

Les changements de cours de la Sarthe entre Le Mans et Sablé-sur-Sarthe (France)

Alterations in the Course of the River Sarthe Between Le Mans and Sablé-sur-Sarthe (France)

Die Veränderungen im Lauf der Sarthe zwischen Le Mans und Sablé-sur-Sarthe (Frankreich)

Jean-Pierre Larue et Robert Étienne

Volume 51, numéro 3, 1997

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/033128ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/033128ar>

[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. & Étienne, R. (1997). Les changements de cours de la Sarthe entre Le Mans et Sablé-sur-Sarthe (France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51(3), 285–294. <https://doi.org/10.7202/033128ar>

Résumé de l'article

Aux confins du Massif armoricain et du Bassin parisien, le tracé actuel de la Sarthe résulte d'une longue évolution depuis le Pliocène, matérialisée par des témoins alluviaux, plus ou moins bien conservés, modelés en terrasses étagées pour la plupart. Le plus haut niveau, de 40 m d'altitude relative par rapport au lit mineur, engendre un plateau d'inversion de relief alluvial qui atteste d'une paléo-Sarthe affluente du Loir, alors que le cours actuel fait un coude à Malicorne pour se diriger, par méandres, vers Sablé. Les analyses sédimentologique et géomorphologique permettent de différencier les nappes et de reconstituer l'évolution paléogéomorphologique de la vallée. Postérieurement à l'épandage continental prétiligien, le réseau hydrographique commence à s'encaisser tout en s'adaptant à la structure. À l'Eburonien, la paléo-Sarthe accumule, dans la dépression subséquente de la cuesta turonienne, la nappe d'origine périglaciaire qui sera ensuite mise en relief. L'abandon du tracé rectiligne est attribuable au soulèvement de la région de La Chapelle d'Aligné qui a contraint la rivière à se déverser vers le nord-ouest lors du creusement ultérieur. Située légèrement en contrebas, la très haute terrasse qui présente la plus forte pente longitudinale entre Auvours et Sablé, se dédouble uniquement dans la région de Malicorne, en raison de la poursuite du soulèvement de ce secteur durant le remblaiement. Les variations climatiques du Pleistocène moyen et supérieur permettent d'interpréter les phénomènes de migration latérale du cours ainsi que les recoupements de méandres. Les haute, moyenne et basse terrasses adoptent en effet des pentes longitudinales plus faibles, sans déformations notables.

LES CHANGEMENTS DE COURS DE LA SARTHE ENTRE LE MANS ET SABLÉ-SUR-SARTHE (FRANCE)

Jean-Pierre LARUE et Robert ÉTIENNE, respectivement, Université de Paris XII-Val de Marne, Avenue du Général de Gaulle, 94010 Créteil Cedex, France et Laboratoire rhodanien de Géomorphologie, Université Lumière-Lyon II, 69676 Bron Cedex, France.

RÉSUMÉ Aux confins du Massif armoricain et du Bassin parisien, le tracé actuel de la Sarthe résulte d'une longue évolution depuis le Pliocène, matérialisée par des témoins alluviaux, plus ou moins bien conservés, modelés en terrasses étagées pour la plupart. Le plus haut niveau, de 40 m d'altitude relative par rapport au lit mineur, engendre un plateau d'inversion de relief alluvial qui atteste d'une paléo-Sarthe affluente du Loir, alors que le cours actuel fait un coude à Malicorne pour se diriger, par méandres, vers Sablé. Les analyses sédimentologique et géomorphologique permettent de différencier les nappes et de reconstituer l'évolution paléogéomorphologique de la vallée. Postérieurement à l'épandage continental prétilgien, le réseau hydrographique commence à s'encaisser tout en s'adaptant à la structure. À l'Eburonien, la paléo-Sarthe accumule, dans la dépression subséquente de la cuesta turonienne, la nappe d'origine périglaciaire qui sera ensuite mise en relief. L'abandon du tracé rectiligne est attribuable au soulèvement de la région de La Chapelle d'Aligné qui a contraint la rivière à se déverser vers le nord-ouest lors du creusement ultérieur. Située légèrement en contrebas, la très haute terrasse qui présente la plus forte pente longitudinale entre Auvours et Sablé, se dédouble uniquement dans la région de Malicorne, en raison de la poursuite du soulèvement de ce secteur durant le remblaiement. Les variations climatiques du Pléistocène moyen et supérieur permettent d'interpréter les phénomènes de migration latérale du cours ainsi que les recoupements de méandres. Les haute, moyenne et basse terrasses adoptent en effet des pentes longitudinales plus faibles, sans déformations notables.

ABSTRACT Alterations in the course of the river Sarthe between Le Mans and Sablé-sur-Sarthe (France). Located on the borders of the Armorican chain and the Paris Basin, the present day course of the Sarthe is the result of a long evolution, starting at the Pliocene, materialized by more or less well preserved alluvial deposits. The highest, at 40 m above the lowest part of the bed, has generated a plateau with an inverted alluvial relief proving the existence of a palaeo-Sarthe, a tributary of the Loir river, whereas the present-day course bends sharply at Malicorne and meanders to Sablé. Sedimentological analysis associated with the study of form lines on the ground and of aerial photographs is used in order to differentiate the sheets and to reconstruct the palaeogeomorphological evolution of the valley. Subsequently to the settling of the Pretiglian continental sheet in the Laval-Sablé trough, the river system starts caving in. During the Eburonian, in the depression subsequent to the turonian cuesta, the palaeo-Sarthe accumulates periglacial deposits which will form the highest terrace. This straightforward course will be altered with the uplift of the earth's surface in the Chapelle d'Aligné district that forced the river to flow in a NW direction. Located slightly below, the topmost terrace which is longitudinally the steepest between Auvours and Sablé, splits in two parts only in the Malicorne district, where the upthrust has carried on during the filling up period. The climatic variations of the intermediate and upper Pleistocene explains the lateral migration of the course and intersections of meanders. The upper, intermediate and lower terraces have mild longitudinal slopes without deformations.

ZUSAMMENFASSUNG Die Veränderungen im Lauf der Sarthe zwischen Le Mans und Sablé-sur-Sarthe (Frankreich). An der Grenze zwischen Massif Armoricain und dem Pariser Becken gelegen geht der gegenwärtige Lauf der Sarthe aus einer langen Entwicklung seit dem Pliozän hervor, welche sich in mehr oder weniger gut erhaltenen Alluvialzeugnissen materialisiert hat, die meist treppenförmige Terrassen bilden. Das höchste Niveau, mit einer relativen Höhe von 40 m in Bezug auf den niedrigsten Teil des Bettes, erzeugt ein Umkehrplateau mit Alluvialrelief, das bestätigt, dass die Paleo-Sarthe ein Zufluss des Loir war, wohingegen der gegenwärtige Lauf bei Malicorne einen Knick macht, um sich auf Sablé zuzuschlingeln. Analysen der Sedimente und der Geomorphologie ermöglichen die Flächen zu unterscheiden und die paleo-geomorphologische Entwicklung des Tals zu rekonstruieren. Nach der kontinentalen Aufschwemmung in der Prätegelien-Zeit beginnt das Fluss-Netz sich einzuschneiden, wobei es sich gleichzeitig der Struktur anpasst. Während dem Eburon akkumuliert die Paleo-Sarthe in der auf die turonische Geländestufe folgenden Niederung die periglaziale Schicht, die dann die höchste Terrasse bilden wird. Die Aufgabe des gradlinigen Verlaufs ist auf die Anhebung der Region von La Chapelle d'Aligné zurückzuführen, welche den Fluss zwang, bei der späteren Vertiefung in Richtung Nord-Westen zu fließen. Die leicht unterhalb gelegene sehr hohe Terrasse, die zwischen Auvours und Sablé den steilsten Längshang hat, verdoppelt sich nur in der Gegend von Malicorne, weil dieser Abschnitt sich während der Auffüllung weiter angehoben hat. Man kann die laterale Wanderung des Laufs sowie die Überschneidungen der Mäander mit den klimatischen Wechseln im mittleren und späten Pleistozän erklären. Die obere, mittlere und untere Terrasse haben tatsächlich weniger steile Längshänge ohne bemerkenswerte Verformungen.

INTRODUCTION

Même si elles sont moins connues que dans l'est de la France (W.M. Davis, 1895), les réorganisations hydrographiques concernent aussi les régions de l'ouest. La Sarthe, par exemple, révèle deux types de changements de cours : des déplacements latéraux du nord au sud s'observent entre Le Mans et La Suze-sur-Sarthe, et une capture s'est produite dans le secteur de Malicorne (fig. 1).

Située aux confins du Massif armoricain et du Bassin parisien, la Sarthe, cours d'eau de 318 km de longueur, draine un bassin-versant de 7850 km² formé pour une moitié de terrains sédimentaires et pour l'autre de roches du socle. Née dans le Perche à 257 m d'altitude, elle conflue avec la Maine à 14 m d'altitude, après avoir décrit un vaste tracé en S, traversant successivement les assises jurassiques et crétacées du compartiment affaissé Le Mêle-Alençon, le socle du Massif armoricain jusqu'à Fresnay-sur-Sarthe, la couverture sédimentaire mésozoïque jusqu'à Sablé-sur-Sarthe, puis à nouveau le socle. Rivière à chenal unique et à méandres plus ou moins prononcés, la Sarthe suit un tracé actuel qui résulte d'une longue évolution depuis le Pliocène, matérialisée par des témoins alluviaux plus ou moins bien conservés, modelés en terrasses étagées.

À l'aval du Mans, la Sarthe traverse un ensemble de plateaux développés à des altitudes variées, entre 95 m et 30 m.

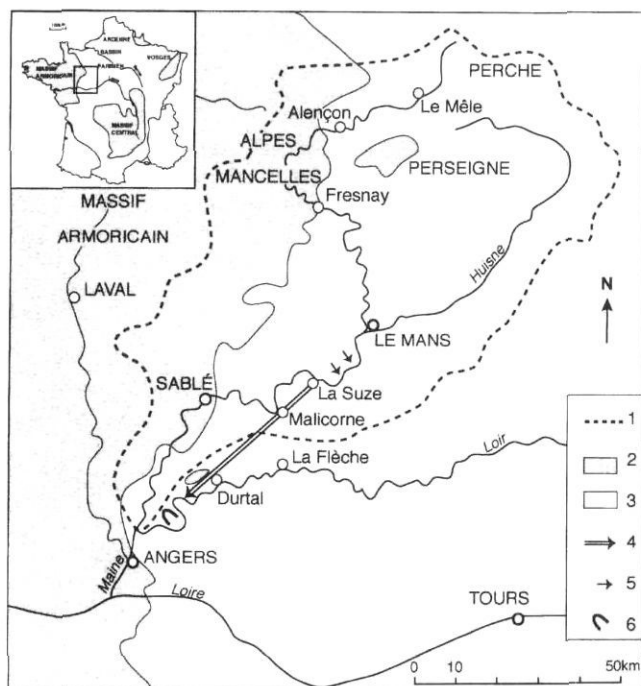


FIGURE 1. Carte de localisation. 1) Limite du bassin-versant de la Sarthe ; 2) socle du Massif armoricain ; 3) Bassin parisien ; 4) tracé de la paléo-Sarthe ; 5) déplacements latéraux de la Sarthe ; 6) méandre abandonné par le Loir.

Location map. 1) Sarthe watershed; 2) Massif Armoricaen basement; 3) Bassin Parisien; 4) palaeo-Sarthe; 5) lateral migration of the course 6) intersection of meander.

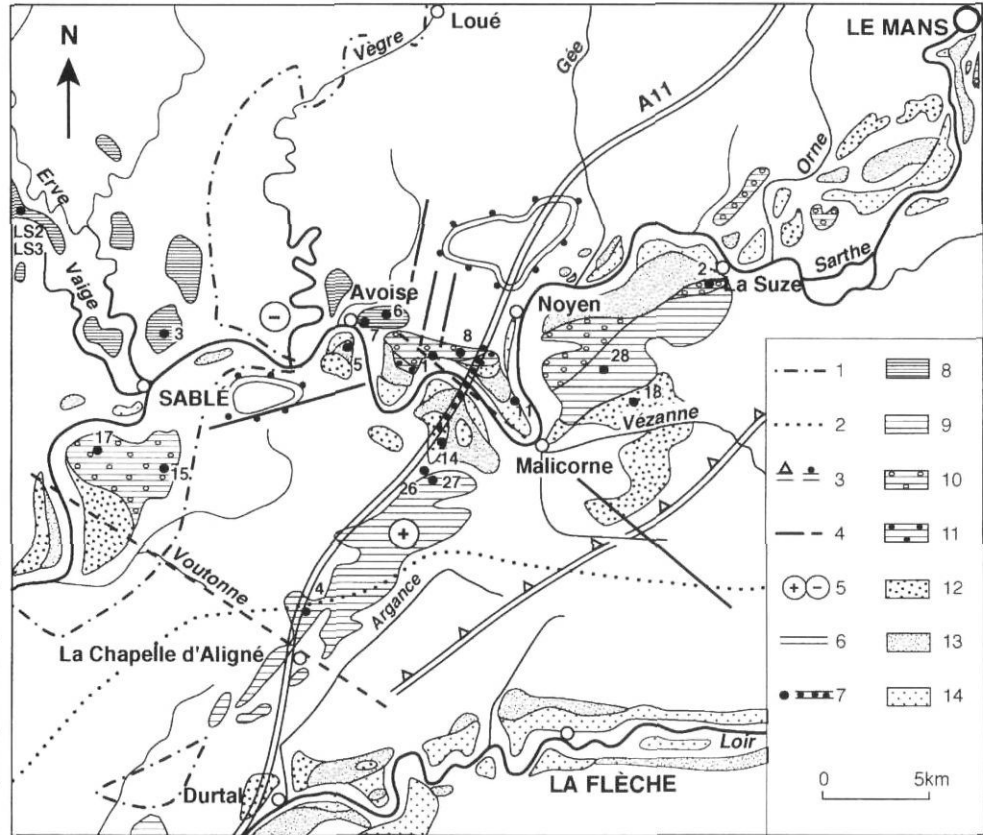
Parmi les témoins alluviaux conservés qui forment trois à quatre niveaux étagés (fig. 2 et 3), le plus élevé, 40 m d'altitude relative par rapport au lit mineur, dessine une bande rectiligne entre La Suze et le nord-ouest de Durtal. Par rapport au relief environnant, ce haut niveau matérialisant la paléovallée de la Sarthe, domine de vastes étendues de bas plateaux modelés dans les Sables du Maine cénomaniens et aussi dans les calcaires et argiles jurassiques ; il ne se trouve qu'en contrebas de la cuesta de craie turonienne dont le revers couronné de sables éocènes dépasse 70 m d'altitude relative, et de trois îlots de calcaire jurassique localisés respectivement à l'est de Sablé et de part et d'autre de l'auto-route A 11, au nord de Noyen. Résultant d'un phénomène d'inversion de relief, ce plateau caillouteux est nettement circonscrit, excepté toutefois dans le secteur de la ligne de partage des eaux entre Sarthe et Loir, au sud-ouest d'Arthezé, où l'on passe de plein pied des alluvions aux marnes et sables du CénoManien supérieur : le dégagement très imparfait de la dépression subséquente n'a pas atteint les Sables du Maine sous-jacents. Un autre plateau d'inversion de relief se dégage avec moins de netteté au nord de la Sarthe, entre Avoise et le sud de Noyen, mais les altitudes apparaissent légèrement inférieures : 64 m au maximum contre 70 m pour le précédent au nord-est de Malicorne. Les alluvions graveleuses qui le constituent sont-elles contemporaines ou postérieures à celles du plus haut niveau ?

Bloquée au sud-est par la cuesta turonienne et au nord-ouest par les buttes calcaires sises au nord de Noyen et à l'est de Sablé, la Sarthe pouvait passer soit au sud de ces dernières, par Vion et Courtiliers, soit, comme elle l'a fait, entre ces dernières, par Avoise.

Signalée par de nombreux auteurs, l'abandon de la paléovallée reste mal expliqué et mal daté. Sur la feuille de La Flèche, Oehlert (1898) place les matériaux du haut niveau dans les alluvions anciennes (a 1). Fidèle à l'eustatisme, Chaput (1917) en fait une moyenne terrasse (35-40 m) de la Sarthe, contemporaine du dépôt par un affluent des alluvions conservées au sud de Sablé, à 37 m au-dessus de la Sarthe actuelle. Il rattache à cette terrasse qu'il date de l'Acheuléen les lambeaux détritiques situés au nord de Sablé et qui sont probablement pliocènes. Louail *et al.* (1988) incluent dans les hautes terrasses (Fs et Fv) des niveaux localisés à des altitudes différentes comme les alluvions de l'ancien cours de la Sarthe, le plateau de Pêcheseul et le lambeau du Houx au sud de la Sarthe (nos 13 et 14, fig. 2), mais pas la terrasse du Bois de Pincé au sud de Sablé qu'ils relient aux moyennes terrasses.

Les interprétations du changement de cours restent hypothétiques. La plupart des auteurs insistent sur les conditions structurales et sur les déformations tectoniques. Un soulèvement du Bassin parisien au Pléistocène (Wyns, 1977) explique l'encaissement des cours d'eau. Dollfus (1900), puis Musset (1917) dégagent les relations existant entre la structure géologique et l'hydrographie. Goguel (1954) montre que « les rivières ont évité les zones qui tendaient à se soulever ». Sautier (1956) explique le relief de la région de La Flèche par les déformations tectoniques. Klein (1973 et 1990) essaie de prouver que les réactivations tectoniques tertiaires

FIGURE 2. Carte des nappes alluviales dans leur cadre morphostructural. 1) limite du socle du Massif armoricain à l'ouest et de la couverture sédimentaire du Bassin parisien à l'est ; 2) ligne de partage des eaux entre les bassins de la Sarthe et du Loir ; 3) cuesta turonienne, reliefs dominants ; 4) faille prouvée, probable ; 5) soulèvement, subsidence ; 6) tracé de l'autoroute A 11 ; 7) localisation des échantillons prélevés et de la coupe (fig. 3) ; 8) épandages pliocènes ; 9) nappe de la très haute terrasse ; 10) nappe de la haute terrasse ; 11) très haute terrasse dédoublée ; 12) nappe de la haute terrasse ; 13) nappe de la moyenne terrasse ; 14) nappe de la basse terrasse.



Morphological map of the alluvial sheets. 1) Basement (Massif Armoricain)-sediment cover (Bassin Parisien) limit; 2) water divide between the Sarthe and Loir basins; 3) turonian cuesta, high reliefs; 4) fault, proved, probable; 5) uplift, subsidence; 6) highway A 11; 7) location of samples and cross sections (Fig. 3); 8) Pliocene detritic deposits; 9) the tallest sheet; 10) very high terrace; 11) very high terrace splitted in two parts; 12) high terrace; 13) middle terrace; 14) low terrace.

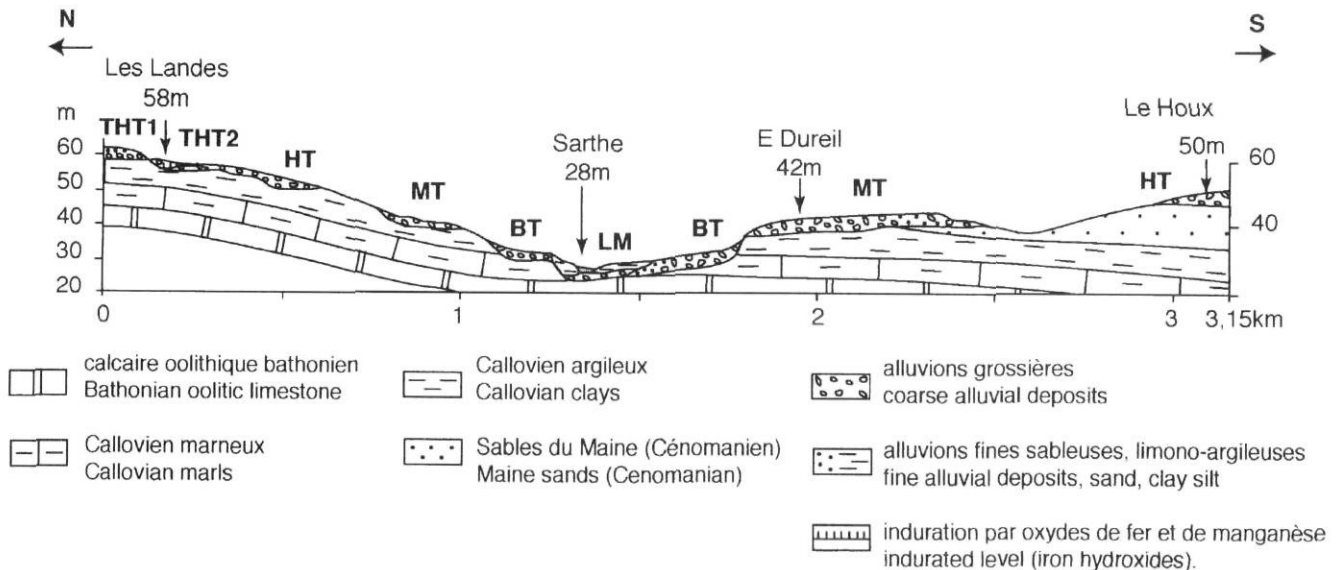


FIGURE 3. Coupe NNE-SSW transversale à la vallée de la Sarthe, au sud-ouest de Noyen. LM : lit majeur ; BT : basse terrasse ; MT : moyenne terrasse ; HT : haute terrasse ; THT : très haute terrasse.

Cross section of the Sarthe's valley, SW of Noyen. LM: alluvial plain; BT: low terrace; MT: middle terrace; HT: high terrace; THT: very high terrace.

sont à l'origine de la réorganisation des réseaux hydrographiques mais influent également sur la morphodynamique fluviale. L'Huisne et la Sarthe empruntent deux gouttières synclinales de direction varisque, recoupées obliquement par la faille de l'Huisne NNE-SSW et presque perpendiculairement par les directions angevines NW-SE. Toutefois, ne développant pas les phénomènes quaternaires, il ne s'intéresse pas à cette capture. Wyns (1991) suppose que cette dernière implique un abaissement de la partie cristalline par rapport à la bordure sédimentaire du Bassin parisien. Au contraire, Denizot (1970) et Juignet (1970) tendent à minorer le rôle de ces trames tectoniques.

L'origine climatique de ce changement de cours n'est guère envisagée, malgré par ailleurs les travaux de Tricart (1949) dans l'est du Bassin parisien. Feray (1961) démontre que le matériel des hautes terrasses a été transporté par des cours d'eau à forte compétence ayant des régimes torrentiels et pense que « le cours raccourci de la Sarthe par La Chapelle d'Aligné pourrait ne représenter qu'une partie des eaux de la Sarthe et que la plus grande part suivait un tracé semblable à l'actuel ».

Si la réalité des changements de cours ne fait aucun doute, les causes sont loin d'être évidentes. Pour une rivière inadaptée à la structure, on ne peut pas invoquer le classement génétique des cours d'eau de Davis (1890). Il convient de déterminer les parts respectives de la tectonique et des changements climatiques dans l'explication des réorganisations hydrographiques, mais aussi de se demander si ces dernières

ne contribuent pas à la mise en évidence de variations climatiques et surtout de l'évolution dans le temps des déformations tectoniques. En outre, la datation de l'abandon de la paléovallée renseigne sur la vitesse du déblaiement à l'origine de l'inversion de relief et sur les rythmes d'évolution de la vallée au cours du Quaternaire.

MÉTHODOLOGIE

Pour identifier les différentes formations et déterminer les modalités de leur mise en place, nous avons recherché les coupes existantes et complété les observations par les données fournies par les sondages réalisés pour la construction de l'autoroute A 11 et pour l'extension de l'entreprise Recticel à Noyen. Ces levés de terrain permettent de préciser l'épaisseur et la disposition des nappes sur les versants. Les échantillons prélevés sont localisés au tableau I et à la figure 2.

Les formations alluviales présentent des faciès peu différents quel que soit leur âge : le matériau sablo-caillouteux est hétérométrique et disposé en stratification oblique. Ainsi Penon (1961) conclut-elle son analyse sédimentologique des sables pléistocènes en reconnaissant : « Entre les hautes et les basses terrasses, on note dans l'ensemble une grande ressemblance. » Toutefois plusieurs indicateurs peuvent faciliter leur différenciation. Le degré d'altération, qui progresse en général avec l'ancienneté du dépôt, est évalué par l'analyse microgranulométrique, par l'analyse chimique au microscope à balayage électronique et par la détermination des

TABLEAU I

Localisation et lithologie des échantillons étudiés

n° éch	lieu-dit	carte 1/50000	coordonnées	altitude	profondeur	lithologie
S 1	Pécheseul	La Flèche	413,6-319,3	60 m	1,5 m	sables argileux
S 2	S La Suze	Ecommoy	426,5-324,4	72 m	0,7 m	sables rouille
S 3	NE Sablé	La Flèche	401-320,8	59 m	1,4 m	sables grossiers
S 4	La Chapelle d'Aligné	La Flèche	408-309	58 m	1,2 m	sables argileux
S 5	N Parcé	La Flèche	409,7-320-5	45 m	1,2 m	sables ocres indurés
S 6	NE Avoise	La Flèche	410,9-321,1	53 m	1 m	argile sableuse
S 7	N Avoise	La Flèche	410,1-321	52 m	0,8 m	grave
S 8	Pécheseul	La Flèche	414,5-320	61 m	0,8 m	sable argileux
S 9	S Fercé	Loué	422-323,5	40 m	1,5 m	sable ocre
S 10	S Noyen	La Flèche	417,6-320,8	35 m	1 m	sable fin
S 11	N Malicorne	La Flèche	417,8-318	36 m	1 m	sable ocre
S 12	S Dureil	La Flèche	415,2-317	52 m	0,8 m	sable ocre
S 13	Le Houx	La Flèche	414,4-316,8	52 m	0,9 m	sable argileux
S 14	Le Petit Étang	La Flèche	414,8-316,4	49 m	1,2 m	sable ocre-rouille
S 15	Le Parc	La Flèche	401,6-316,6	53 m	1 m	sable argileux
S 17	golf Sablé	La Flèche	399-316,5	52 m	0,8 m	sables grossiers
S 18	N Mézeray	La Flèche	423,4-316,9	45 m	1 m	sables grossiers
S 22	La Beltière	La Flèche	411-316,6	51 m	0,6 m	grave
S 24	N Bel Air	La Flèche	414,1-314,3	55 m	1 m	sables ocres indurés
S 26	N Bel Air	La Flèche	414-314,4	50 m	0,6 m	sables ocres
S 25	N Bel Air	La Flèche	414,2-314,2	60 m	0,6 m	argiles bariolées
S 27	N Bel Air	La Flèche	414,3-314,1	63 m	0,6 m	sables et galets
S 28	N Malicorne	La Flèche	420-317,5	69 m	1 m	sables argileux
S 30	Les Landes	La Flèche	416-319,6	58 m	1 m	sable ocre
LS 2	E Beaumont	Meslay-du-Maine	395-326,6	62 m	3,5 m	sable ocre
LS 3	E Beaumont	Meslay-du-Maine	395-326,6	62 m	1 m	cailloutis

minéraux argileux par diffractométrie des rayons X. La composition en minéraux lourds renseigne sur l'origine des flux et permet de séparer certaines nappes. L'analyse géomorphologique, appuyée sur les levés de terrain, les sondages et l'utilisation de photographies aériennes, apporte d'autres éléments de distinction. Ainsi, la confrontation de diverses méthodes aboutit à la différenciation de plusieurs nappes que l'on peut suivre de l'amont à l'aval.

De plus, la reconstitution des profils longitudinaux de la base et du sommet conservé des nappes ainsi identifiées favorise la mise en évidence et la datation des déformations tectoniques qui sont confrontées au canevas tectonique de la région.

LES RÉSULTATS OBTENUS PAR L'ANALYSE DES DÉPÔTS ALLUVIAUX

1. Les granulométries (tabl. II) réalisées sur des échantillons prélevés dans des lentilles sableuses situées en général sous l'horizon B de la couverture pédologique, indiquent que le pourcentage d'éléments fins augmente avec l'ancienneté de la nappe, en raison du développement de l'altération. Ainsi, les dépôts pliocènes, comme (S 3), renferment-ils 8,2 % d'argiles alors que les alluvions pléistocènes n'atteignent que 4 % pour le plus haut niveau et moins de 3 % pour la haute terrasse. Cependant les résultats ne sont comparables que si les prélèvements sont effectués à une profondeur suffisante : par exemple S 2, pris à trop faible profondeur dans l'horizon éluvial E ne contient que 2,3 % d'argiles alors que S 15, recueilli dans l'horizon B d'accumulation, dépasse 5 %.

2. Les poudres de la fraction < 50 µm ont été analysées au microscope à balayage électronique (MEB) et ont subi la diffractométrie des rayons X (fig. 4). Bien que les variations soient limitées d'un échantillon à l'autre, la composition minéralogique et la détermination des argiles permettent de distinguer plusieurs ensembles :

– Les Sables du Maine (S 24 et S 26), qui constituent le substratum de plusieurs nappes, sont caractérisés par un

équilibre entre l'aluminium (Al) et le fer (Fe) et par l'abondance des smectites et de la lépidocrocite. Le calcium (Ca) et le magnésium (Mg) subsistent en faible quantité.

– Les dépôts pliocènes (S 3 et LS 2) présentent des minéraux mieux cristallisés et plus variés que ceux des alluvions quaternaires : la kaolinite devance les smectites, l'illite, la lépidocrocite et la goëthite. Al est deux fois plus abondant que Fe.

– Dépourvu de Ca et de Mg, le plus haut niveau (S 4) apparaît comme le plus riche en Al. Parmi les argiles, les smectites, probablement reprises au substrat cénomaniens, l'emportent sur la kaolinite qui reste bien cristallisée.

– Les très hautes terrasses (S 1, S 15, S 17) sont marquées par l'abondance de Fe, présent sous forme de goëthite et par la prédominance des smectites. Cependant, S 2, qui topographiquement se sépare mal du plus haut niveau, a une composition minéralogique différente de celle des deux nappes précédentes : l'appauvrissement en Fe et en minéraux argileux peut s'expliquer par le lessivage qu'il a subi de par la position du prélèvement.

– Les terrasses inférieures ont des caractéristiques assez semblables ; néanmoins on peut observer une réduction des smectites et de la kaolinite au profit de l'illite et de la silice en se rapprochant du temps présent. La présence de bases (Ca et Mg) témoigne d'un lessivage moins important que pour les nappes plus élevées. Toutefois, comme pour l'analyse granulométrique, la position de l'échantillon dans la coupe joue un rôle qu'il ne faut pas négliger.

3. La détermination des minéraux lourds apporte des informations complémentaires (tabl. III).

Comme l'ont montré Larue et Grenèche (1994), les apports latéraux l'emportent pour les dépôts pliocènes qui enregistrent la prédominance, soit du zircon (S 3), soit de la tourmaline (LS 3).

Les échantillons du plus haut niveau (S 4, S 27, S 28) renferment un cortège très homogène, associant staurotide et

TABLEAU II

Caractéristiques granulométriques des échantillons localisés à la figure 2 et au tableau I

Éch.	Md	d10	% A	% LF	% LG	% < 50µ	mode (µ)	As	So
S 1	76	4,5	3,7	22,2	21,5	47,6	460	1,25	4,47
S 2	375	16	2,3	9,1	5,4	16,8	480	0,49	1,75
S 3	16,5	2,3	8,2	50,5	38,7	97,4	20	0,64	2,2
LS 3	112	2,7	5,5	34,8	8,3	48,7	430	0,21	7,46
S 4	60	3,8	4	24,3	19,3	47,6	380	1,51	4,61
S 7	158	6	3,6	16,9	14,1	34,6	400	0,43	3,46
S 13	135	7	3,3	18,8	17	39,1	470	0,52	4,06
S 14	234	8	2,7	16,7	17,7	37	430	0,22	3,76
S 15	179	3	5,2	28,7	9,6	43,7	430	0,15	5,85

Md : médiane en µm ; d 10 : taille des particules pour une masse cumulée de 10 % du sédiment ; A : argiles (< 2 µm) ; LF : limons fins (2 à 20 µm) ; LG : limons grossiers (20 à 50 µm) ; As : asymétrie de Trask ($Q1^*Q3/Md^2$) ; So : classement de Trask ($\sqrt{Q3/Q1}$). S 3, S 7 : épandages pliocènes ; S 4 : alluvions du plus haut niveau ; S 1, S 2, S 15 : alluvions de la très haute terrasse ; S 13, S 14 : alluvions de la haute terrasse.

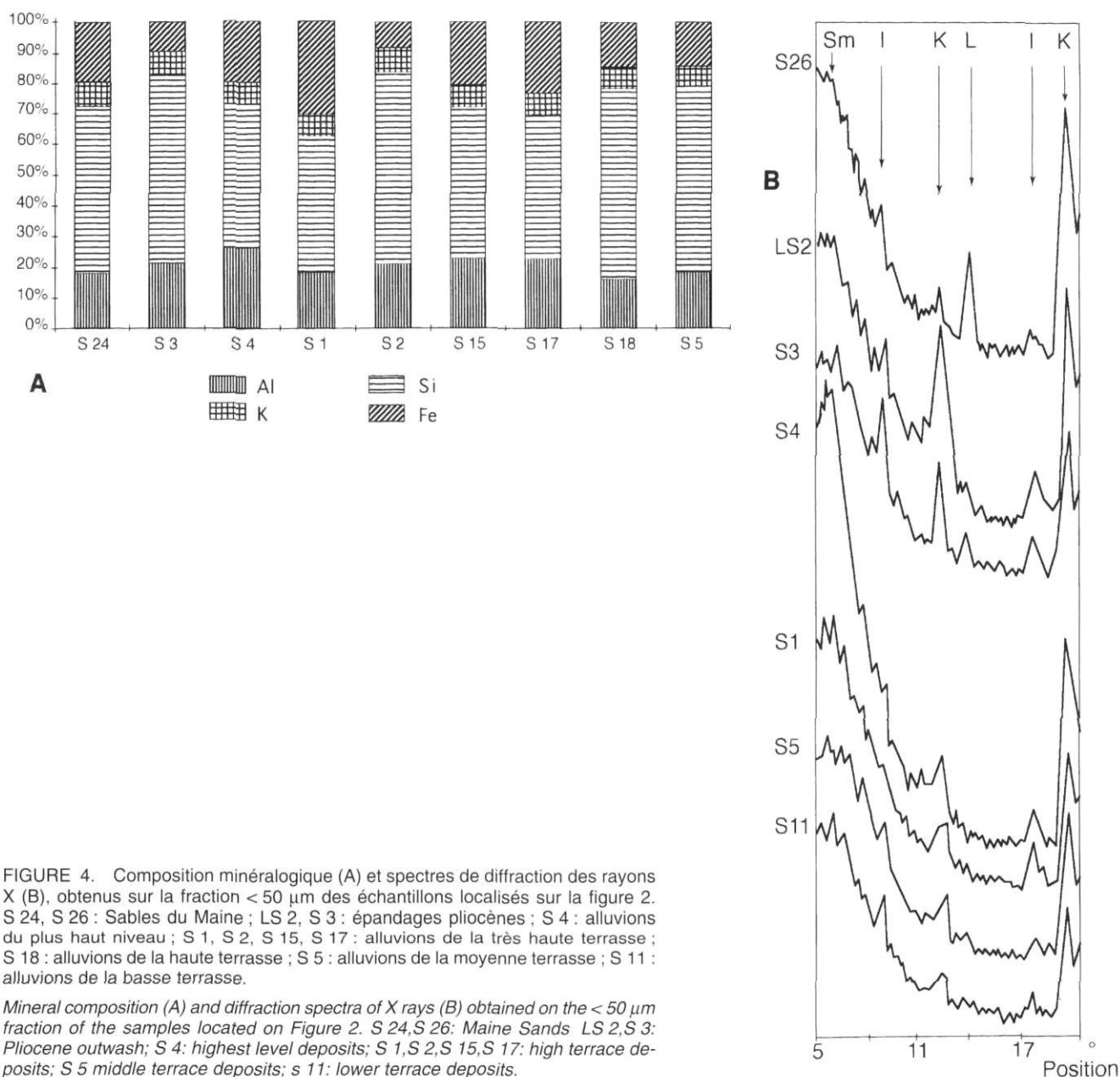


FIGURE 4. Composition minéralogique (A) et spectres de diffraction des rayons X (B), obtenus sur la fraction <math>< 50 \mu\text{m}</math> des échantillons localisés sur la figure 2. S 24, S 26 : Sables du Maine ; LS 2, S 3 : épandages pliocènes ; S 4 : alluvions du plus haut niveau ; S 1, S 2, S 15, S 17 : alluvions de la très haute terrasse ; S 18 : alluvions de la haute terrasse ; S 5 : alluvions de la moyenne terrasse ; S 11 : alluvions de la basse terrasse.

Mineral composition (A) and diffraction spectra of X rays (B) obtained on the <math>< 50 \mu\text{m}</math> fraction of the samples located on Figure 2. S 24, S 26: Maine Sands LS 2, S 3: Pliocene outwash; S 4: highest level deposits; S 1, S 2, S 15, S 17: high terrace deposits; S 5 middle terrace deposits; S 11: lower terrace deposits.

tourmaline. La première provient certainement du remaniement des sables cénomaniens : elle est d'ailleurs beaucoup plus abondante dans les alluvions actuelles de l'Huisne (H) qui coule sur la couverture sédimentaire que dans celle de la Sarthe (SF) à la sortie du socle. Ce spectre homogène témoigne de l'importance des apports longitudinaux et permet d'exclure de ce niveau S 2 qui, par sa richesse en zircon, est à relier à la très haute terrasse représentée par S 1 et S 8. Cette dernière se distingue par l'association en parts à peu près égales de la tourmaline, de la staurotide et du zircon. La différenciation de ces deux nappes prouve qu'elles se sont mises en place successivement et non simultanément comme le supposait Feray (1961). La présence en S 4 de hornblende verte, que l'on rencontre aussi dans les dépôts pliocènes de l'axe Laval-Sablé, pourrait indiquer des apports venant de

l'ouest, mais les jalons intermédiaires manquent, d'autant plus que S 3 en est dépourvu.

Quant aux terrasses plus récentes, la composition diffère peu d'une nappe à l'autre, en raison de reprises successives aux mêmes sources par un réseau hydrographique qui n'a plus enregistré de déplacements importants. Le zircon et la tourmaline l'emportent nettement sur la staurotide (S 5, S 11). Comme Penon (1961) l'avait noté, la part de la tourmaline augmente de l'amont vers l'aval, probablement à cause de sa plus grande résistance au transport.

4. Les photographies aériennes révèlent l'existence de réseaux de polygones, d'environ 30 à 40 m de diamètre, à la surface de la plupart des terrasses quaternaires, mais pas sur le plus haut niveau, ni sur les placages pliocènes. Cela

TABLEAU III
Composition en minéraux lourds des nappes de la Sarthe
(échantillons localisés à la fig.2 et au tabl. I)

	S 1	S 2	S 3	S 4	S 27	S 28	S 5	S 6	S 7	S 8	LS 3	SF	H
Zircon	25,4	46,8	78	17	9	10,2	30,8	24,4	43,8	27,3	22	43	9
Tourmaline	35,4	22,2	11,1	24	39	38,2	38,9	40,4	23,6	32,3	65	28,4	35
Rutile	1,8	1,5	4,5	2		1,7	5,1	1,5	7	4	10	3,1	3
Corindon					0,9		0,7		0,8				
Brookite							2,3				1		
Anatase	1							0,7					
Grenat	1	0,7						0,7		0,5	1,5	7,5	
Andalousite	4,5	7,9	0,9	12	14,5	13,1	3,6	5,3	1,7	7,4		3,7	11
Staurotide	27,2	18,2	3,6	38	44,5	32	19,1	21,3	21	24,3		8,2	35
Sillimanite			0,3	2		0,5		1,5				1	
Disthène	3,6	2,3	0,3	3	5,4	4	1,4	1,5	1,7	4		3,7	6
Épidote			0,9										
Sphène			0,3										
Hornblende verte				2							1,5		

S 3, S 6, S 7, LS 3 : épandages pliocènes ; S 4, S 27, S 28 : alluvions du plus haut niveau ; S 1, S 2, S 8 : alluvions de la très haute terrasse ; S 5 : alluvions de la moyenne terrasse ; SF : alluvions actuelles de la Sarthe à Fresnay-sur Sarthe ; H : alluvions actuelles de l'Huisne à l'aval de Nogent-le-Rotrou. Détermination effectuée par R. Étienne.

facilite la cartographie de ces derniers dans les secteurs où ni la topographie, ni l'analyse sédimentologique ne sont déterminantes, comme à l'est d'Avoise où le lambeau de 53 m d'altitude, situé en contrebas de la très haute terrasse et dépourvu de polygones, appartient très certainement au Pliocène plutôt qu'à la haute terrasse. Ces réseaux, relativement réguliers, correspondent à des fentes en coin engendrées par le gel dans les alluvions accumulées en milieu périglaciaire. Déjà signalées par Poser et Tricart (1950), puis par Mary (1964), ces fentes sont visibles sur le front de taille de nombreuses sablières. Emplies de sables fins apportés par le vent, elles se décèlent bien en survol aérien en raison des contrastes hydriques apparaissant en période de sécheresse avec l'encaissant plus caillouteux.

5. Les levés de terrain, complétés par les sondages indiquent que la puissance des lambeaux pliocènes, très variable selon les lieux, peut atteindre 10 m au nord de Sablé. Celle du plus haut niveau ne semble pas dépasser 3,5 m, d'après les sondages de l'autoroute qui révèlent une topographie de base dessinant des seuils et des mouilles d'amplitude peu marquée : 2 à 3 m maximum. Au sud-ouest de Noyen, le versant de rive droite de la Sarthe montre un étalement complexe de niveaux alluviaux (fig. 3). Fv de la carte géologique de La Flèche se subdivise en trois nappes étagées : la très haute terrasse de 62 m d'altitude, épaisse de 3 à 4 m, forme le plateau d'inversion de relief de Pêcheseul, un niveau intermédiaire de 1,5 à 3 m de puissance culmine à 58 m d'altitude et enfin la haute terrasse de 54 m d'altitude atteint 5 à 6 m d'épaisseur, chiffres que l'on retrouve pour les moyenne et basse terrasses.

Sur le plan lithostratigraphique et pédologique, les nappes se ressemblent par l'hétérométrie du matériau sablo-caillouteux, disposé en stratification oblique ; toutefois, l'altération variable favorise leur différenciation. Fortement

altéré, le plus haut niveau traduit une évolution podzolique nette avec l'apparition d'un horizon éluvial blanchi très appauvri en argile. Moins altérée, la très haute terrasse apparaît cependant plus argileuse que la haute terrasse. Le niveau intermédiaire est caractérisé par la présence à 60 cm de profondeur d'un horizon de 25 cm de puissance, induré par les oxydes de fer et de manganèse, et dont la résistance rappelle les grès roussards du Cénomani. Rares dans les hauts niveaux, les blocs démesurés de grès et de quartzites abondent dans les alluvions des haute et moyenne terrasses. Néanmoins, sur le versant nord du plateau formé par le très haut niveau, les colluvions sablo-argileuses, issues du démantèlement des alluvions sommitales et du remaniement du substrat cénomani, emballent des blocs de grès de 50 cm de longueur.

Les résultats acquis par les méthodes précédentes rendent possible la séparation de plusieurs nappes étagées, distinctes des dépôts pliocènes et du substrat cénomani (fig. 2 et 5) :

– Le plus haut niveau, correspondant aux plateaux d'inversion de relief étirés entre La Suze et le sud de La Chapelle d'Aligné, est caractérisé par une forte altération pédologique, par l'association staurotide-tourmaline et par l'absence de réseaux de fentes de gel. Sa pente longitudinale moyenne, 0,44 ‰ est plus importante que celle de la Sarthe actuelle, 0,25 ‰, mais plus faible que celle de la très haute terrasse, 0,63 ‰. D'autre part, il convient de noter la rapide diminution de pente à l'aval de Malicorne (< 0,20 ‰).

– Dotée de la plus forte pente, la très haute terrasse engendre des buttes entre Auvours et La Suze, se dédouble dans la région de Malicorne et se sépare difficilement de la nappe de la haute terrasse au sud de Sablé. Sa grande richesse en fer et le cortège tourmaline-staurotide-zircon permettent son identification.

– Les terrasses inférieures, haute, moyenne et basse, adoptent des pentes longitudinales assez semblables, voisines de 0,40 ‰. Elles se distinguent des précédentes par une moindre altération et par la prédominance du zircon et de la tourmaline sur la staurotite. Toutefois, la haute terrasse apparaît plus déformée que les deux autres : sa pente augmente entre Le Mans et Roëzé pour se réduire ensuite dans la région de Malicorne.

ESSAI DE RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Le plus haut niveau (fig. 2) matérialise une paléo-Sarthe au cours rectiligne, suivant l'axe de l'ondulation synclinale de direction varisque NNE-SSW, recoupant légèrement la faille de l'Huisne d'orientation plus subméridienne. Adaptée aux réactivations tectoniques, miocènes selon Klein (1973), la vallée s'est développée également dans la dépression subséquente en cours de dégagement par l'érosion différentielle dans le plan de la surface mésotertiaire de Klein (1973) : en effet, le revers de la cuesta turonienne la dominait déjà d'une trentaine de mètres. La largeur de la nappe conservée en position d'inversion de relief implique une accumulation effectuée par un cours d'eau à chenaux anastomosés charriant des alluvions grossières : silex jurassiques et crétacés, quartz, grès et quelques galets de roches éruptives attestant des transports longitudinaux depuis le socle des Alpes mancelles. Sensiblement moins altéré que les dépôts pliocènes correspondant à l'épandage continental prétilgien (Larue et Grenèche, 1994), le matériau mis en place en milieu probablement périglaciaire pourrait dater de l'Eburonien.

Dans la région de Malicorne, l'abandon du tracé rectiligne précédent a dû se réaliser pendant la phase de creusement immédiatement postérieure à l'accumulation, probablement au Waalien. Cela expliquerait la non conservation du haut niveau en amont de La Suze où il aurait été entièrement déblayé par cette incision. Cette dernière rendrait compte également de la position légèrement en contrebas de la nappe formant la très haute terrasse. Le changement de tracé semble avoir été provoqué par un léger soulèvement de la région de La Chapelle d'Aligné qui a contraint la Sarthe à migrer vers le nord-ouest. L'absence de témoins d'accumulation alluviale ne plaide pas en faveur d'un engorgement de la vallée par un remblaiement trop abondant d'origine périglaciaire. En revanche, la diminution de pente de la nappe du très haut niveau (fig. 5) tend à prouver une déformation tectonique positive : une aussi faible pente apparaît incompatible avec le transport longitudinal d'éléments grossiers issus du socle. L'orientation vers le nord-ouest, presque perpendiculaire au cours précédent, apparaît comme une adaptation à la direction angevine NW-SE du synclinal primaire de Laval. Elle a probablement été facilitée par la subsidence du secteur Sablé-Avoise qui correspond sur le plan tectonique à un véritable faisceau de failles SSW-NNE, bien mis en évidence par Breux (1993). Mary et Giordano (1988) pensent que les failles qui se recoupent dans la région de Malicorne-La Suze ont pu rejouer. Pour Wyns (1991), la région de Sablé se situe dans une zone charnière de la déformation souple abaissant le socle par rapport à la bordure sédimentaire. En outre, la médiocrité du relief et la faible résistance des sédiments sablo-argileux dans la dépression subséquente en voie de dégagement constituaient aussi des facteurs favorables au

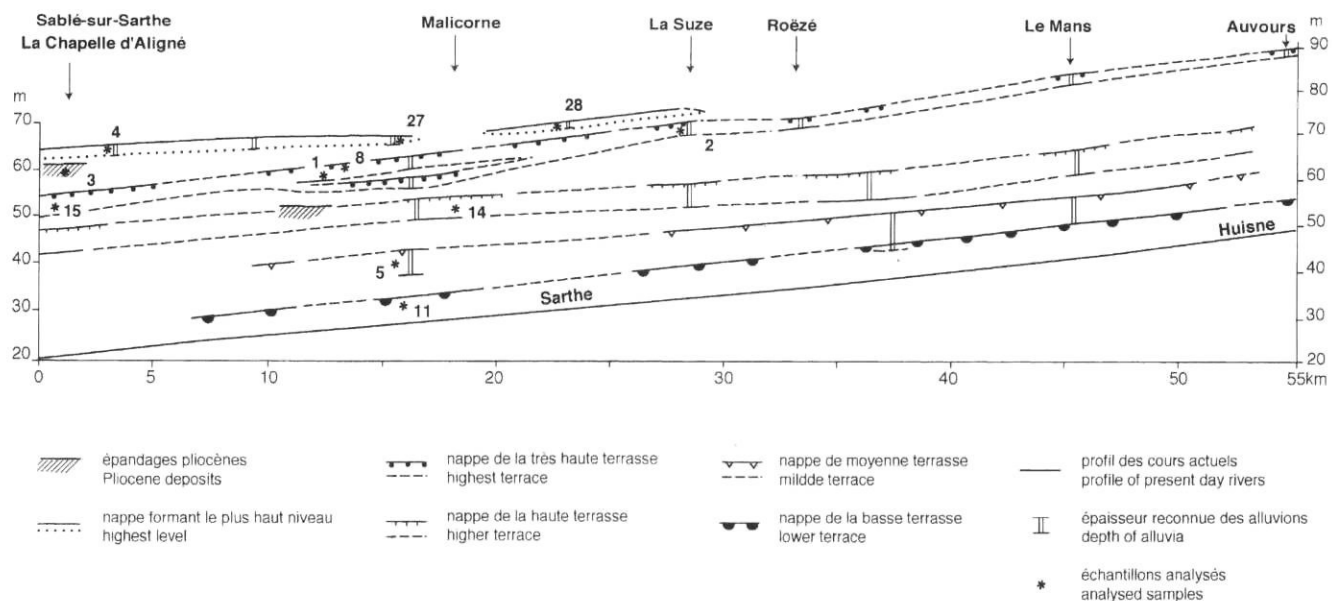


FIGURE 5. Profils longitudinaux de la Sarthe et des différentes nappes alluviales entre Auvours et Sablé-sur-Sarthe (La Chapelle d'Aligné pour le plus haut niveau).

Longitudinal profiles of the Sarthe and the different alluvial sheets between Auvours and Sablé-sur-Sarthe (La Chapelle d'Aligné for the tallest sheet).

déplacement de la rivière, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir une capture par recul de tête d'une Sarthe inférieure. Très modeste (< 10 m), ce soulèvement n'a pas bloqué le creusement de la Sarthe qui a conservé une forte pente et une forte compétence, attestées par les lambeaux de la très haute terrasse.

L'accumulation de la nappe de la très haute terrasse se produit en milieu à nouveau périglaciaire, probablement au Ménapien, ainsi que l'atteste l'hétérométrie des alluvions, mais également pendant une phase de déformation positive affectant le secteur sud-ouest de Noyen, là où la nappe se dédouble (fig. 3). Ce phénomène de multiplication des niveaux alluviaux conservés se rencontre aussi en Grande Limagne, dans le secteur soulevé de Randan (Larue, 1992).

Le creusement, postérieur à la mise en place de la nappe de la très haute terrasse aujourd'hui réduite à des buttes résiduelles entre Auvours et Sablé, s'accompagne de nouveaux changements de cours que l'on peut reconstituer en cartographiant la nappe de la haute terrasse. La Sarthe abandonne alors son tracé au nord de La Suze pour décrire un ample méandre au sud-est de Malicorne avant de rejoindre Avoise en recoupant les terrasses antérieures. Le passage à une dynamique de chenal unique à vastes méandres correspond à une diminution de la pente longitudinale de la vallée, qui évolue de 0,63 ‰ à 0,40 ‰. Résultant d'un équilibre entre la puissance du cours d'eau et la résistance des roches encaissantes (Tricart, 1955), les méandres de forte amplitude, inscrits entre Noyen et Sablé, sont-ils la réponse du cours d'eau à la réduction de pente qui lui est imposée par les mouvements tectoniques, comme l'affirme Klein (1990), ou bien une adaptation au réseau complexe de failles qui fait varier sur de courtes distances la résistance des roches ? Pour les plateaux calcaires de l'est de la France, Deshaies (1994) montre que les méandres encaissés sont apparus dans « les secteurs de vallée soumis à un mouvement positif au cours du Quaternaire où, en raison de l'hétérogénéité du substratum traversé, l'incision verticale seule ne permettait pas à la rivière d'atteindre son profil d'équilibre ».

Postérieurement à l'accumulation de la haute terrasse pendant une période périglaciaire, les changements de cours, moins importants, sont dus soit à des recoupements de méandres, soit à une lente migration latérale du cours, bien visible au droit de Spay, au sud-ouest du Mans. C'est lors du creusement postérieur au remblaiement de la haute terrasse que la Sarthe a retrouvé un tracé proche de l'actuel, entre La Suze et Noyen. Les variations climatiques du Pléistocène moyen et supérieur, à savoir alternance de phases périglaciaires et de périodes tempérées, en influant sur la dynamique fluviale, suffisent pour expliquer les déplacements réduits de la Sarthe, sans recourir à des causes tectoniques. D'ailleurs, les nappes alluviales conservées suivent des pentes longitudinales semblables et ne semblent pas déformées. Les indices prouvant une mise en place sous conditions périglaciaires abondent pour les haute, moyenne et basse terrasses (Mary, 1964). Les industries lithiques signalées par Gruet (1963) datent la haute terrasse de l'Acheuléen inférieur (Cromérien), la moyenne de l'Acheuléen moyen (Saalien) et la basse du Moustérien (Weichsélien).

L'encaissement saccadé de la Sarthe au cours du Quaternaire est responsable de la mise en relief des plateaux alluviaux décrits précédemment, par suite du déblaiement des sables et argiles du Secondaire mais aussi localement des dépôts pliocènes comme à l'est d'Avoise. Cette ablation d'une tranche moyenne de 20-25 m depuis l'Éburonien, est l'œuvre d'affluents de la Sarthe et du Loir qui, comme l'Argance s'adaptent parfaitement à la structure. L'évacuation des matériaux fins s'est effectuée durant les phases périglaciaires favorables aux phénomènes de solifluxion et à la migration des éléments sur des pentes faibles. Le tracé rectiligne de la Voutonne et du ruisseau de La Chapelle d'Aligné ne peut se comprendre que par l'exploitation d'une faille NW-SE, supposée par Louail *et al.* (1988).

CONCLUSION

Plusieurs constatations de portée plus générale peuvent être dégagées de cette étude. L'exemple de la Sarthe confirme la complexité des processus aboutissant à des changements de cours et montre que l'analyse des réorganisations hydrographiques est un moyen efficace pour mettre en évidence les déformations tectoniques de faible ampleur qui ont touché les régions du monde hercynien, durant le Pléistocène. En effet, la tectonique apparaît comme la cause première des changements de cours qui, toutefois, ne se réalisent que si la dynamique fluviale le permet. Cette deuxième condition se produit lors des phases de creusement encadrant les périodes d'accumulation périglaciaire.

Ainsi, l'abandon de la paléovallée rectiligne entre La Suze et Durtal s'est-il réalisé lors du creusement postérieur au premier remblaiement d'origine périglaciaire. La cause de ce déversement est plus d'origine tectonique que climatique. Le recoupement de plusieurs accidents tectoniques à proximité du contact socle - couverture sédimentaire rend possible la poursuite de rejeux jusqu'au Pléistocène inférieur ainsi que tend à le démontrer le dédoublement de la très haute terrasse au sud-ouest de Noyen. La néotectonique, décelée par l'étude des nappes alluviales, reste modérée dans l'ouest de la France mais apparaît conforme au schéma tectonique esquissé par Mary et Giordano (1988) et par Wyns (1977 et 1991). Dans le sud et le centre du Bassin parisien, une identification précise des différentes nappes alluviales permettrait probablement de prouver et de évaluer l'ampleur des déformations tectoniques supposées par Debrand-Passard (1995) pour expliquer les changements de cours de la Loire, en particulier son écoulement vers la Seine puis son déversement vers l'Atlantique.

Par contre, les modifications de la dynamique fluviale liées aux variations climatiques du Pléistocène moyen et supérieur suffisent à expliquer les migrations latérales dans les sables du Cénomaniens ainsi que les recoupements de méandres comme, par exemple, celui de Montreuil-sur-Loir, près de la confluence Loir-Sarthe (Larue, 1990). Les méandres de grande dimension sont hérités des périodes de creusement précédant les accumulations périglaciaires : de forts débits et une fourniture sédimentaire limitée par la végétation expliquent leur formation. Ainsi le tracé actuel est-il hérité de ces périodes de creusement rapide.

Cette reconstitution paléogéographique permet également d'évaluer l'importance du déblaiement quaternaire dans les sables et argiles du Secondaire et du Pliocène, responsable de l'inversion de relief généralisée des nappes caillouteuses du Pléistocène inférieur. Une tranche de 25 m a été enlevée depuis l'Eburonien, pendant les phases périglaciaires favorables à la solifluxion et à la migration des débris sur de faibles pentes.

REMERCIEMENTS

Nous remercions N. Auriault, du Centre de transfert de technologie du Mans, pour la détermination minéralogique au MEB, A.M. Mercier (URA 449, Laboratoire des fluorures, Université du Maine) qui a effectué l'analyse des minéraux argileux et J.J. Pechon qui a réalisé les granulométries avec le granulomètre HR 850 de l'IUT Chimie du Mans. Nous remercions également Serge Occhietti et un lecteur anonyme pour leurs utiles commentaires.

RÉFÉRENCES

- Chaput, E., 1917. Recherches sur les terrasses de la Loire et de ses principaux affluents. Thèse Sciences naturelles, Lyon, 305 p.
- Breux, C., 1993. L'eau dans le bassin des Deux-Fonts. Mémoire Maîtrise, Le Mans, 71 p.
- Davis, W.M., 1890. The rivers of Northern New-Jersey with notes on the classification of rivers in general. National Geographic Magazine, II, 6 ; réimpression in Geographical Essays (1909), p. 485-513.
- 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle. Annales de Géographie, 19 : 25-49.
- Debrand-Passard, S. 1995. Histoire géologique résumée du sud du Bassin parisien. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 32 (3) : 15-25.
- Denizot, G., 1970. Nos connaissances sur la tectonique du Bassin de Paris. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 24 : 53-59.
- Deshais, M., 1994. Les méandres encaissés dans les plateaux calcaires de la France de l'est. Thèse Géographie, Université de Nancy II, 383 p.
- Dollfus, G.F., 1900. Relations entre la structure géologique du Bassin de Paris et son hydrographie. Annales de Géographie, 9 : 313-339.
- Feray, N., 1961. Étude sédimentologique des graviers pléistocènes du Loir, de la Sarthe et de la Mayenne au voisinage de leur confluence. Cahiers géologiques, 62/63 : 629-640.
- Goguel, J., 1954. Levé gravimétrique détaillé du Bassin parisien. Publication du Bureau de Recherches géologiques et minières, 15, 31 p.
- Gruet, M., 1963. Les terrasses du confluent Loir-Sarthe et leurs industries. Bulletin de la Société géologique de France, 5 : 458-463.
- Juignet, P., 1970. Modalités du contrôle de la sédimentation sur la marge armoricaine du Bassin de Paris à l'Aptien-Albien-Cénomaniens. Bulletin du Bureau de recherches géologiques et minières, 2, I, 3 : 113-126.
- Klein, C., 1973. Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse Doctorat d'État, Université de Paris, Louis Jean Imprimerie, Gap, 882 p.
- 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale : aspects régionaux et essai de synthèse. Mémoires et Documents de Géographie, Édition du Centre national de la Recherche scientifique, 177 p.
- Larue, J.-P., 1990. Le méandre abandonné de Montreuil-sur-Loir et ses enseignements morphoclimatiques. Norois, 37 (148) : 431-440.
- 1992. Volcanisme et dynamique fluviale dans le Massif Central, p 137-150. In Actes du colloque de l'Association de Géographes français : Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé, Clermont Ferrand, 270 p.
- Larue, J.-P. et Grenèche, J.M., 1994. Les dépôts détritiques pliocènes du contact Massif armoricain-Bassin parisien entre Angers et Laval (France). Geodinamica Acta, 7, 3 : 158-168.
- Louail, J., Morzadec, P., Le Herissé, A., Brossé, R., Juignet, P., Giordano, R. et Durand, J., 1988. Carte géologique de France (1/50 000), feuille La Flèche (392), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Mary, G., 1964. Le périglaciaire des environs du Mans (Sarthe, France). Biuletyn peryglacjalny, 13 : 53-98.
- Mary, G. et Giordano R., 1988. Relations des bassins laguno-lacustres de l'Éocène supérieur sarthois avec la fracturation. Exemple du couloir décrochant du Jalais. Géologie de la France, 1 : 61-70.
- Mary, G. et Grenèche, J.M., 1986. Les formations alluviales anciennes de la Sarthe en aval du Mans et leur degré d'altération. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 3-4 : 247-255.
- Musset, R., 1917. Le Bas-Maine. Étude géographique. Thèse d'État, Armand Colin, Paris, 496 p.
- Oehlert, D.P., 1898. Feuille de La Flèche. Bulletin Service Carte géologique de France, 63, X : 49-50.
- Penon, A.M., 1961. Étude sédimentologique des sables pléistocènes du Loir, de la Sarthe et de la Mayenne au voisinage de leur confluence. Cahiers géologiques, 62/63 : 641-648.
- Poser, H. et Tricart, J., 1950. Terrasses et phénomènes périglaciaires dans la vallée de l'Huisne en amont du Mans (Sarthe). Compte rendu sommaire Bulletin de la Société géologique de France, 5, 20 : 381-391.
- Sautier, M., 1956. Influences tectoniques sur la morphologie de la région de La Flèche. Norois, III : 453-457.
- Tricart, J., 1949. La partie orientale du Bassin de Paris. Thèse, t. 1 : La genèse du Bassin. t. 2 : L'évolution morphologique au Quaternaire. SEDES, Paris, 474 p.
- 1955. L'origine des méandres fluviaux. Compte rendu de l'Académie des Sciences, Paris, 240 : 219-220.
- 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.
- 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. Géologie de la France, 3 : 11-42.