



**Norois**

Environnement, aménagement, société

205 | 2007/4

Vivre les espaces périurbains

---

## Les réorganisations hydrographiques dans le sud du Bassin parisien : l'exemple de la Bouzanne

*River diversion in the southern Paris basin: the Bouzanne example*

Jean-Pierre Larue et Robert Étienne

---



### Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/norois/1384>

DOI : 10.4000/norois.1384

ISBN : 978-2-7535-1553-6

ISSN : 1760-8546

### Éditeur

Presses universitaires de Rennes

### Édition imprimée

Date de publication : 1 décembre 2007

Pagination : 101-116

ISBN : 978-2-7535-0616-9

ISSN : 0029-182X

### Référence électronique

Jean-Pierre Larue et Robert Étienne, « Les réorganisations hydrographiques dans le sud du Bassin parisien : l'exemple de la Bouzanne », *Norois* [En ligne], 205 | 2007/4, mis en ligne le 01 décembre 2009, consulté le 01 mai 2019. URL : <http://journals.openedition.org/norois/1384> ; DOI : 10.4000/norois.1384

---

## LES RÉORGANISATIONS HYDROGRAPHIQUES DANS LE SUD DU BASSIN PARISIEN : L'EXEMPLE DE LA BOUZANNE

---

JEAN-PIERRE LARUE

GÉODYNAMIQUE DES MILIEUX NATURELS ET DE L'ENVIRONNEMENT  
(Université de Paris 12 – Val de Marne),  
61 avenue du Général-de Gaulle – 94 010 CRÉTEIL cedex  
larue@univ-paris12.fr

ROBERT ÉTIENNE

LABORATOIRE RHODANIEN DE GÉOMORPHOLOGIE  
(Université Lumière – Lyon 2),  
5 avenue Pierre-Mendès-France – 69 676 BRON cedex

### RÉSUMÉ

*Cette étude vise à préciser les dates, les processus, les causes et les impacts géomorphologiques des changements de cours qui se sont produits entre la Creuse et l'Indre, dans le sud du Bassin parisien. L'analyse géomorphologique et sédimentologique permet de reconstituer les paléotracés successifs et de les replacer dans le cadre tectonique local, à savoir le soulèvement de la cuesta bajocienne et du dôme de Brion. La capture de la Bouzanne, qui est datée entre 200 et 280 ka à partir des terrasses de la Creuse, est aussi due à l'érosion régressive induite par le creusement de la Creuse, plus rapide que celui de l'Indre. Les impacts géomorphologiques sont importants aussi bien dans la vallée conquérante que dans le système décapité. Ainsi, le recul des knickpoints développés suite à la capture s'est fait à des vitesses très variables en fonction de la résistance du substrat.*

MOTS CLÉ : Capture – Impacts géomorphologiques – Minéraux lourds – Néotectonique – Sud du Bassin parisien.

### ABSTRACT

#### **River diversion in the southern Paris basin: the Bouzanne example**

*This study attempts to assess the chronology, the processes and the geomorphological impacts of the river-bed diversions that have occurred between the Creuse and the Indre, in the southern part of the Bassin de Paris. Geomorphological and sedimentological analyses of alluvial deposits were carried out as the basis for correlating the different formations, and for reconstructing the palaeodrainage. The main causes of the diversions are the Pliocene and Pleistocene uplift of the Brion dome and of the "Accident sud du Bassin de Paris". The Bouzanne capture, which is dated between 200 and 280 ka out of the Creuse terraces material, is also due to upward erosion driven by the Creuse incision which has been faster than that of the Indre. Significant impacts occur in the winner valley as well as in the beheaded system. The Bouzanne knickpoint retreat is controlled by lithology.*

KEY WORDS: *Geomorphologic impacts – Heavy Minerals – Neotectonics – River Diversion – Southern Paris basin.*

Depuis que W. M. Davis (1895) a introduit la notion de capture, l'intérêt des géomorphologues pour l'étude des réorganisations hydrographiques ne s'est guère démenti. La recherche des traces morphologiques de captures (coudes de capture, vallées mortes, ruptures de pente) a été complétée par l'analyse sédimentologique des dépôts conservés, permettant de reconstituer les profils longitudinaux des paléotracsés successifs (Weisrock, 1997). Les études récentes insistent sur les impacts géomorphologiques à l'amont et à l'aval des captures (Mather, 2000a et b; Maher *et al.*, 2007). Néanmoins, comme l'a souligné P. Bishop (1995), les processus précis des changements de cours demeurent souvent mal élucidés.

Dans le sud du Bassin de Paris, des changements de cours affectent toutes les rivières, de l'Auron à la Creuse (fig. 1), principalement là où elles traversent la cuesta de calcaire jurassique soulevée par l'« accident sud du Bassin de Paris » (Freytet, 1988; Freytet *et al.*, 1986, 1989; Larue, 2000, 2005, 2008). Cette constatation confirme que les captures ne sont jamais isolées, mais toujours l'expression d'un remaniement général bien plus vaste d'origine structural (Weisrock, 1997). Elles se sont produites durant tout le Quaternaire : ainsi, la migration vers l'ouest de l'Arnon remonte au Pléistocène inférieur (2 Ma à 780 ka), alors que la capture de la Marmande par le Cher s'est réalisée juste avant le remblaiement weichsélien (Larue, 2000).

En utilisant la méthode morphométrique, P. Freytet (1988) et P. Freytet *et al.* (1986) ont montré que les déformations de la surface d'aplanissement antérieure à l'incision des cours d'eau étaient à l'origine d'importantes réorganisations hydrographiques dans le sud du Bassin parisien. Selon ces auteurs, la distension nord-sud qui a débuté vers 3 Ma (Pliocène supérieur) serait à l'origine de la déviation vers l'ouest de toutes les rivières, de l'Auron à la Creuse. Ainsi, la Bouzanne a abandonné son cours septentrional (à la place de l'Indre actuelle) pour rejoindre la Creuse et le système Vauvre-Indre-Igneraie a emprunté la cluse d'Ardentes et déposé la formation d'Ardentes (fig. 2). La distension ouest-est qui fait suite a favorisé l'ouverture des fossés nord-sud et permis à l'ancienne Bouzanne septentrionale de capturer à la sortie de la cluse d'Ardentes le système Vauvre-Indre-Igneraie pour former l'Indre actuelle. L'infléchissement de la Creuse vers l'ouest à partir de Saint-Gaultier s'explique par un ensemble de failles de direction générale N 90° dont les jeux successifs ont interrompu l'écoulement vers la Brenne, matérialisé par quelques placages alluviaux en forêt de Lancosme (Freytet *et al.*, 1989). Cependant, les tracés exacts, la chronologie et les dates précises de ces réorganisations hydrographiques restent incertains. Aussi, les objectifs de ce travail sont-ils de préciser les dates, les processus et les causes des changements de cours entre la Creuse et l'Indre, et aussi d'analyser leurs impacts géomorphologiques.

## Cadre de l'étude

Les rivières de la bordure nord du Massif central suivent des tracés méridiens jusqu'à la limite sud de la Brenne dans la partie occidentale et jusqu'au pied de la cuesta de calcaire jurassique dans le secteur oriental. L'Arnon, l'Indre et la Bouzanne naissent sur le versant nord des hauteurs d'Aigurande, aux altitudes respectives de 475 m, 480 m et 400 m. Le Cher et la Creuse prennent leurs sources plus au sud, à des altitudes plus élevées, respectivement dans le sud de la Combraille à 720 m d'altitude, et sur le plateau de Milleval à 860 m (tableau 1). D'importantes bifurcations vers l'ouest se produisent dans le Boischaud et au sud de la Brenne, puis les cours se divisent en deux ensembles de part et d'autre du dôme de Brion : à l'est, ils convergent vers le nord et la Sologne, alors qu'à l'ouest, ils se dirigent vers le nord-ouest et la Touraine.

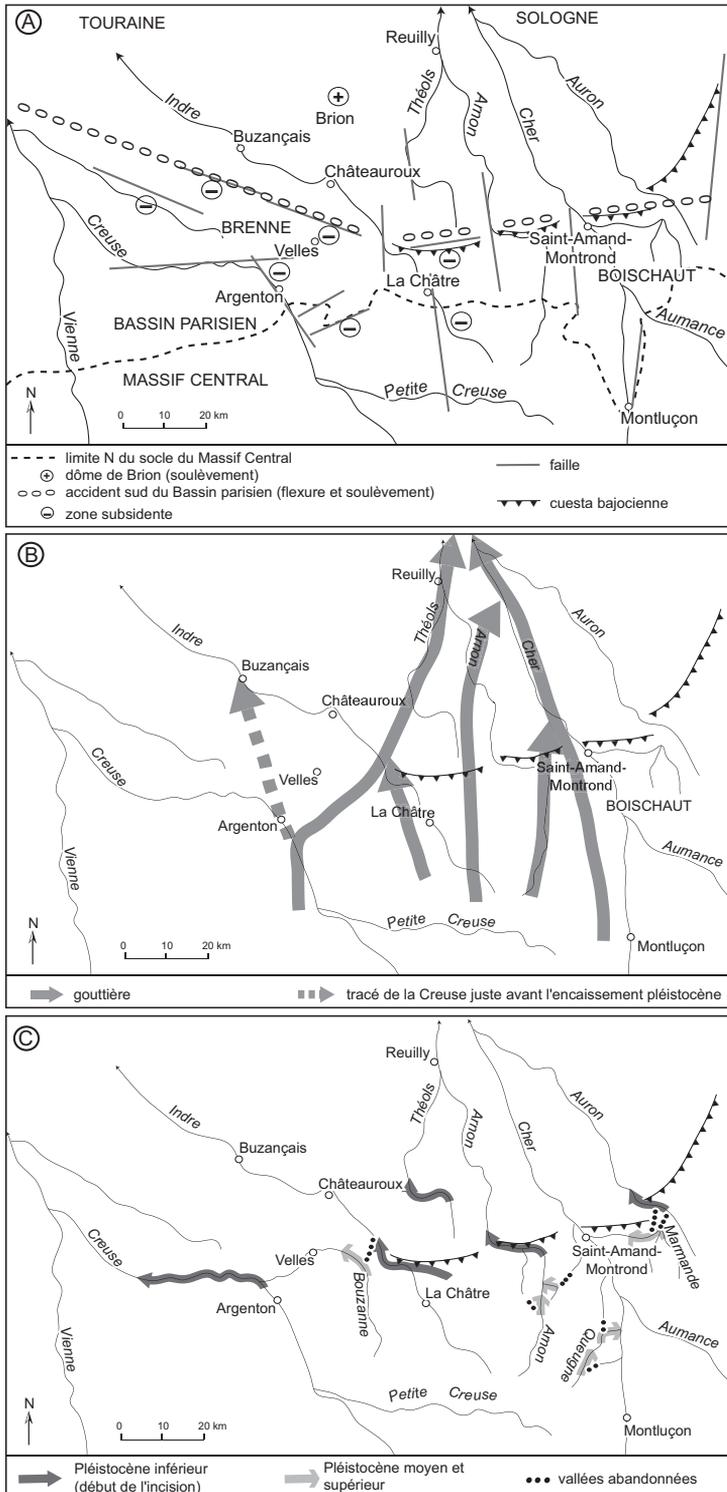


Figure 1 : Les principaux changements de cours dans le sud du Bassin parisien

A) Cadre structural. B) Paléo-tracés au Pliocène supérieur (3,4 à 2 Ma). C) Changements de cours pléistocènes (2 Ma à 10 ka).

*The main hydrographic rearrangements in the southern Basin of Paris*  
 A) Structural framework. B) Upper Pliocene palaeocourses (3,4 to 2 Ma). C) Pleistocene captures (2 Ma to 10 ka).

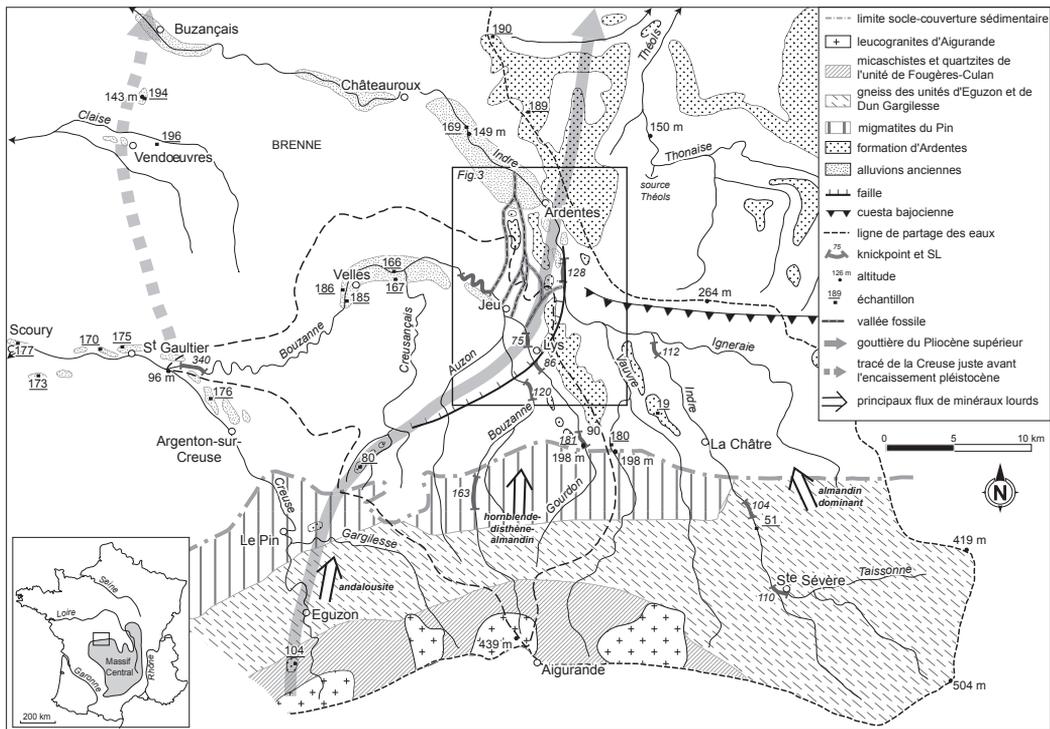


Figure 2 : Carte de localisation des formations alluviales et des échantillons prélevés dans la région d'Ardentes  
*Location map of alluvial deposits and samples in the Ardentes district*

cours d'eau	altitude des sources (m)	longueur (km)	pente moyenne (m/km)	indice de concavité
Arnon	475	118	3,07	0,66
Bouzanne amont	400	28,7	8,57	0,48
Bouzanne	400	60	5,16	0,61
Cher	720	293	2,92	0,76
Creusançais	230	23	4,35	0,35
Creuse	860	222	3,53	0,79
Gourdon	325	22,9	7,43	0,59
Indre amont	480	58,5	5,67	0,72
Indre	480	209	2,15	0,75

Tableau 1 : Caractéristiques des cours d'eau  
*Rivers characteristics*

Ces cours d'eau ont des régimes pluvio-évaporaux océaniques avec de hautes eaux l'hiver et de basses eaux l'été. À Ardentes (697 km<sup>2</sup> de bassin), le module moyen de l'Indre est de 5,39 m<sup>3</sup>/s, les hautes eaux de février atteignent 11,40 m<sup>3</sup>/s et les basses eaux d'août 1,23 m<sup>3</sup>/s, les crues quinquennales peuvent dépasser 94 m<sup>3</sup>/s et les étiages quinquennaux descendre en dessous de 0,32 m<sup>3</sup>/s (ces données hydrologiques couvrant la période 1969-2006 proviennent de la Banque Hydro, DIREN Centre). À Velles (434 km<sup>2</sup> de bassin), le module de la Bouzanne est de 3,19 m<sup>3</sup>/s, les hautes eaux de février atteignent 7,18 m<sup>3</sup>/s et les basses eaux d'août 0,61 m<sup>3</sup>/s, les crues quinquennales peuvent

dépasser 67 m<sup>3</sup>/s et les étiages quinquennaux descendre en dessous de 0,21 m<sup>3</sup>/s. Les modules spécifiques des deux cours d'eau sont presque identiques : 7,7 l/s/km<sup>2</sup> pour l'Indre qui écoule une lame d'eau de 245 mm par an et 7,4 l/s/km<sup>2</sup> pour la Bouzanne qui évacue 233 mm par an. La Creuse, qui a capturé la haute Bouzanne, est un cours d'eau plus puissant : à Scoury (3 343 km<sup>2</sup> de bassin), elle enregistre un module moyen de 36,4 m<sup>3</sup>/s et un module spécifique de 10,9 l/s/km<sup>2</sup>, soit un écoulement de 344 mm par an.

Au sud, le domaine du plateau d'Aigurande correspond à une série cristallophyllienne ployée au Dévonien en une vaste antiforme est-ouest dont l'axe est jalonné de batholites de leucogranites à deux micas. Quatre unités métamorphiques sont distinguées : celle de Fougères-Culan est constituée de micaschistes et de quartzites, celles d'Éguzon et de Dun-Gargilesse sont gneissiques et celle du Pin est migmatitique (Cohen-Julien *et al.*, 1998). Au nord, le socle plonge lentement sous la couverture sédimentaire secondaire qui présente une structure monoclinale avec un pendage moyen de 1 % vers le nord, accentué localement par quelques failles et flexures, comme au niveau de l'« accident sud du Bassin de Paris » qui s'étire d'Ancenis à Saint-Amand-Montrond (Lorenz et Lorenz, 1985) (fig. 1 et 2). À l'ouest d'Ardentes, cet accident suit une direction sud armoricaine (N 110°) et rejoue en limite de bloc basculés depuis le Jurassique, ce qui provoque à chaque reprise une surrection du bloc septentrional (Freytet *et al.*, 1989). Le soulèvement du dôme de Brion et la subsidence du demi-fossé d'effondrement de Velles résultent de ces mouvements tectoniques. Ces déformations et la lithologie variée, conglomérats, grès, argiles et marnes triasiques, marnes, argiles et calcaires du Jurassique inférieur et calcaires du Jurassique moyen, ont favorisé la formation de la cuesta bajocienne, bien développée au nord de Saint-Amand-Montrond. La dépression subséquente du Boischaud, entre Argenton-sur-Creuse et Saint-Amand-Montrond est dégagée dans les marnes liasiques. Des sédiments tertiaires sont conservés localement sur le socle et sur la couverture secondaire. Étalés sur une surface rendue irrégulière par l'érosion karstique des calcaires jurassiques, les dépôts de Brenne ont été datés par J.-J. Châteauneuf (1977) entre l'Yprésien et le Ludien. À la base de la formation, les galets de quartz de 10 cm de diamètre et les chailles à patine noire d'origine organique témoignent de transports à forte compétence. Les formations mio-pliocènes recouvrent parfois ces dépôts, comme dans le bassin d'angle de faille de Lys-Saint-Georges, situé plus à l'est, au sud d'Ardentes. Ce bassin de type « *pull-apart* » a conservé trois générations de dépôts superposés (Lorenz *et al.*, 1985). Les premiers dépôts, issus du démantèlement des assises secondaires environnantes, sont formés de grés, d'argiles blanches à quartz et chailles à patine noire, puis d'argiles et marnes et sont antérieurs au calcaire blanc lacustre éocène supérieur qui les recouvre. Au-dessus, les argiles rouges à petits quartz de la formation des buttes de Jeu et les sables fins micacés de Tranzault témoignent d'apports lointains du socle, probablement au Miocène. Enfin, ravinant les précédents, la formation d'Ardentes à sables, graviers et galets de quartz et chailles résulte d'apports chenalisés au Pliocène supérieur (Lablanche *et al.*, 1994), comme on en rencontre dans le bassin du Cher (Larue et Étienne, 1998).

En Brenne, des placages d'alluvions ne dépassant pas 2 m d'épaisseur se trouvent en position culminante vers 126 m à l'ouest de Vandœuvres et à 143 m entre Vandœuvres et Buzançais (Rasplus *et al.*, 1989a). Il s'agit de graviers et galets de quartz et de roches siliceuses emballés dans une matrice argilo-sableuse qui seraient issus de l'altération et du remaniement par ruissellement d'alluvions anciennes pouvant se raccorder aux unités Ft ou Fu (Pléistocène inférieur) conservées dans la vallée de la Creuse entre Saint-Gaultier et Le Blanc (Rasplus *et al.*, 1989b).

## Méthodes

L'étude géomorphologique et sédimentologique des dépôts alluviaux a permis de raccorder les différentes nappes alluviales de l'amont à l'aval et ainsi de reconstituer les paléotracés successifs. Des échantillons ont été prélevés dans le lit mineur des cours actuels et dans les alluvions anciennes conservées en terrasses (fig. 2 et 3), à la faveur de coupes naturelles ou de forages à la tarière permettant d'atteindre le matériau en place. Concentrés selon la méthode densimétrique

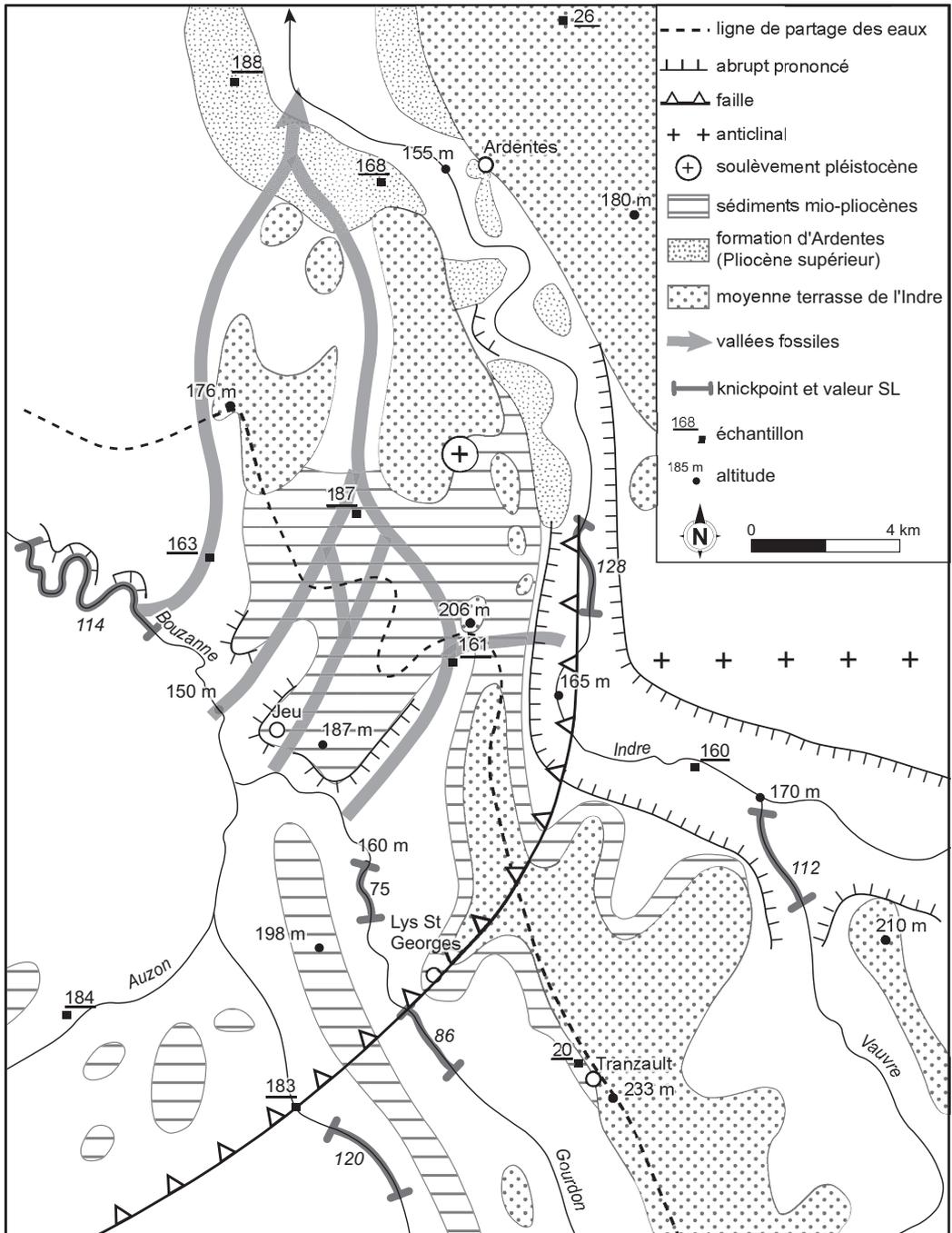


Figure 3 : Agrandissement du secteur de capture de la Bouzanne  
*Enlargement of the Bouzanne capture area*

de séparation au bromoforme (Parfenoff *et al.*, 1970), les minéraux lourds ont été déterminés au microscope optique (tableau 2). Les pourcentages de minéraux transparents ont été calculés à partir de l'analyse d'environ 200 grains.

n° éch	lieu-dit	carte 1/50 000	coordonnées	altitude (m)	profondeur (m)	lithostratigraphie
19	W La Châtre	La Châtre	572-177,1	255	1	sables argileux
20	Tranzault	Ardentes	562,5-181,2	225	1,50	sables micacés
26	Sanguille	Ardentes	561,3-197,5	167	1,50	alluvions (FA)
32	W Reuilly	Vatan	576,5-231,2	158	0,80	alluvions ocre-rouille
33	SW Reuilly	Vatan	576,7-230,4	154	0,60	sables argileux rouges
51	Verneau	La Châtre	577,7-168,8	236		alluvions actuelles de l'Indre
80	butte Gravelle	Argenton-sur-Creuse	545,6-173,7	235	2	sables argileux (Fp)
104	N La Feyte	Dun-le-Palestel	543,3-158,2	289	0,80	argile sableuse ocre
160	Mers-sur-Indre	Ardentes	564,7-185,4	170		alluvions actuelles de l'Indre
161	vallée fossile	Ardentes	561,3-186,9	176	0,60	alluvions
163	La Feuge	Velles	557,8-188,2	166	0,60	alluvions
166	E Arthon	Velles	552,7-189,6	136		alluvions actuelles de la Bouzanne
167	E Arthon	Velles	552,7-189,5	145	1	alluvions (Fx)
168	Ardentes	Ardentes	560,7-193,4	164	1	alluvions (Fx)
169	SE Châteauroux	Velles	555,4-198,8	149		alluvions actuelles de l'Indre
170	NE Rivarenes	Saint-Gaultier	527,5-182,6	95	2	alluvions (Fx)
173	Pezay-le-Joli	Saint-Gaultier	522,9-181	155	0,60	alluvions (Ft)
175	N Saint-Gaultier	Saint-Gaultier	528,7-182,8	126	2	alluvions (Fv)
176	Saint-Marcel	Argenton-sur-Creuse	536,1-179,1	130	1	alluvions Fw
177	Scoury	Saint-Gaultier	519,5-182,3	105	1	alluvions (Fw)
180	Le Ponderon	La Châtre	566,5-175,2	198		alluvions actuelles de la Vauvre
181	N Fougerolles	La Châtre	564,6-175,3	198		alluvions actuelles du Gourdon
183	S Le Lys-Saint-Georges	Ardentes	559,8-180,4	171		alluvions actuelles de la Bouzanne
184	SE Buxières d'Aillac	Velles	555,7-182	165		alluvions actuelles de l'Auzon
185	Forges	Velles	545,7-185,3	125		alluvions actuelles de la Bouzanne
186	N Forges	Velles	546-186,2	132	0,60	alluvions (Fx)
187	Paris	Ardentes	559,5-188,4	173	0,60	alluvions (Fx)
188	SW La Clavière	Velles	558-195,4	160	0,60	alluvions (Fw)
189	Bois des Fineaux	Châteauroux	558,3-206,1	160	0,60	alluvions (FA)
190	NE Montierchaume	Châteauroux	557,2-209	162	0,60	alluvions (FA)
194	L'Égaillé	Buzançais	523,4-205,5	143	0,60	alluvions (Ft)
196	SE Claise	Velles	532,4-199,8	131	1,30	alluvions (Fw) de la Claise

Tableau 2 : Localisation et lithostratigraphie des échantillons prélevés  
*Location and lithostratigraphy of samples*

Pour déterminer les causes tectoniques, les changements de cours ont été confrontés avec le canevas tectonique de la région établi par G. Lerouge (1984), G. Lerouge *et al.* (1986), C. Lorenz et J. Lorenz (1983 et 1985) et P. Freyret *et al.* (1985, 1986 et 1989). La datation des terrasses de la vallée de la Creuse (Despriée *et al.*, 2004) a permis de préciser le moment de la capture de la Bouzanne. Les impacts morphologiques de cette capture ont été analysés dans les trois secteurs perturbés, c'est-à-dire, *i*) dans les vallées à l'amont de la capture, *ii*) dans la vallée conquérante de la Bouzanne à l'aval de la capture, et *iii*) dans la vallée de l'Indre qui perdu les apports de la haute Bouzanne. Pour cela, les profils longitudinaux des cours d'eau 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 qui correspondent aux secteurs à pente anormalement forte, c'est-à-dire là où la pente augmente en créant une convexité locale dans la concavité générale du profil longitudinal. Le graphique adimensionnel  $H/H_0$  (ratio des altitudes) et  $L/L_0$  (ratio des longueurs) (fig. 4) 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,  $H_0$  est la dénivellation entre la source et l'exutoire,  $L$  est la distance à l'exutoire du point mesuré et  $L_0$  est la longueur du cours d'eau. Pour évaluer et comparer les concavités des profils, nous avons utilisé l'indice de concavité de W.B. Langbein (1964) :  $IC = 2A/H$  avec  $A$  = 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. 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 de 1. Les ruptures de pente ont été systématiquement repérées en notant la dénivelée, la pente, la distance des sources, la lithologie, la présence de failles, de confluences et de méandres. Les corrélations entre ces éléments ont été établies. Le calcul des indices  $SL$  (longueur-pente) de E. A. Keller et N. Pinter (1996) :  $SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$  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, permet de souligner les moindres ruptures de pente et 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.

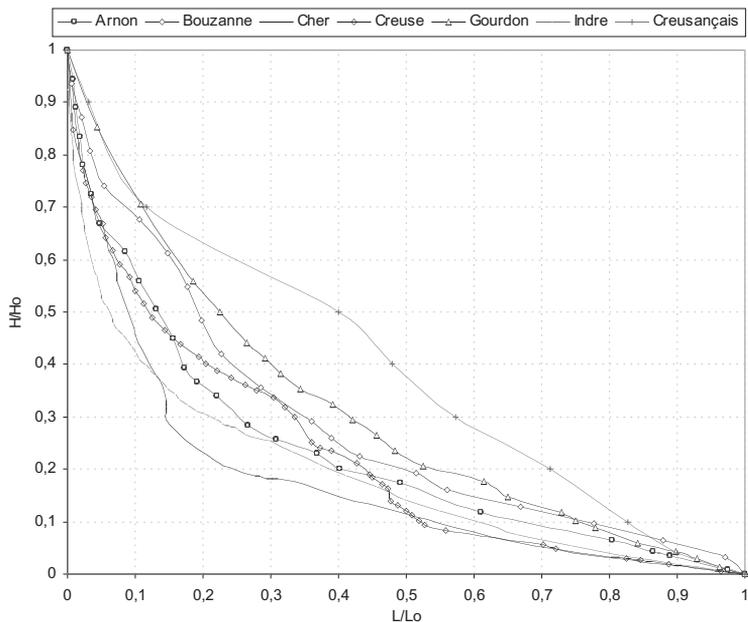


Figure 4 : Profils longitudinaux comparés  $H/H_0$  (ratio des altitudes) et  $L/L_0$  (ratio des longueurs)

*Dimensionless curves  $H/H_0$  and  $L/L_0$  (ratio of altitude and ratio of distance)*

## Résultats

Certains minéraux lourds marqueurs permettent de reconstituer les principaux paléotracés (tableau 3, figs. 2 et 5). Ainsi, l'andalousite jalonne une gouttière que l'on peut suivre de la vallée de la Creuse (échantillon 104, au sud d'Éguzon), à celle de l'Arnon (échantillons 32 et 33, à Reuilly), en passant par la butte de Gravelle (échantillon 80), le bassin de Lys-Saint-Georges et la région d'Ardentes (échantillon 26).

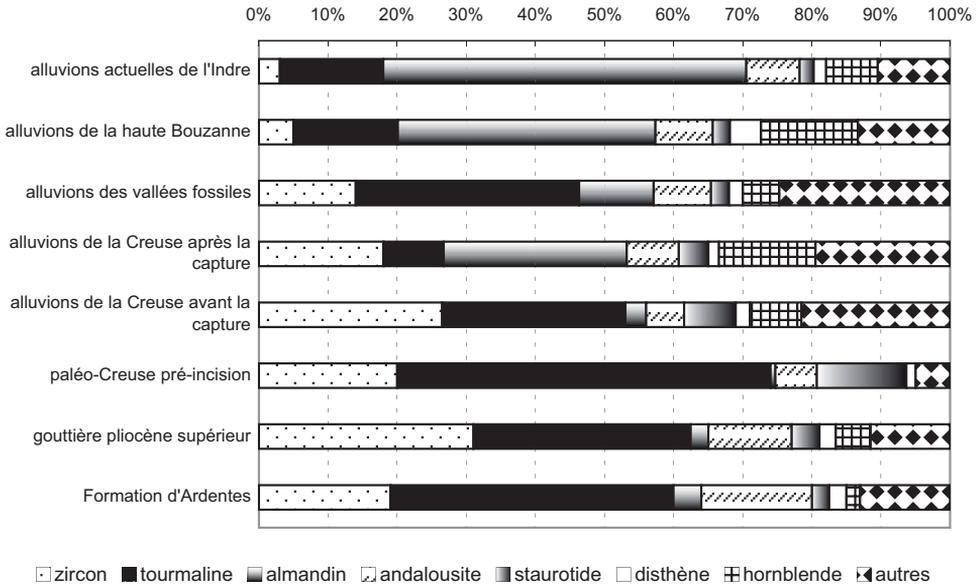


Figure 5 : Composition en minéraux lourds des différentes formations alluviales  
*Composition in heavy minerals of each alluvial formation*

Les apports de la haute Bouzanne et de la haute Indre se distinguent par une composition en minéraux lourds sensiblement différente. Les cours d'eau principaux du bassin amont de la Bouzanne (Auzon, Gourdon et Bouzanne) sont caractérisés par la relative abondance de la hornblende et du disthène et par une teneur en almandin inférieure à 40 % (échantillons 181, 183 et 184), alors que ceux du bassin amont de l'Indre (Taissonne, Vauvre et Indre) sont plus riches en almandin (toujours plus de 60 % dans les échantillons 51 et 160). Les alluvions Fw (Saalien) de la vallée de l'Indre, entre Ardentes et Châteauroux (échantillon 188), ont une composition assez semblable à celle de la haute Bouzanne : elles se sont donc accumulées avant la réalisation de la capture. Dans la vallée de la Creuse, l'étagement des terrasses permet de préciser la date de cette dernière. Avant la capture, les alluvions de la Creuse ne renferment que très peu d'almandin (par exemple, 4 % dans le niveau Fv (Elstérien ?) de Saint-Gaultier, échantillon 175), après cette dernière la teneur en almandin augmente brutalement (30 % dans la moyenne terrasse Fw de Scoury, échantillon 177). La capture s'est donc produite au début de l'accumulation de la nappe Fw qui a été datée entre 200 et 280 ka par la méthode de résonance paramagnétique électronique (Despriée *et al.*, 2004).

Les profils longitudinaux de l'Indre, de la Bouzanne, du Gourdon et de l'interfluve Bouzanne-Indre (fig. 6) indiquent que, près du coude de la capture, le réseau de la Bouzanne est situé 16 m en contrebas de celui de l'Indre et que le lit de la Bouzanne anté-capture est maintenant perché

formation	échantillon	zircon	tourmaline	rutile	brookite	anatase	corindon	monazite	almandin	grossulaire	barytine	andalousite	staurotite	sillimanite	disthène	épidote	hornblende	augite	topaze	sphène
formation d'Ardentes	19	51	27	9	7					3		3			5		1			
	20	3	64,5		3			1	1	1		21,5	2		2					
	26	11	48,5	3,5	2,5		1		1	2,5		26,5	1		1,5	1				
	189	7,5	36	4				2	6		7,5	17	4	4	2	7,5	2		2	
	190	22	29	2					8	2		12	6		2	8	4		4	
gouttière pliocène supérieur	32	29	28	3	10,4		1	2	2	1		10	9		2	1				
	33	67	6	4	2			5		2		6	6			1				
	80	33	43	1		1		1	1,5			7	2			2	8			
	104	37	28	1		1			3		7	6			6		15			
	189	7,5	36	4				2	6		7,5	17	4	4	2	7,5	2		2	
Creuse pré-incision	194	20	54	3,3					0,7		2	6	13		1,3					
alluvions de la Creuse avant capture	173	29	27	3				2	2		3	5	13		3,5	3	6			0,5
	175	24	26			1			4		11	6	2			9	9		7	2
alluvions de la Creuse après capture	170	20	13						23		17	6	2,5		1	1	13		3	1
	177	16	4,5			1			30		5	9	6		2	2	15	2	7	
alluvions des vallées fossiles	161	2	54				1,5		3		24	9	1	1,5	1				4	
	163	34	32	2				6		6	8	2	2					4	2	
	187	15	28	1	3	1		3	3	6	6	14	5		2	2	7,5			2
alluvions Bouzanne	181		13						40	0,7		5,5	2	1,5	7	6	22		2	
	183		16						31		4,5	10	4		6,5	6,5	18		4	
	184	19	24	0,5	0,5		0,7	0,7	21	1,5	8	1,5	1,5		1,5	3,5	8		5	1,5
	185	4,5	25				0,7	1	29		8	7	7	0,7	3,5	6	2		3	
	186	1,5	57						8		6	12	1,5		6	6	1,5			
	187	15	28	1	3	1		3	3	6	6	14	5		2	2	7,5			2
alluvions actuelles Indre	51	3	9		1		1		67	2	13	1	0,5			5	7			
	160	1	7,5						60		11	8			1	1	5		5	1
	166	14	26	1	1		2	2	30		6	3,5	6		2	2	4		2	
	169	7,5	39	1,5					26		1,5	6	3		1,5		12		1,5	
alluvions anciennes Indre	168		30	0,5	0,5		0,5		24	0,5	16,5	13	2		2	6	1		2	0,7
	188	10	13					2,5	38	1	16	8,5	1		5	1	1	1	1	
Claise	196	35	35	1,7				1,7		7	3,5	7	9,6			1	3,5			3,5

Tableau 3 : Composition en minéraux lourds des échantillons localisés sur les figures 2 et 3 et sur le tableau 2  
*Heavy minerals composition on samples located on figures 2 and 3 and on table 2*

25 m au-dessus du cours actuel. La ligne de partage des eaux entre l'Indre et la Bouzanne suit un tracé sinueux et atteint 178 m dans les trois vallées fossiles qui se raccordent à la moyenne terrasse de l'Indre (fig. 3). Aucun témoin alluvial n'a été trouvé en place dans ces vallées fossiles, toutefois, le grand nombre d'espèces minérales observé dans l'échantillon 187 suggère un passage fluvial. À une distance égale des sources, la Bouzanne est située à une altitude toujours plus basse

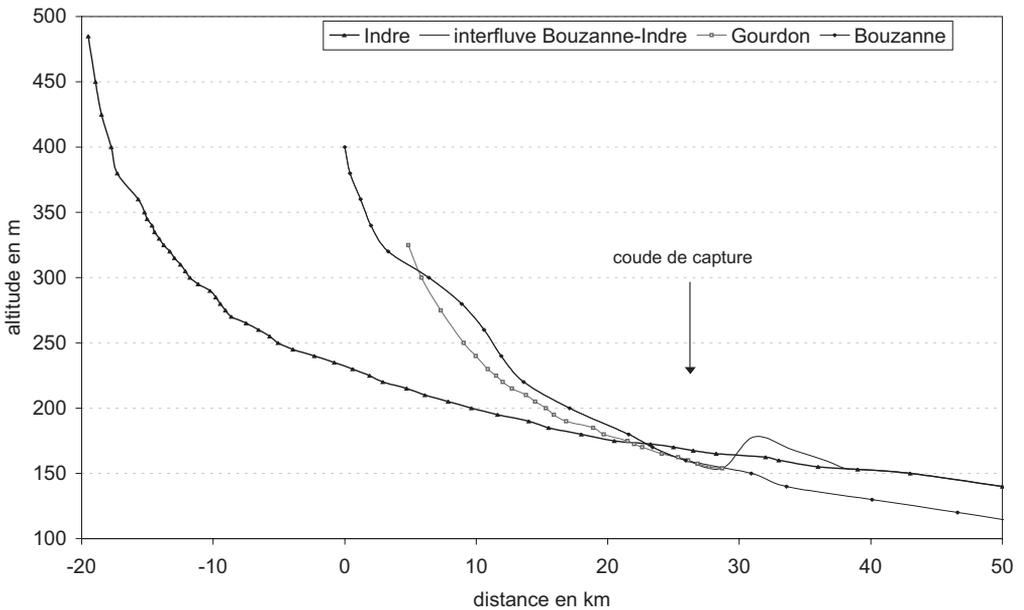


Figure 6 : Profils longitudinaux de l'Indre, de la Bouzanne, du Gourdon et de l'interfluve Bouzanne-Indre dans la zone de capture

*Longitudinal profiles of the Indre, Bouzanne and Gourdon rivers and of the Bouzanne-Indre inter-fluve in the capture zone*

que l'Indre et le différentiel augmente vers l'aval : 50 m à 29 km (confluence Bouzanne-Gourdon et La Châtre), 60 m à 60 km.

Les indices de concavité diminuent d'est en ouest, de l'Indre (0,72) au Creusaçais (0,35), en passant par le Gourdon (0,59) et la Bouzanne amont (0,48). Le graphique adimensionnel souligne bien ces différences de concavité et révèle les principales anomalies de pente (fig. 4). De l'amont à l'aval, la Bouzanne présente 4 principales ruptures de pente (figs. 2 et 7) : la première se développe dans le socle sur 1,3 km, entre 260 et 240 m, la pente atteint 15,4 ‰ (indice SL = 163) ; la seconde se situe 6,5 km en amont de la confluence avec le Gourdon, dans le Toarcien marneux, elle mesure 1,8 km avec une pente de 5,6 ‰ et un indice SL de 120 ; la troisième, longue de 2,5 km, correspond aux méandres localisés entre 150 et 140 m dans le calcaire bajocien (3,7 ‰ de pente et indice SL = 114) ; la dernière se trouve dans les calcaires récifaux bajociens juste avant la confluence de la Creuse à 90 m (sur 2 km, la pente atteint 5,8 ‰ et l'indice SL, 343). Sur le Gourdon, les ruptures de pente sont moins longues et moins prononcées : les indices SL se tiennent entre 72 et 90 (fig. 2). Deux ruptures de pente accidentent l'Indre de part et d'autre de la cuesta bajocienne (indices SL = 112 et 128).

## Interprétations

### LES PALÉOTRACÉS DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR

L'unité de Fougères constituant la principale source d'andalousite, il convient d'admettre que les formations de la région d'Ardentes ont été alimentées par les flux venant de l'axe de la Creuse. En effet, les dépôts situés près de La Châtre (échantillon 19), qui jalonnent un paléotracé du Pliocène supérieur, ne renferment que très peu d'andalousite. Le cône d'épandage d'Ardentes, qui renferme des cryoturbations fossilisées par la partie supérieure de la formation (Freytet *et al.*,

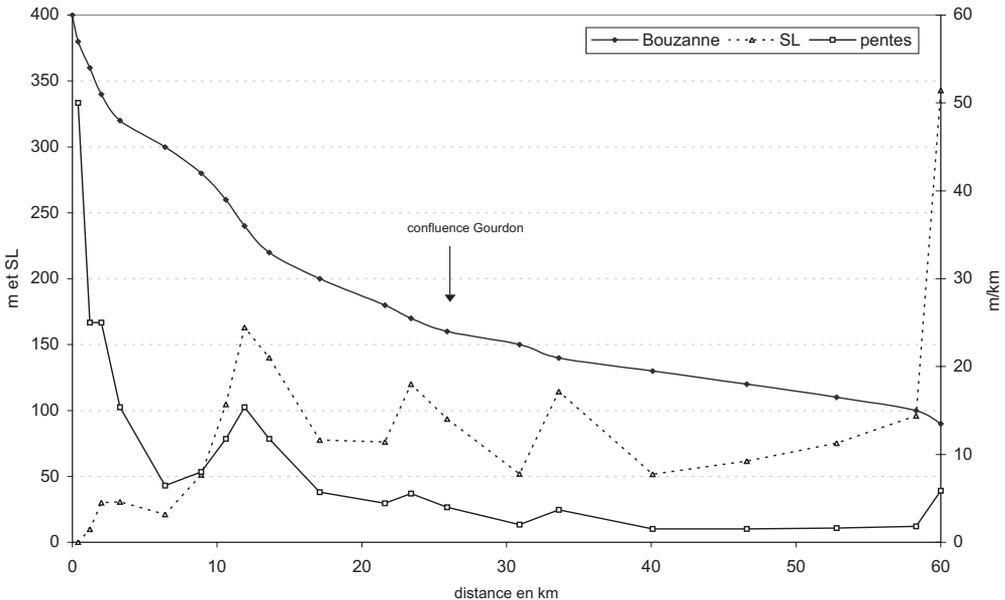


Figure 7 : Les ruptures de pente du profil de la Bouzanne. Pentes et indices SL (d'après Keller et Pinter, 1996)  
*The Bouzanne knickzones. Gradients and SL index (after Keller and Pinter, 1996)*

1986), a été placé dans le Pléistocène inférieur par J.-C. Yvard (1978), ce qui est en accord avec les datations R.P.E. (1,7 Ma) obtenues pour le lambeau du Pin (Despriée *et al.*, 2004). Cependant ces formations ressemblent beaucoup à celles trouvées plus à l'ouest dans les gouttières de l'Arnon et du Cher et datées du Pliocène supérieur (3,4 à 2 Ma) par la présence de minéraux montdorien (Larue et Étienne, 1998). En outre, le Pliocène supérieur a aussi enregistré des épisodes froids (Prégligien) pouvant expliquer la présence de figures périglaciaires dans les dépôts. Il est possible que la forte altération de ces formations ait pu rajeunir les datations R.P.E., comme J. Despriée *et al.* (2004) l'ont d'ailleurs montré pour la nappe de 90 à 110 m d'altitude relative. Cet écoulement peu chenalisé a été interrompu par une phase de soulèvement de l'« accident sud du Bassin de Paris » qui a contraint la Creuse à traverser la Brenne selon le paléo-tracé 2 qui atteint la région de Buzançais. Les minéraux lourds des alluvions résiduelles conservées sur ce tracé (échantillon 194) indiquent des apports de la Creuse (andalousite, staurotide, disthène). Cet écoulement a été de courte durée, car la poursuite du soulèvement est à l'origine de la bifurcation vers l'ouest des principaux cours d'eau traversant la cuesta et cela dès le début de l'incision pléistocène.

#### LES CAUSES ET LES IMPACTS GÉOMORPHOLOGIQUES DE LA CAPTURE PLÉISTOCÈNE DE LA BOUZANNE

Les vallées fossiles (*windgaps*) témoignant de la capture de la Bouzanne se raccordent à la moyenne terrasse de l'Indre, ce qui suggère un soulèvement de l'« accident sud du Bassin de Paris » d'une quinzaine de mètres depuis l'abandon de la vallée. Cette surrection a conduit à des défluviations rendues possibles par la faible encaissement des vallées et par la faible résistance du substrat. Ainsi, le Gourdon, qui rejoignait l'Indre, a été dévié vers le cours S-N de la Bouzanne (fig. 2 et 3). Ensuite, l'écoulement s'est déversé vers la Bouzanne inférieure qui s'était rapprochée de la zone de défluviations grâce à la progression de l'incision régressive induite par le bas niveau de base constitué par la Creuse. Malgré des puissances fluviales supposées semblables, l'Indre et la Bouzanne ont réagi différemment au soulèvement de l'« accident sud du Bassin de Paris ».

L'Indre, en réduisant la largeur de son lit dans le calcaire, a conservé une puissance spécifique suffisante pour que l'incision compense le soulèvement. En effet, la réduction de la largeur du lit permet aux cours d'eau de se maintenir dans une zone en surrection (Whittaker *et al.*, 2007). En revanche, le creusement de la Bouzanne a été ralenti par l'abondance de la charge fournie par les dépôts détritiques tertiaires du bassin de Lys-Saint-Georges qu'elle devait traverser : les formes de défluviation conservées près de la ligne de partage des eaux actuelle (fig. 3) témoignent de lits larges à chenaux tressés qui traduisent une diminution de la puissance spécifique de l'écoulement.

On peut supposer que l'érosion régressive induite par la Creuse s'est propagée vers l'amont sur la Bouzanne et le Gourdon. Bien que la précision des cartes topographiques au 1/25 000 ne soit que de 5 m, le relevé de la position des *knickpoints* indique, qu'en 200 ka, la progression vers l'amont a été de 6 km environ, soit une vitesse de 3 cm/an, dans des roches tendres : argiles sableuses éocènes et marnes et argiles toarciennes (Lorenz *et al.*, 1985 ; Lorenz *et al.*, 1990). En revanche, dans les roches résistantes du Bajocien, le recul des ruptures de pente apparaît très lent et non mesurable (troisième et quatrième ruptures sur la Bouzanne). Comme l'ont montré P. Bishop *et al.* (2005), la vitesse de recul des *knickpoints* est aussi contrôlée par la puissance fluviale qui augmente avec la taille des bassins versants amont. En Espagne du sud, A. F. García *et al.* (2004) indiquent des vitesses semblables de 2,6 à 3,4 cm/an entre 303 ka et 3,5 ka sur le Rio Andarax. L'incision initiée par le niveau de base formé par la Creuse explique aussi les différences de concavité d'est en ouest : plus proche de la Creuse, le Creusançais a une faible concavité car il doit plus creuser que les cours d'eau plus éloignés pour atteindre un profil régularisé.

La vallée conquérante a subi une morphogenèse active depuis la capture, parce que le bassin amont s'est brutalement agrandi et que la pente forte située au point de capture a stimulé l'incision régressive. Au NW de Jeu-les-Bois, la Bouzanne a développé deux beaux méandres encaissés, de 700 m de longueur d'onde et d'amplitude, dans les dépôts éocènes mais aussi dans le substrat bajocien résistant formé de calcaire à entroques et silex. Ce secteur correspond à une *knickzone* (SL = 114) et les alluvions Fx (Weichsélien) peu épaisses forment une terrasse étagée par rapport à la plaine alluviale. À l'aval, dans le bassin d'Arthon-Velles, l'accumulation d'alluvions sablo-caillouteuses donne une vaste terrasse Fx qui domine la plaine alluviale d'une dizaine de mètres, mais les nappes sont ici emboîtées. Près de la confluence avec la Creuse, la pente augmente à nouveau (SL = 342), trois méandres encaissés de 1000 m de longueur d'onde et de 900 m d'amplitude sont sculptés dans les calcaires récifaux sous-jacents aux dépôts sableux éocènes et les alluvions anciennes ne sont pas conservées.

Le bassin supérieur de l'Indre a été décapité par la capture, il a perdu presque la moitié de sa superficie (bassin supérieur de la Bouzanne actuelle), ce qui a eu des conséquences sur la dynamique fluviale du secteur aval. Avec un débit réduit de moitié, l'Indre a perdu une partie de sa puissance érosive, si bien que l'incision suivant le remblaiement de la nappe Fw n'a pu atteindre le substrat. Il en résulte que les alluvions weichséliennes de l'accumulation suivante sont emboîtées dans celles de la nappe Fw saaliennne (Debrand-Passard, 1972 ; Rasplus *et al.*, 1989a), alors qu'elles sont étagées dans les autres vallées, la Creuse par exemple (Cohen-Julien *et al.*, 1998). Les alluvions weichséliennes essentiellement sableuses sont aussi moins grossières que les précédentes qui sont plus caillouteuses. En analysant une situation semblable dans le Sud-Est espagnol, E. Maher *et al.* (2007) ont montré que la capture du Rio Alias s'était accompagnée d'une réduction de la taille des sédiments et d'une modification du style morphodynamique du cours d'eau décapité.

## Conclusion

En couplant les analyses géomorphologique et sédimentologique (en particulier l'étude des minéraux lourds), il est possible de reconstituer les principaux paléoflux au cours du temps. Au Pliocène supérieur et au Pléistocène, des captures fluviales se sont produites dans le sud du Bassin parisien à la suite du rejeu d'accidents tectoniques tels que le dôme de Brion et l'« accident sud du Bassin de Paris », mais aussi en fonction de l'évolution du creusement des systèmes fluviaux.

Plus faiblement encaissée que la Creuse, l'Indre a ainsi été décapitée par la capture des réseaux de la Petite Creuse, puis de la Bouzanne. Cette dernière capture, datée entre 200 et 280 ka à partir des terrasses de la Creuse, est donc plus récente que le pensaient P. Freytet *et al.* (1986). Elle montre que les impacts géomorphologiques sont importants aussi bien dans la vallée conquérante que dans le système décapité. Le recul des *knickpoints* développés suite à la capture s'est fait à des vitesses très variables en fonction de la résistance du substrat : 3 cm par an dans le Lias tendre et recul insignifiant dans les calcaires résistants du Bajocien. Ces ruptures de pente sont des anomalies très intéressantes à étudier car elles conservent bien les discontinuités du creusement provoquées par la tectonique et les fluctuations des niveaux de base relatifs. En outre, le maintien des cours d'eau dans une zone en soulèvement ne dépend pas seulement de la puissance fluviale, mais aussi de la lithologie qui contrôle la charge solide et la morphologie du lit.

## Bibliographie

- BISHOP (P.), 1995. – « Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion », *Progress in Physical Geography*, vol. 19, p. 449-473.
- BISHOP (P.), HOEY (T. B.), JANSEN (J. D.), ARTZA (I. L.), 2005. – « Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland », *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, p. 767-778.
- CHÂTEAUNEUF (J.-J.), 1977. – « Datation palynologique du Tertiaire continental des bordures nord et ouest du Massif central », *Bulletin du BRGM*, vol. 1, n° 4, p. 353-355.
- COHEN-JULIEN (M.), QUÉNARDEL (J.-M.), LEROUGE (G.), LORENZ (J.), MACAIRE (J.-J.), FREYTET (P.), MAGET (P.), DEBRAND-PASSARD (S.), 1998. – Feuille géologique (593) à 1/50 000 d'Argenton-sur-Creuse, Notice explicative, BRGM, Orléans, 167 p.
- DAVIS (W. M.), 1895. – « La Seine, la Meuse et la Moselle », *Annales de Géographie*, vol. 19, p. 25-49.
- DEBRAND-PASSARD (S.), 1972. – Feuille géologique (544) à 1/50 000 de Châteauroux. Notice explicative, BRGM, Orléans, 18 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.
- DEPRIÉE (J.), GAGEONNET (R.), VOINCHET (P.), BAHAIN (J.-J.), FALGUÈRES (C.), DUVIALARD (J.), VARACHE (F.), 2004. – « Pleistocene fluvial systems of the Creuse River (Middle Loire Basin, Centre Region, France) », *Quaternaire*, n° 1-2, p. 77-86.
- FREYTET (P.), 1988. – « Quelques réflexions sur le relief du Limousin », *Norois*, n° 138, p. 201-221.
- FREYTET (P.), LEROUGE (G.), LORENZ (C.), LORENZ (J.), 1986. – « Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région ; stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du sud du bassin de Paris », *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 23, n° 2, p. 3-15.
- FREYTET (P.), LORENZ (C.), LORENZ (J.), MACAIRE (J.-J.), 1989. – *Connaissances nouvelles sur les déformations récentes (néotectonique) du sud du Bassin parisien et de sa bordure : exemple du sud-ouest du Berry*, 114<sup>e</sup> Congrès national des Sociétés savantes, Géologie du bassin parisien, Éditions du Comité des travaux historiques et scientifiques, Paris, p. 181-201.
- FREYTET (P.), LEROUGE (G.), QUÉNARDEL (J.-M.), BOGDANOFF (S.), BOUVIER (P.), COHEN-JULIEN (M.), LEMAIRE (D.), ROLIN (P.), SCHMITT (P.), 1985. – « Esquisse néotectonique des pays limousins, marchois et bourbonnais (N du Massif central français) », *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série b II, p. 1163-1168.
- GARCÍA (A. F.), ZHU (Z.), KU (T. L.), CHADWICK (O. A.), CHACON MONTERO (J.), 2004. – « An incision wave in the geologic record. Alpujarran Corridor, southern Spain (Almería) », *Geomorphology*, vol. 60, p. 37-72.
- KELLER (E. A.), PINTER (N.), 1996. – *Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*, Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 338 p.

- LABLANCHE (G.), MARCHAND (D.), LEFAVRAIS-RAYMOND (A.), DEBRAND-PASSARD (S.), GROS (Y.), DEBÉGLIA (N.), MAGET (P.), LALLIER (D.), 1994. – Feuille géologique (572) au 1/50 000 de Saint-Amand-Montrond, Notice explicative, BRGM, Orléans, 81 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.), 2000. – « Les réorganisations hydrographiques du bassin du Cher dans le sud du Bassin parisien (France) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 2, p. 105-124.
- , 2005. – « Tectonique, érosion et hydrographie sur la bordure nord-ouest du Massif central (France) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 4, p. 275-296.
- , 2008. – « Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: the Creuse valley example », *Geomorphology*, vol. 93, p. 398-420.
- 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.
- LEROUÉ (G.), 1984. – *Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du sud du bassin de Paris (France)*, Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université d'Orléans, 2 vol, 394 p.
- LEROUGE (G.), FREYET (P.), LORENZ (C.), LORENZ (J.), 1986. – « Proposition d'une chronologie des événements tectoniques, sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le sud du Bassin de Paris et le nord-ouest du Massif central français », *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série II, t. 303, p. 1749-1752.
- LORENZ (C.), LORENZ (J.), 1983. – « Mise en évidence d'un « Accident sud du Bassin de Paris » affectant le Paléozoïque entre Ancenis et Montluçon, à partir de ses manifestations tectoniques et sédimentaires dans la couverture », *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série II, t. 297, p. 73-76.
- , 1985. – « Structuration du S du bassin de Paris en blocs basculés de direction sud-armoricaine », *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série II, t. 301, p. 239-241.
- LORENZ (J.), LORENZ (C.), DEBRAND-PASSARD (S.), 1985. – Feuille géologique (571) à 1/50 000 d'Ardentes. Notice explicative, BRGM, Orléans, 12 p.
- LORENZ (C.), DEBRAND-PASSARD (S.), LORENZ (J.), DESPREZ (N.), MANIVIT (J.), 1990. – Feuille géologique (570) à 1/50 000 de Velles. Notice explicative, BRGM, Orléans, 35 p.
- MATHER (A. E.), 2000a. – « Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain », *Geomorphology*, vol. 34, 271-289.
- , 2000b. – « Impact of headwater river capture on alluvial system development », *Journal of the Geological Society* (London), vol. 157, p. 957-966.
- MAHER (E.), HARVEY (A. M.), DEREK (F.), 2007. – « The impact of a major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain », *Geomorphology*, vol. 84, p. 344-356.
- PARFENOFF (A.), POMEROL (C.), TOURENQ (J.), 1970. – *Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination*, Masson, 578 p.
- RASPLUS (L.), ALCAYDÉ (G.), LABLANCHE (G.), MACAIRE (J.-J.), 1989a. – Feuille géologique (543) à 1/50 000 de Buzançais. Notice explicative, BRGM, Orléans, 39 p.
- RASPLUS (L.), LORENZ (J.), LORENZ (C.), MACAIRE (J.-J.), 1989b. – Feuille géologique (569) à 1/50 000 de Saint-Gaultier. Notice explicative, BRGM, Orléans, 39 p.
- WEISROCK (A.), 1997. – « Avant-propos. Paléoréseaux hydrographiques quaternaires : centenaire W.M. Davis. Cent ans après Davis: la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest », *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 51, n° 3, p. 261-266.
- WHITTAKER (A. C.), COWIE (P. A.), ATTAL (M.), TUCKER (G. E.), ROBERTS (G. P.), 2007. – « Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates », *Geology*, vol. 35, p. 103-106.
- YVARD (J.-C.), 1978. – *Géomorphologie du sud-ouest du Bassin de Paris*, Thèse d'État, Paris 4, 4 vol., 1 174 p.

*Remerciements*

*Nous remercions S. Desruelles (Université Paris 12), 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 20 novembre 2006 et définitivement accepté le 21 mai 2007.*