss gris	355 m	
Mortoux 2	8,65	280	20	220	gneiss grossiers		
Aiguille	11,4	260	23	500	migmatites		
Méasnes	9	250	19,5	294	gneiss		

* indice longueur-pente de Keller et Pinter (1996)

$\Delta H/\Delta L$ est la pente du segment considéré, et L , la longueur du chenal en amont du point à partir duquel l'indice est calculé, permet de souligner les moindres ruptures de pente. Il donne des résultats semblables à l'indice de Hack (1973), qui s'en distingue par le fait qu'il mesure la longueur du cours amont à partir du centre du secteur considéré. Pour les deux indices, la forte amplitude des valeurs, de 1 à plus de 2 500, comme pour le secteur aval du Potomac, aux États-Unis, 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. Selon Keller et Pinter (1996), les très fortes ou très faibles valeurs témoignent de déformations tectoniques si elles ne sont pas corrélables avec des facteurs lithologiques.

Pour mieux évaluer le rôle de la tectonique, nous avons appliqué la méthode de Goldrick et Bishop (1995). En coordonnées semi-logarithmiques, les profils d'équilibre donnent des droites (Hack, 1973). Mesurées à l'exutoire, les déviations vers l'aval (D) par rapport à ces droites permettent de préciser s'il s'agit de différences lithologiques ou de déséquilibres engendrés par des changements de niveau de base. Selon Goldrick et Bishop (1995), une variation du niveau de base entraînant un recul des ruptures de pente 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, comme le Cher et la Tardes. 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. Le tableau II donne les valeurs de D pour les 32 cours d'eau étudiés.

Pour la Petite Creuse et l'Aumance, la présence de terrasses nous a permis de reconstituer les paléoprofils des plaines alluviales successives témoignant de l'encaissement progressif des cours d'eau.

RÉSULTATS

L'analyse statistique des données du tableau II montre que le bassin du Cher supérieur se distingue des bassins de l'Aumance et de la Petite Creuse par un relief plus élevé et des affluents plus longs présentant une pente moyenne plus faible. En effet, l'altitude moyenne des sources atteint 504 m dans le bassin du Cher, 473 m dans celui de la Petite Creuse, et seulement 379 m dans celui de l'Aumance ; la longueur moyenne des affluents est respectivement de 24,8 km, 11,3 km et 10,3 km et leur pente moyenne, de 11,5 m/km, 19,1 m/km et 21,5 m/km. En revanche, les moyennes obtenues pour les indices de concavité sont presque identiques pour les trois bassins (0,30, 0,31 et 0,32).

Les profils longitudinaux (fig. 5) présentent des formes plus ou moins concaves, des pentes moyennes variables et des ruptures de pente plus ou moins prononcées. La pente moyenne d'un drain décroît avec l'aire drainée (Hack, 1957) et donc avec la longueur du cours d'eau. Le graphique A de la figure 6 indique que pente et longueur sont corrélées selon la courbe puissance $y = 77,946 x^{-0,6331}$, avec un bon coefficient de détermination

($r^2 = 0,74$). Ce dernier est meilleur pour les cours d'eau des bassins de l'Aumance et de la Petite Creuse que pour ceux du Cher supérieur. Cependant, certains cours d'eau s'éloignent nettement de la courbe puissance $y = 77,946 x^{-0,6331}$, comme le souligne le calcul des résidus d'anomalie de pente (différence entre la pente réelle et la pente donnée par l'équation de régression). Ainsi, la Voueize, la Petite Creuse amont, l'Aumance amont et les ruisseaux de Moussière et des Carrières ont des pentes réelles nettement inférieures aux pentes calculées avec l'équation ; le Cher supérieur, le Vernoële, la Bartillate et les ruisseaux de Champeix, de Mornay et de Louise présentent la situation inverse. Situés dans les bassins tertiaires de Gouzon, Lavaufanche et Cosne, les drains à pente anormalement faible présentent des profils longitudinaux à forte concavité. Les cours d'eau à pente anormalement forte dessinent des profils moins concaves et coulent sur le socle de la Combraille, des Monts de la Marche et du horst de Hérisson-Forêt de Tronçais. Ainsi les forts résidus d'anomalie de pente permettent-ils de repérer les profils perturbés par des phénomènes structuraux.

Les concavités sont très variables, comme le montrent les graphiques adimensionnels (fig. 7) et les indices de concavité de Langbein (1964), qui fluctuent entre 0, pour la Louise, et 0,72, pour le Cher (tabl. II). Les fortes concavités sont associées aux rivières importantes (de plus de 35 km de longueur) et à faible pente (inférieures à 10 ‰), comme le Cher, l'Aumance, l'Œil et la Petite Creuse, mais aussi à quelques petits cours d'eau à forte pente, comme les ruisseaux de Moussière et des Carrières. Les relations entre indice de concavité, longueur, pente moyenne et résidus d'anomalie de pente donnent de médiocres coefficients de détermination r^2 , respectivement 0,22, 0,20 et 0,12 (fig. 6B, C, D). Des différences apparaissent cependant selon les bassins : l'indice de concavité est mieux corrélé avec la pente ($r^2 = 0,49$) dans le bassin de l'Aumance, alors qu'il l'est mieux avec la longueur ($r^2 = 0,39$) dans le bassin de la Petite Creuse. Toutefois, en ne considérant que les résidus inférieurs à -2 et supérieurs à +2, c'est-à-dire les plus éloignés de la droite $y = -7,8518x + 3,2689$, on obtient de meilleures corrélations ($r^2 = 0,57$ pour les résidus très négatifs et 0,20 pour les résidus nettement positifs), attestant que la concavité augmente quand la pente du drain est anormalement faible, et inversement. Par exemple, la Moussière présente un fort indice de concavité (0,56) et un résidu de -4,9, alors que la Louise a un profil presque rectiligne ($IC = 0$) et un résidu de +7,8.

Les principales ruptures de pente observées sur les profils et évaluées par l'indice SL ont été localisées sur les cartes (fig. 1, 2, 3 et 4) et caractérisées dans le tableau III. Elles déterminent des secteurs plus ou moins longs d'augmentation de pente. La plus forte pente (80 ‰) est enregistrée sur la Moussière lors de la traversée de la faille de Chambon. La Petite Creuse présente deux ruptures de pente : la première, dans le secteur de Boussac, engendre une pente de 14 ‰ sur 2 km, et la seconde, située sur l'affleurement du granite de Chéniers, donne une pente de 5,75 ‰ sur 4 km. Deux ruptures de pente accidentent aussi le profil de l'Aumance en donnant des pentes identiques de 13 ‰ ; cependant, la première, étalée sur près de 8 km dans les granites et les migmatites du horst du Montet, est moins brutale que la seconde, au Saut du Loup, qui présente 13 m de dénivellation en moins

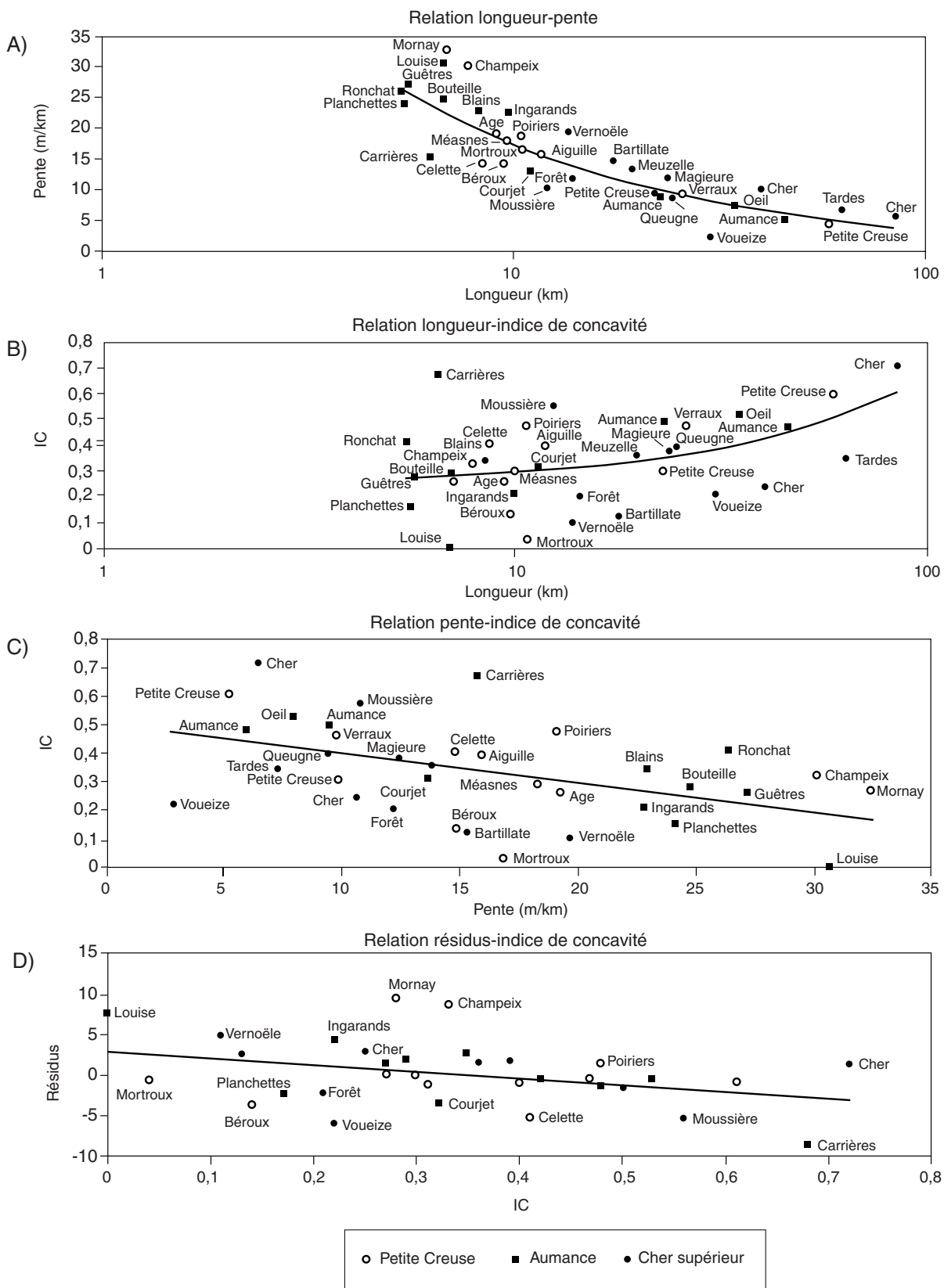


FIGURE 6. Relations A) pente-longueur, B) indice de concavité-longueur, C) indice de concavité-pente, D) résidus-indice de concavité. A) Slope-length, B) concavity index-length, C) concavity index-slope, D) Residuals-concavity index relationships.

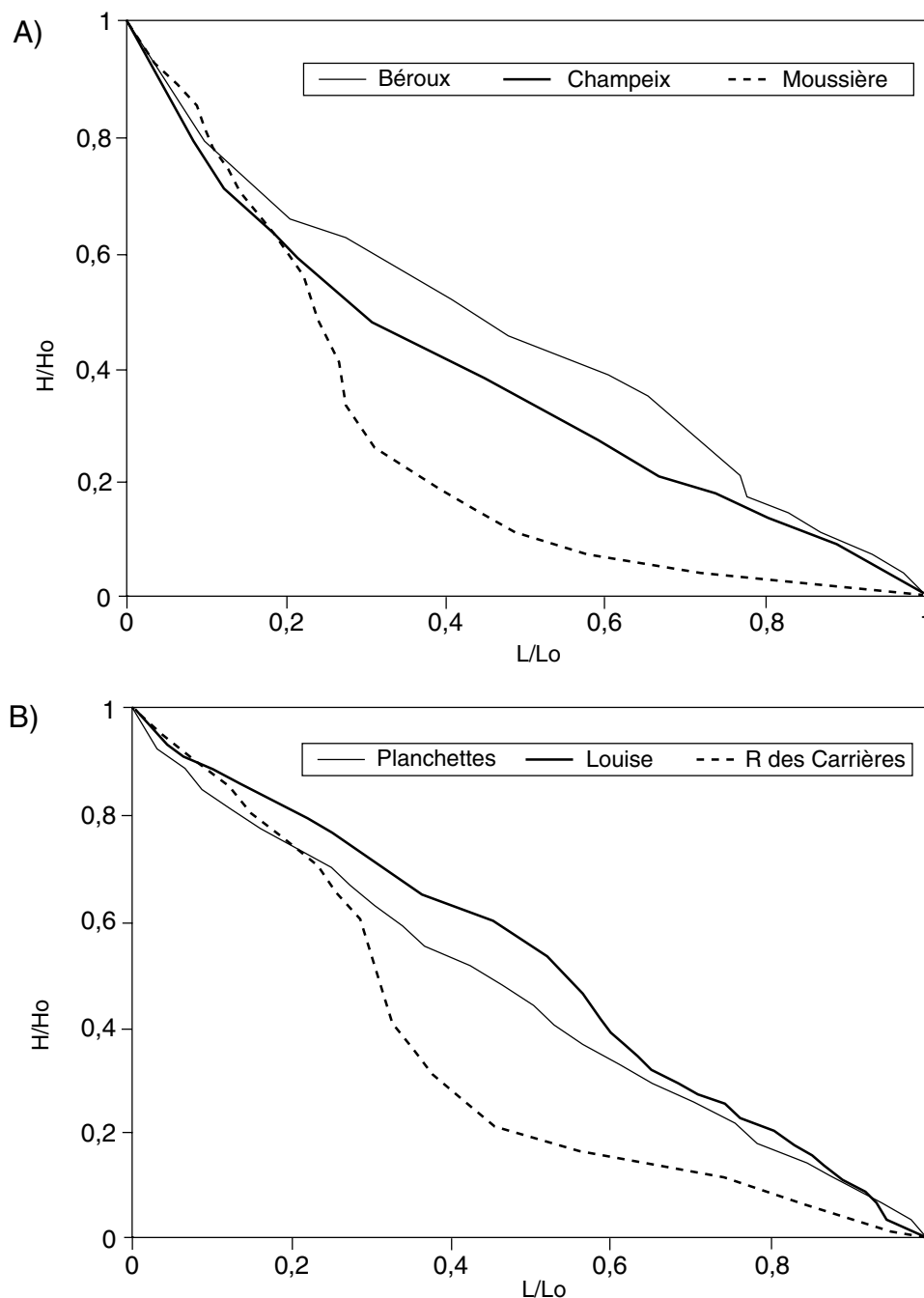


FIGURE 7. Profils longitudinaux comparés H/Ho-L/Lo (ratio des altitudes-ratio des longueurs) : A) Moussière, Champeix et Béroux (Monts de la Marche et Hauteurs d'Aigurande) ; et B) Carrières, Louise et Planchettes (bassin de l'Aumance).

Dimensionless curves H/Ho-L/Lo (ratio of elevations-ratio of distances). A) Moussière, Champeix and Béroux (Monts de la Marche and Hauteurs d'Aigurande) ; and B) Carrières, Louise and Planchettes (Aumance basin).

d'un kilomètre. La rupture de pente du Saut du Loup correspond à des rapides à blocs dont certains sont des boules granitiques d'un volume dépassant le mètre cube. Les relations entre la pente des secteurs d'augmentation de pente et la distance des sources donnent un faible coefficient de corrélation. Il en est de même pour les relations entre pente des secteurs d'augmentation de pente et pente moyenne ou longueur des drains. Ces résultats suggèrent que la localisation des ruptures de pente dépend de variables structurales indépendantes de la dynamique fluviale. Les indices SL de Keller et Pinter (1996) donnent des valeurs très inégales, allant de 32 pour la Voueize, à plus de 900 pour la rupture de pente de

Rochebut sur le Cher. Les ruptures de pente les mieux marquées sont celles du Cher amont, de la Tardes, du Vernoële et de la Bartillate, de la Moussière, de la Petite Creuse, de l'Aiguille et de l'Aumance.

Le nombre de terrasses et les altitudes relatives varient beaucoup de l'amont à l'aval. Trois secteurs peuvent être distingués pour la Petite Creuse et l'Aumance (fig. 8 et 9). L'amont (les douze premiers kilomètres) est dépourvu de terrasses. L'Aumance présente une vallée évasée encaissée d'une quarantaine de mètres dans le granite et les migmatites du horst du Montet. La vallée de la Petite Creuse apparaît plus ample et moins encaissée dans le granite de l'alvéole de Soumans,

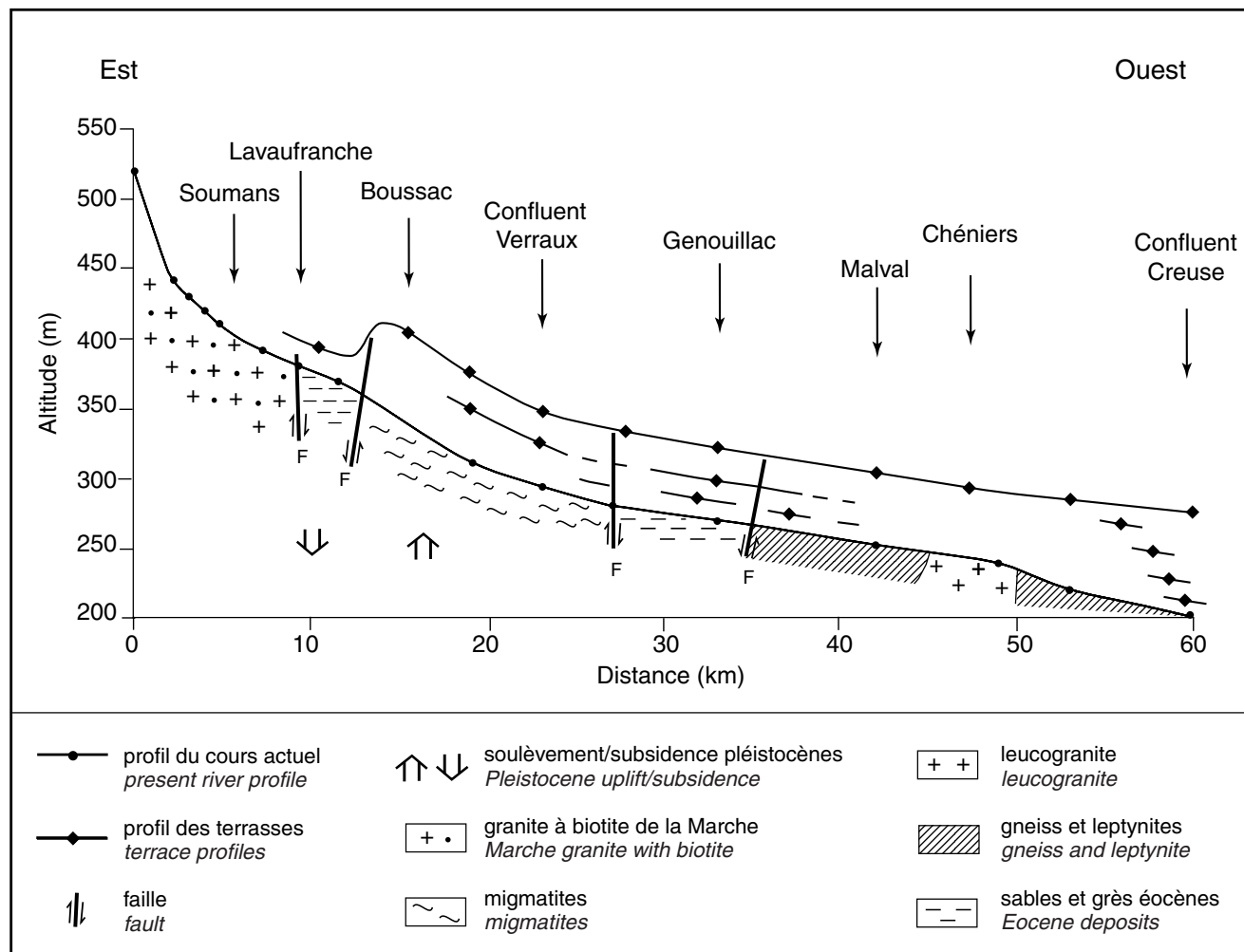


FIGURE 8. Profils longitudinaux et coupe géologique de la Petite Creuse et de ses terrasses.

Longitudinal profiles and geological cross-section of the Petite Creuse and of its terraces.

puis dans le bassin tertiaire de Lavaufranche. Dans le secteur central, un système de terrasses se développe. Dans le bassin de Cosne, l'encaissement de l'Aumance ne dépasse pas 40 m et deux terrasses sont conservées en contrebas des dépôts pliocènes. La Petite Creuse présente des gorges dans les migmatites de Boussac, puis une vallée évasée dans le bassin de Genouillac, mais trois niveaux de terrasses sont conservés. Enfin, le secteur aval des deux vallées est caractérisé par un plus fort encaissement et par des terrasses plus nombreuses mais plus discontinues et résiduelles. Après la rupture de pente de Chéniers, l'incision de la Petite Creuse augmente, pour atteindre 80 m près de la confluence avec la Creuse, mais la vallée étroite ne laisse subsister que cinq replats difficiles à raccorder. À l'aval du Saut du Loup, l'encaissement de 100 m de l'Aumance laisse subsister trois terrasses, Fu à 80 m, Fx à 20-25 m et Fya à 10 m.

INTERPRÉTATIONS

EXPLICATION DES CONCAVITÉS DIFFÉRENTES

La concavité des profils longitudinaux dépend de la longueur et de la pente des cours d'eau, mais aussi de l'évolution

de l'amont vers l'aval du débit et de la taille de la charge de fond. En analysant 115 rivières anglaises, Wheeler (1979) a trouvé une corrélation positive entre le dénivelé et la concavité ; par contre, Leopold et Langbein (1962) montrent que, dans l'Ouest américain, les profils sont d'autant plus rectilignes que les rivières sont courtes. Si nos résultats concordent mieux avec ceux des seconds, il convient de noter que les rivières courtes peuvent localement présenter de fortes concavités, comme celles des Carrières, de Moussière et des Poiriers (fig. 6B). Hack (1957), Snow et Slingerland (1987) et Sinha et Parker (1996) ont démontré que la concavité était plus forte quand la charge et la taille des matériaux diminuaient rapidement vers l'aval et/ou que le débit augmentait fortement par suite d'apports d'affluents. En revanche, Hoy et Ferguson (1994) indiquent que c'est plutôt la forte concavité qui engendre un rapide amenuisement de la taille des matériaux et non l'inverse. La réduction de la taille des alluvions vers l'aval serait le résultat de la perte de compétence liée à la diminution de pente. Dans le nord-ouest du Massif central, la forte concavité des rivières importantes (celles dont la longueur excède 35 km) coïncide bien avec une diminution

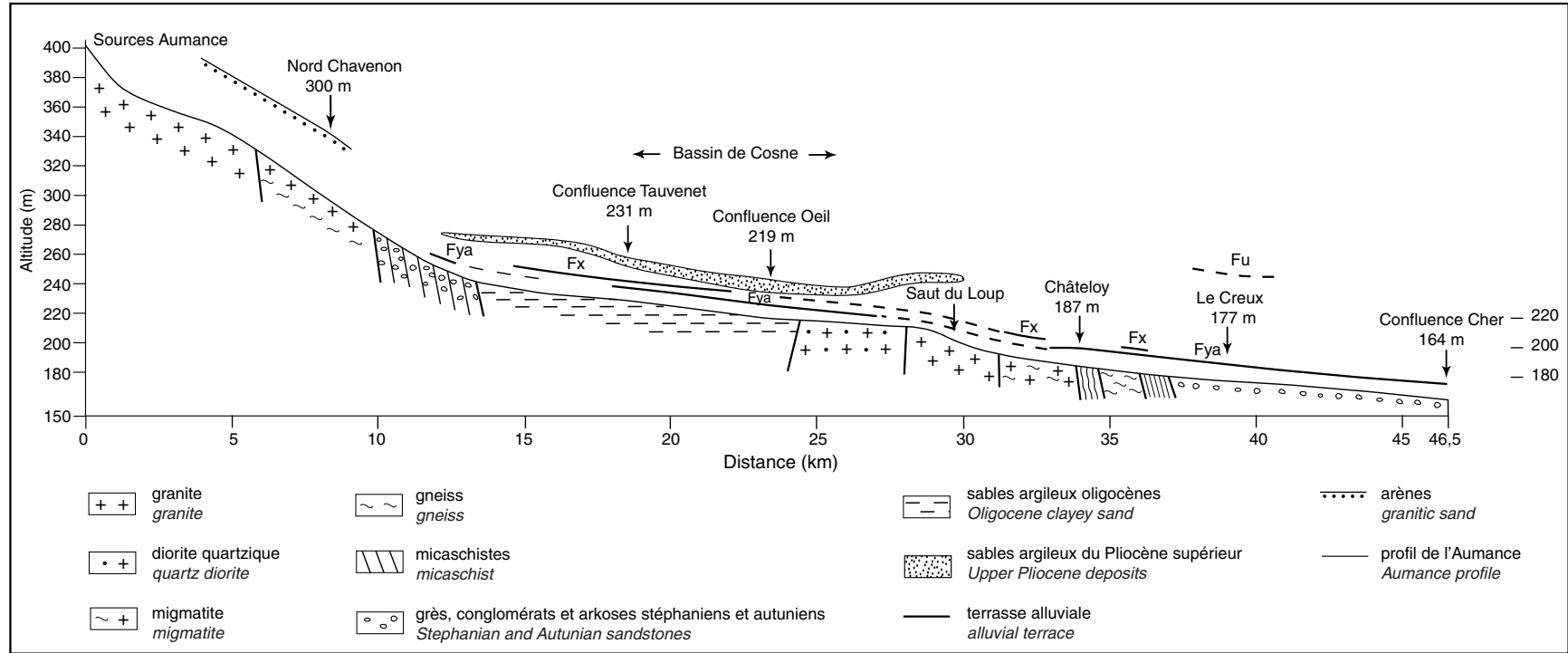


FIGURE 9. Profils longitudinaux de l'Aumance et des formations détritiques pliocènes et quaternaires. *Longitudinal profiles of the Aumance and of the Pliocene and Pleistocene deposits.*

de la taille des matériaux vers l'aval : ainsi la compétence du Cher diminue-t-elle rapidement après son entrée dans le bassin tertiaire de Montluçon. Par contre, les différences de concavités enregistrées pour les petits cours d'eau ne peuvent être dues à ces facteurs, car les cours d'eau étudiés présentent tous des charges caillouteuses et sableuses qui décroissent assez peu vers l'aval. La lithologie ne contrôle pas non plus les différences de concavité, tout au moins pour les petits cours d'eau ; aussi les variations de niveau de base et la tectonique doivent-elles être envisagées comme causes probables. Schumm *et al.* (2000) montrent que l'abaissement du niveau de base engendre une érosion régressive, souvent marquée par une rupture de pente, si l'ajustement morphologique du lit est rendu difficile par le fort encaissement de la vallée. Cette situation existe pour les petits cours d'eau étudiés qui ont des vallées étroites et encaissées dans le socle et qui coulent sur des alluvions grossières très peu épaisses.

En effet, les faibles indices de concavité sont associés à des secteurs soulevés. Dans le bassin de l'Aumance, les concavités sont plus prononcées dans le bassin de Cosne que sur le horst de Hérisson (fig. 4 et tabl. II). 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. Pour les affluents de rive gauche du Cher, on peut enregistrer une augmentation des indices de concavité de l'amont vers l'aval, du Vernoële (0,11) à la Queugne (0,40), qui témoigne du soulèvement des Monts de la Marche (fig. 3).

Les cours d'eau secondaires à pente anormalement forte sont situés dans des secteurs soulevés qui ont été atteints par l'érosion régressive partie des cours principaux. Ainsi, dans le bassin de l'Aumance, la remontée de l'érosion régressive atteint le Saut du Loup ; à l'aval de la rupture de pente, les affluents ont des pentes anormalement fortes, alors qu'à l'amont, elles sont anormalement faibles. Les rivières du bassin de Cosne ont des profils à forte concavité car elles n'ont que très peu creusé depuis la mise en place des dépôts, qu'on a pu dater du Pliocène supérieur par la présence de zircons volcaniques du Mont-Dore (Tourenq et Turland, 1982 ; Turland *et al.*, 1990). Dans le bassin de la Petite Creuse, les affluents de rive droite ont, pour un même niveau de base, des pentes toujours plus faibles que les cours de rive gauche : un soulèvement plus important pour les Monts de la Marche que pour l'axe d'Aigurande peut expliquer cette situation (fig. 1). Sur la même rive, on peut noter une évolution de l'amont vers l'aval qui est due aux remontées de l'érosion régressive à partir de la Creuse. Par exemple, en amont de la rupture de pente de Chéniers, le ruisseau de l'Aiguille a une anomalie de pente négative, alors qu'à l'aval de la rupture de pente, l'anomalie du ruisseau de Méasnes est légèrement positive.

Dans le bassin supérieur du Cher, en amont de Montluçon, les trois ruptures de pente de la Tardes et du Cher et les deux augmentations de pente de la Voueize se situent sur des affleurements de granodiorites et de microgranites plus résistants que les granites et les diatexites voisins (fig. 10). La rupture de pente du ruisseau de Moussière correspond à l'interface granite de Chanon-sables argileux éocènes, vers 400 m

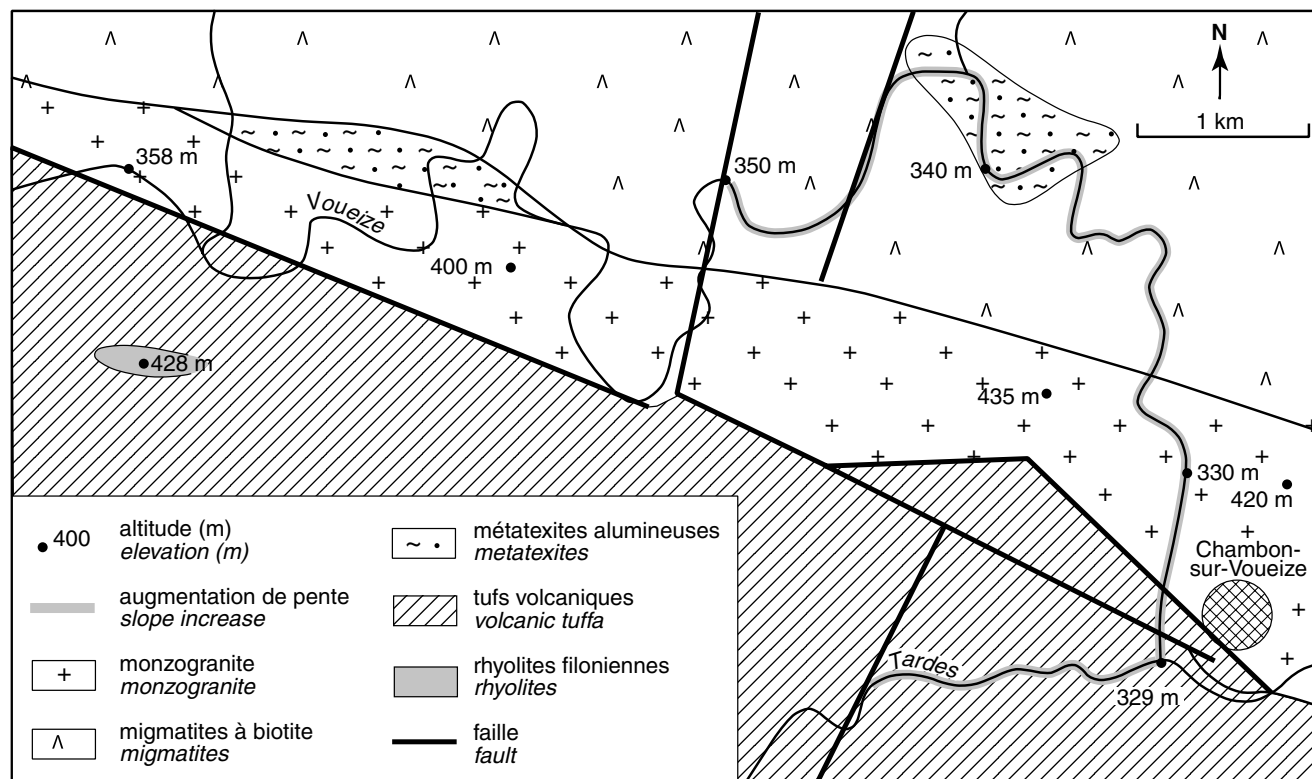


FIGURE 10. Carte morphostructurale de la zone de confluence Tardes-Voueize (le cercle quadrillé indique l'espace urbanisé).

Morphostructural map of the Tardes-Voueize confluence (the grid pattern indicates the urbanized area).

d'altitude. Là, l'érosion régressive est bloquée par le granit résistant sur la faille de Chambon. Cependant, l'importante rupture de pente de Rochebut, à l'amont de la confluence Cher-Tardes, s'explique plus par l'augmentation de puissance du Cher, résultant de l'apport de la Tardes, que par la lithologie, qui reste homogène dans ce secteur formé de diatexites. En revanche, dans les bassins de la Petite Creuse et de l'Aumance et pour les affluents de rive gauche du Cher, au nord de Montluçon, la plupart des ruptures de pente décelées ne sont pas liées à des contacts lithologiques. Soit elles se développent au sein d'une même roche, comme dans les granites du Saut du Loup pour l'Aumance, soit elles sont nettement décalées par rapport au contact lithologique, comme pour la Petite Creuse. En outre, les contrastes lithologiques restent le plus souvent limités : les migmatites ont une résistance semblable à celle des gneiss et des granites. Souvent, les confluences ne modifient pas la pente des cours d'eau analysés : pour la Petite Creuse, la pente n'augmente ni après la confluence du ruisseau de Champeix ni après celle du Verraux. Il faut donc considérer la tectonique comme cause probable de ces ruptures de pente.

LE RÔLE DE LA TECTONIQUE

Pour évaluer ce facteur, nous avons appliqué la méthode de Goldrick et Bishop (1995). Construite en utilisant cette méthode, la figure 11 montre que la Petite Creuse et le Verraux présentent à leur confluence des dénivellations D nettement plus fortes (respectivement 100 m et 170 m) que celle des cours d'eau qui coulent sur le versant nord des hauteurs d'Aigurande, comme l'Indre (55 m à La Châtre). Les cours d'eau secondaires enregistrent des valeurs inférieures : 40 m pour le ruisseau de Champeix et 25 m pour ceux de Moussière et de l'Age. Les valeurs identiques pour ces deux derniers, qui coulent sur des substrats différents, semblent exclure le facteur lithologique et privilégier le contrôle tectonique. En observant les profils des affluents de rive gauche du Cher de l'amont vers l'aval, on peut constater que D diminue du sud au nord : 320 m pour la Tardes, 160 m pour le Vernoële, qui atteint le Cher à Montluçon, 115 m pour la Magieure et 100 m seulement pour la Queugne (tabl. II et fig. 3). Parallèlement, la concavité des profils s'améliore du sud au nord. Un soulèvement plus prononcé des Monts de la Marche, au sud, pourrait expliquer ce gradient. L'étude comparée des petits cours d'eau descendant des Monts de la Marche et des hauteurs d'Aigurande permet de confirmer et de préciser cette tendance : les premiers, le Verraux et les ruisseaux de Champeix, des Poiriers et de Mornay, présentent pour D des chiffres plus forts (respectivement 170, 40, 90 et 50) que les seconds, les ruisseaux du Bérour (30), de l'Age (25) et de la Celette (30). Les concavités sont aussi très différentes, comme l'indique la figure 7 : celles de la Moussière et du Champeix, qui coulent sur les flancs des Monts de la Marche, sont beaucoup plus fortes que celle du Bérour, qui descend des hauteurs d'Aigurande. Ces données révèlent un soulèvement plus important pour les Monts de la Marche que pour les hauteurs d'Aigurande. Les figures 11C et 12B suggèrent que la surrection des Monts de la Marche s'est réalisée en deux phases : une première, que l'on peut évaluer à une centaine de mètres si l'on retire à D une cinquantaine de

mètres d'origine lithologique, serait responsable de la formation des gouttières de la Petite Creuse et du Verraux, puis une seconde, d'une trentaine de mètres, pourrait être à l'origine de l'encaissement en V des vallées actuelles à partir de la forme évasée en gouttière. Les niveaux alluviaux les plus anciens, formés de sables très argileux et de quartz mal roulés, ont enregistré ces déformations tectoniques : le plancher de la gouttière de la Petite Creuse est dénivélé d'une vingtaine de mètres entre le bassin de Lavaufanche et le secteur de Boussac (fig. 8) et la gouttière du Verraux est soulevée lors de la traversée des Monts de la Marche (fig. 12). Les profils 1 et 2 (fig. 12) indiquent que les Monts de la Marche se sont soulevés d'une vingtaine de mètres depuis la mise en place des alluvions tapissant la gouttière, probablement au Pliocène supérieur (Cohen-Julien *et al.*, 1991), et que le profil actuel du Verraux présente une forme convexe à l'emplacement de la surrection. Sur les versants, les alluvions se raccordent à des glacis d'érosion bien développés sur les flancs des Monts de la Marche et des hauteurs d'Aigurande (fig. 2).

Toujours façonnés dans des roches résistantes, les ruptures de pente reculent très lentement, empêchant la régularisation du profil longitudinal, un peu comme pour les littoraux découpés. Les ruptures de pente ralentissent ou même bloquent le creusement de la vallée à l'amont de leur localisation. Mais l'abondance des alluvions périglaciaires conservées dans les vallées supérieures et dans les bassins tertiaires a probablement un effet identique : Beaujeu-Garnier (1954) et Bomer (1954) ont montré que les vallées mûres du Limousin, rapportées à un vieux cycle par Baulig (1928), correspondaient plutôt à des remblaiements périglaciaires.

Dans le bassin de l'Aumance, le soulèvement du horst de Hérisson-Tronçais est souligné par les valeurs élevées de D et par l'évolution des concavités des affluents de rive droite (tabl. II et fig. 4). La reconstitution des différents stades d'évolution de la vallée de l'Aumance à partir des alluvions anciennes conservées suggère des mouvements tectoniques différentiels dans le temps et dans l'espace (fig. 9). La géométrie des dépôts du Pliocène supérieur matérialise la subsidence du bassin de Cosne et un soulèvement d'une quinzaine de mètres des bordures immédiates. Depuis la mise en place de ces dépôts, le creusement a dépassé 80 m en aval du Saut du Loup, mais est resté inférieur à 20 m en amont. En effet, les alluvions les plus anciennes, postérieures au Pliocène (Fu de la carte géologique de Hérisson, à la fig. 9), sont conservées à 80 m d'altitude relative, au droit du Creux, au centre du horst de Hérisson-Forêt de Tronçais, alors que dans le bassin de Cosne, les alluvions emboîtées dans les dépôts pliocènes ne dépassent pas 17 m d'altitude relative. En observant deux formes emboîtées dans la région de Hérisson, Le Griel (1991) déduit que la vallée, large de 3 à 4 km, a été creusée lors des mouvements pliocènes et que la gorge résulte de l'incision de l'Aumance provoquée par le soulèvement en bloc de la cuvette de Cosne et du horst de Hérisson depuis quelques centaines de milliers d'années. La figure 9 montre que l'incision dans le bassin de Cosne commence juste avant la mise en place de la nappe de la moyenne terrasse Fx (Turland *et al.*, 1990) et qu'elle s'effectue depuis cette période, au même rythme que sur le horst de Hérisson. De par sa position et ses faciès alluviaux, cette moyenne terrasse

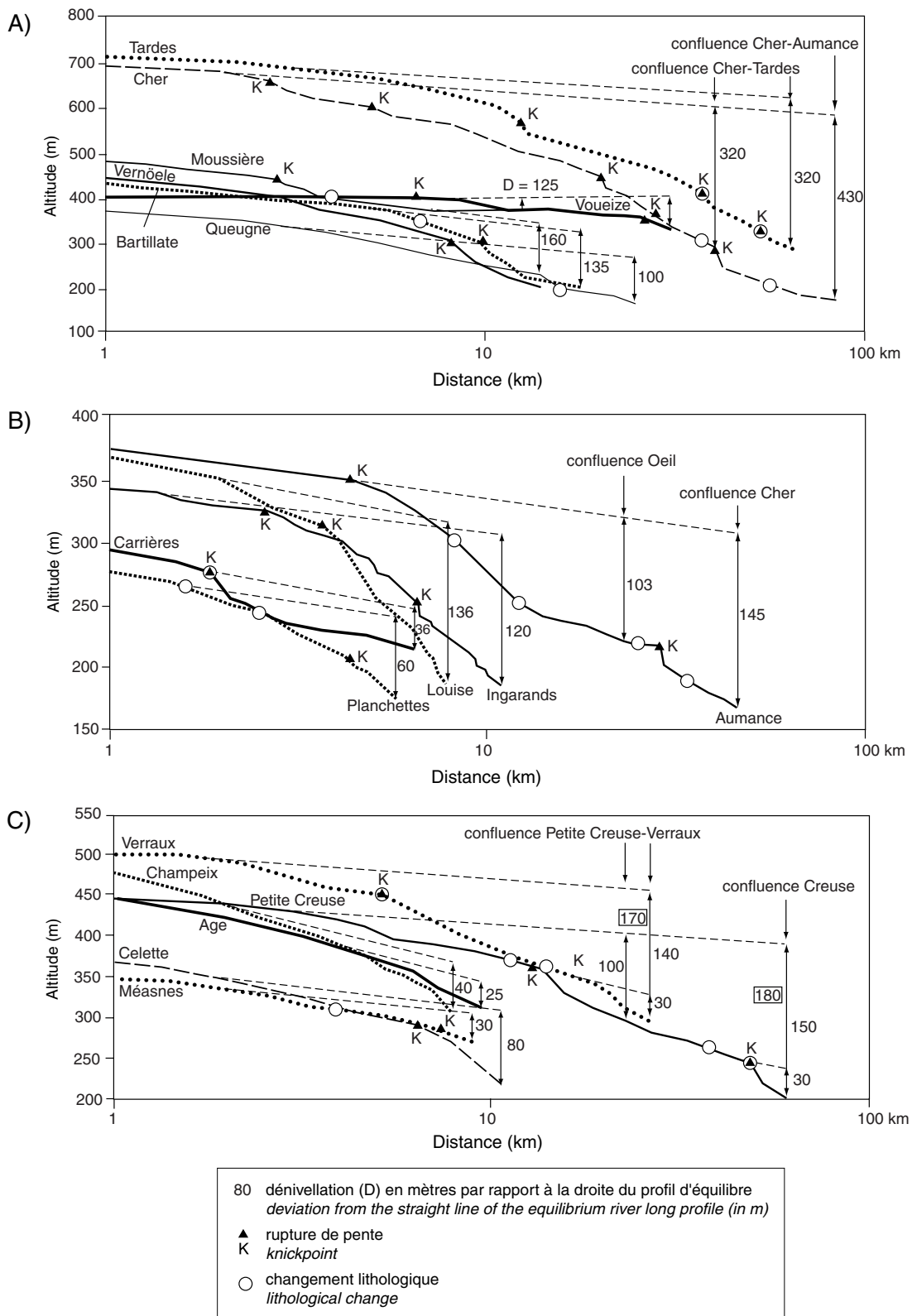


FIGURE 11. Profils en long des cours d'eau en coordonnées semi-logarithmiques A) du Cher et de ses affluents, B) de l'Aumance et de ses affluents, et C) de la Petite Creuse et de ses affluents.

River semi-logarithmic long profiles: A) the Cher and its tributaries, B) the Aumance and its tributaries, and C) the Petite Creuse and its tributaries.

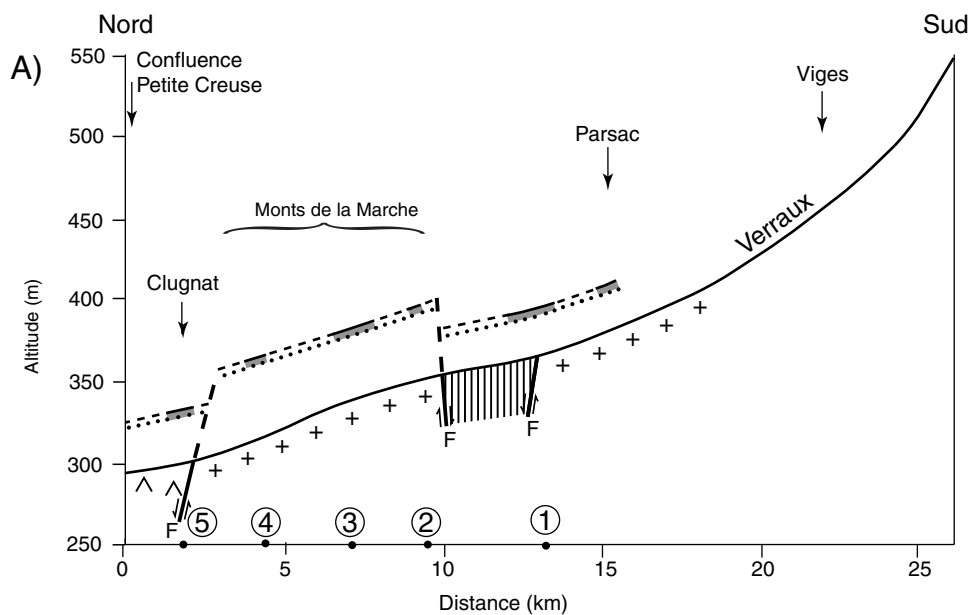
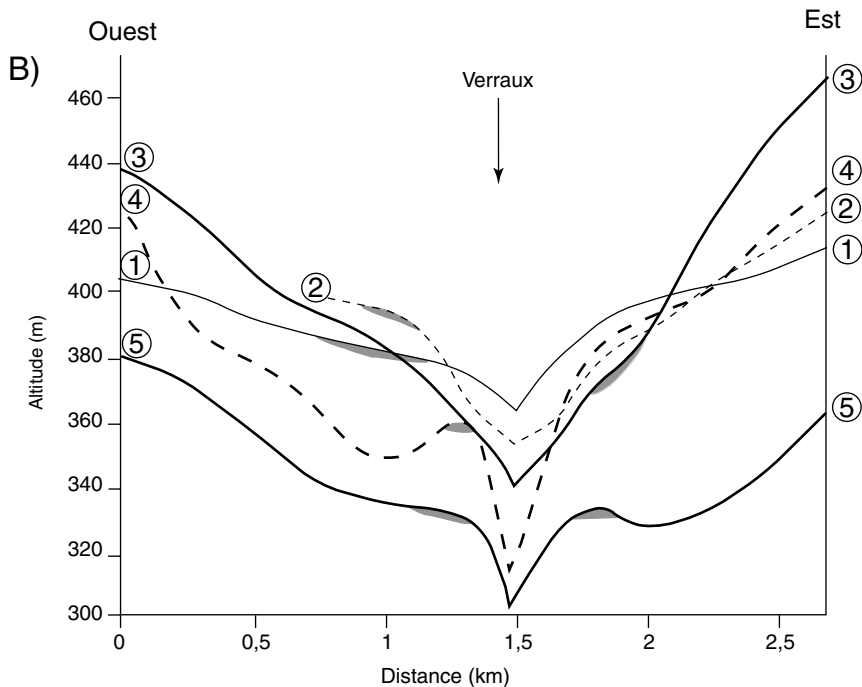
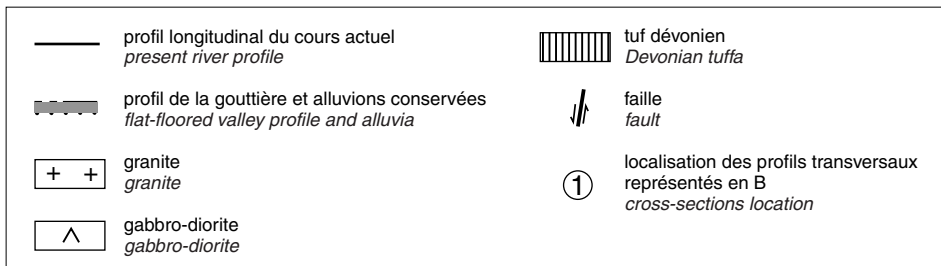


FIGURE 12. A) Profils longitudinaux du Verraux et du fond de sa gouttière. B) Profils transversaux de la vallée du Verraux de l'amont (1) à l'aval (5).
 Longitudinal profiles A) and cross-sections B) of the Verraux valley from upstream (1) to downstream (5).



peut être raccordée à celle du Cher, mise en place au Saalien (Tourenq et Turland, 1982; Turland *et al.*, 1990; Larue, 1994). L'absence de creusement au Pléistocène inférieur est probablement due à une subsidence lente du bassin de Cosne, insuffisante toutefois pour permettre la superposition et la conservation des nappes alluviales périglaciaires. 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. En effet, la situation d'équilibre dynamique n'est pas atteinte lorsque les profils présentent des ruptures de pente et que l'incision est plus forte à l'aval qu'à l'amont des cours d'eau (Lague, 2001). La reconstitution des paléoprofiles des moyenne et basse terrasses suggère que la rupture de pente du Saut du Loup a reculé d'environ 1 500 m depuis l'accumulation de la nappe de la moyenne terrasse, ce qui donne un recul de 0,75 cm/an en attribuant 200 000 ans à l'accumulation saalienne (Shackleton *et al.*, 1990). Moins rapide que pour les ruptures de pente d'origine glaciaire (20 cm à 3 m/an dans les Alpes [Brocard, 2003]), ce recul dépasse en vitesse celui des ruptures de pente des marges passives (1 à 2 mm/an en Australie [Weissel et Seidl, 1998]), mais s'échelonne sur une plus longue durée.

La Petite Creuse comporte trois secteurs, de l'amont à l'aval (fig. 2 et 8) : en amont de Boussac, un secteur en équilibre dynamique non atteint par l'érosion régressive ; à l'aval de Chéniers, un secteur en déséquilibre marqué par une forte incision de la Petite Creuse ; et entre les deux, un secteur en voie de déséquilibre, avec un creusement important à l'amont (gorges de Boussac) et une accumulation dominante à l'aval (bassin de Genouillac). Le nombre de terrasses diffère selon les secteurs : à l'amont, une seule terrasse formée d'alluvions recouvrant les dépôts éocènes du bassin de Lavaufanche, au centre, trois terrasses principales, et à l'aval, cinq terrasses qui se raccordent à celles de la vallée de la Creuse. Bien que le raccordement des terrasses de l'aval à l'amont soit délicat en raison de leur discontinuité, il apparaît que les terrasses anciennes sont de moins en moins nombreuses vers l'amont.

Dans le bassin de Gouzon, la Voueize et le ruisseau de Moussière coulent sur des alluvions épaisses, souvent difficiles à distinguer des sédiments éocènes. Leur forte concavité et l'absence d'incision traduisent une situation d'équilibre dynamique qui peut s'expliquer, soit par une subsidence constante du bassin depuis l'installation des cours d'eau, soit parce que l'érosion régressive n'a pas encore atteint le bassin de Gouzon, qui apparaît ainsi perché par rapport aux incisions du Cher, de la Tardes et de la Voueize aval. Starkel (1999, 2003) indique que le profil longitudinal des cours supérieurs, souvent hérité de périodes anciennes, ne rend pas compte de la tectonique, mais seulement des fluctuations climatiques récentes. Whipple (2001) montre que lors d'un soulèvement rapide, le profil longitudinal s'adapte progressivement de l'aval à l'amont et qu'une rupture de pente mobile sépare un secteur aval, adapté aux nouvelles conditions, et un secteur amont, qui conserve la pente héritée des anciennes conditions. L'abondance des alluvions,

accumulées dans le bassin de Gouzon pendant les périodes froides du Pléistocène, est aussi responsable de l'absence de creusement des cours d'eau qui, du fait de leur forte concavité aval, ont toujours eu une compétence insuffisante pour déplacer leur charge de fond.

CONCLUSION

La pente, la forme des profils longitudinaux et les ruptures de pente sont des indicateurs géomorphologiques précieux pour déceler les déformations tectoniques différentielles de faible ampleur ; mais, comme l'a montré Demoulin (1998), il est nécessaire d'utiliser plusieurs paramètres et de tenir compte du cadre morphostructural. Le soulèvement des Monts de la Marche et du horst de Hérissou-Forêt de Tronçais est ainsi bien mis en évidence, mais reste difficile à chiffrer précisément. Dans les régions de socle hétérogène, comme la bordure nord du Massif central, les déformations tectoniques génèrent des dynamiques fluviales qui varient dans l'espace. Le recul des ruptures de pente par érosion régressive est rapidement bloqué par des roches résistantes. Aussi les vallées présentent-elles, de l'amont à l'aval, plusieurs secteurs qui évoluent différemment. Les bassins tertiaires de Cosne, de Gouzon, de Lavaufanche et de Genouillac ont pu conserver des vallées mûres à forte concavité et faible encaissement en raison de leur isolement des secteurs aval par des ruptures de pente d'origine tectonique et lithologique. En effet, la plupart des ruptures de pente sont dues à la tectonique, comme l'atteste l'application de la méthode de Goldrick et Bishop (1995), mais leur pérennité résulte de la lenteur du recul dans des roches résistantes à l'érosion fluviale.

REMERCIEMENTS

Nous remercions M. Marandola (Université Paris XII) pour la mise au net des figures et T. Buffin-Bélanger, B. Hétu et F. Petit pour leurs critiques et leurs suggestions qui ont permis l'amélioration du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Antoine, P., 1994. The Somme valley terrace system (northern France): A model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 BP. *Terra Nova*, 6 : 453-464.
- Baulig, H., 1928. Le Plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique. Thèse de doctorat d'État. Colin, Paris, 591 p.
- Beaujeu-Garnier, J., 1954. Essai de morphologie limousine. *Revue de géographie alpine*, 42 : 269-302.
- Bomer, B., 1954. Le relief du Limousin septentrional, p. 65-95. *In* Mémoires et Documents, tome IV. Centre de documentation cartographique et géographique, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 284 p.
- Bonnet, S., Guillocheau, F. et 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, 327 : 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, 43, 165 p.
- Bull, W.B., 1990. Stream-terraces genesis: Implications for soil development. *Geomorphology*, 3 : 351-367.
- Cohen-Julien, M., Quenardel, J.-M., Freytet, P., Lemaire, D., Lerouge, G., Le Coeur, C., Delbos, R. et Vautrelle, C., 1991. Notice explicative de la feuille Boussac à 1/50 000. Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans, 91 p.

- Cohen-Julien, M., Quenardel, J.-M., Freytet, P., Lerouge, G., Rolin, P. et Schmitt, P., 1989. Notice explicative de la feuille Dun-le-Palestel à 1/50 000. Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans, 60 p.
- Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: The case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24 : 189-208.
- Freytet, P., Lerouge, G., Quenardel, J.-M., Bogdanoff, S., Bouvier, P., Cohen-Julien, M., Lemaire, D., Rolin, P. et Schmitt, P., 1985. Esquisse néotectonique des pays limousins, marchois et bourbonnais (Nord du Massif central français). *Comptes rendus de l'Académie des sciences (Paris), Série II, Fascicule B*, 301 : 1163-1168.
- Goldrick, G. et 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*, 103 : 227-231.
- Hack, J.T., 1957. Studies in longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. United States Geological Survey, Professional Paper, 249 B : 45-97.
- _____. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. United States Geological Survey, Journal Research, 1 : 421-429.
- Hoey, T.B. et Ferguson, R.I., 1994. Numerical simulation of downstream fining by selective transport in gravel bed rivers: model development and illustration. *Water Resources Research*, 30 : 2251-2260.
- Keller, E.A. et Pinter, N., 1996. Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall, Upper Saddle River, 338 p.
- Kirby, E. et Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29 : 415-418.
- Knighton, A.D., 1999. Downstream variation in stream power. *Geomorphology*, 29 : 293-306.
- Lague, D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. Thèse, 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, 501 B : 119-122.
- Larue, J.-P., 1994. L'évolution morphodynamique de la vallée du Cher dans la région de Saint-Amand-Montrond (Cher, France). *Revue de géomorphologie dynamique*, 3 : 81-92.
- _____. 2000. Les réorganisations hydrographiques du bassin du Cher dans le sud du Bassin parisien (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2 : 105-124.
- _____. 2003. L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 : 135-149.
- Lefebvre, D., Antoine, P., Auffret, J.P., Lautridou, J.P. et Lecolle, F., 1994. Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5 : 165-172.
- Le Griel, A., 1991. L'évolution géomorphologique du Massif Central français. Essai sur la genèse d'un relief. Thèse d'État, Lettres, Université de Lyon II, 2 tomes, 660 p.
- Leopold, L.B. et Langbein, W.B., 1962. The concept of entropy in landscape evolution. United States Geological Survey, Professional Paper, 500 A : 3-20.
- Maddy, D., 1997. Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England. *Journal of Quaternary Science*, 12 : 539-545.
- Merritts, D.J., Vincent, K.R. et Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*, 99 : 14031-14050.
- Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W. et Merritts, D.J., 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces, p. 207-235. *In* K.J. Tinckler et E.E. Wohl, édit., *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 107, Washington, D.C., 323 p.
- Petit, F., Perpinien, G. et Deroanne, C., 2000. Détermination des puissances spécifiques critiques dans les rivières à charge de fond caillouteuse. *Revue de géographie de l'Est*, 40 : 59-65.
- Pomerol, C., 1978. Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions environnantes. *Geologie en Mijnbouw*, 57 : 533-543.
- Quenardel, J.-M., Cohen-Julien, M., Freytet, P., Lemaire, D., Lerouge, G. et Peulvast, J.P., 1991. Notice explicative de la feuille Aigurande à 1/50 000. Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans, 100 p.
- Rădoane, M., Rădoane, N. et Dumitriu, D., 2003. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, 50 : 293-306.
- Schmitt, L., Maire, G. et Humbert, J., 2001. La puissance fluviale : définition, intérêt et limites pour une typologie hydro-géomorphologique de rivières. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 45 : 201-224.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. et Holbrook, J.F., 2000. Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge University Press, Cambridge, 276 p.
- Shackleton, N.J., Berger, A. et Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 81 : 251-261.
- Sinha, S.K. et Parker, G., 1996. Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. *Water Resources Research*, 32 : 1417-1428.
- Sklar, L. et Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream, power and the influence of sediment supply, p. 237-260. *In* K.J. Tinckler et E.E. Wohl, édit., *Rivers Over Rocks: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 107, Washington, D.C., 323 p.
- Snow, R.S. et Slingerland, R.L., 1987. Mathematical modelling of graded river profiles. *Journal of Geology*, 95 : 15-33.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. et Merritts, 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*, 112 : 1250-1263.
- Starkel, L., 1999. Space and time scales in geomorphology. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* 15 (Suppl.) : 19-33.
- _____. 2003. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Sciences Reviews*, 22 : 2189-2198.
- Tourenq, J. et Turland, M., 1982. Datations et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif central. Synchronisme du Tertiaire de Cosne-d'Allier et des Sables du Bourbonnais à l'aide de zircon volcaniques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences (Paris), Série D*, 204 : 301-304.
- Turland, M., Hottin, A.M., Cojean, R., Ducreux, J.L., Debeglia, N., D'Arcy, D., Mathis, V., Carroué, J.P. et Piboule, M., 1990. Notice explicative de la feuille d'Hérissou à 1/50 000. Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans, 118 p.
- Van den Berg, M.W., 1996. Fluvial sequences of the Maas: A 10 Ma record of neotectonics and climate change at various time-scales. Thèse de doctorat, Université de Wageningen, 188 p.
- Veldkamp, A., 1991. Quaternary river terrace formation in the Allier basin, France: a reconstruction based on sand bulk geochemistry and 3 D modelling. Thèse, Université de Wageningen, 172 p.
- _____. 1992. A 3-D model of Quaternary terrace development, simulations of terrace stratigraphy and valley asymmetry: A case study for the Allier terraces (Limagne, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 17 : 487-500.
- Veldkamp, A. et Van Dijke, J.J., 1998. Modelling long-term erosion and sedimentation processes in fluvial systems: A case study for the Allier/Loire system, p. 53-66. *In* G. Benito, V.R. Baker et K.G. Gregory, édit., *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley, Chichester, 353 p.
- Weissel, J.K. et Seidl, M.A., 1998. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin, p. 189-206. *In* K.J. Tinckler et E.E. Wohl, édit., *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 107, Washington, D.C., 323 p.
- Wheeler, D.A., 1979. The overall shape of longitudinal profiles of streams, p. 241-260. *In* A.F. Petty, édit., *Geographical Approaches to Fluvial Processes*. Geobooks, Norwich, 300 p.
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, 301 : 313-325.
- Whipple, K.X., Hancock, G.S. et Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, 112 : 490-503.
- Wyns, R., 1977. Tectonique récente dans l'Ouest du Bassin Parisien. Méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5 : 1093-1103.