

# Les formations détritiques miocènes, pliocènes et quaternaires entre le Massif central et la Sologne.

## Nouveaux éléments d'interprétation\*

Jean-Pierre LARUE <sup>(1)</sup>

Robert ETIENNE <sup>(2)</sup>

*The Miocene, Pliocene and Quaternary detrital deposits between the Massif Central and the Sologne (France). New interpretations*

Géologie de la France, n°1, 1998, pp. 39-56, 9 fig., 3 tabl.

Mots-clés : Sédimentation détritique, Miocène, Pliocène, Minéral lourd, Contrôle tectonique, Quaternaire, Cher, Bassin du Cher.

Key words: Detrital sedimentation, Miocene, Pliocene, Heavy minerals, Tectonic controls, Neotectonics, Quaternary, Cher (France), Cher basin.

### Résumé

Après avoir rappelé les diverses interprétations concernant les formations détritiques situées entre le Massif central et la Sologne, les auteurs font une analyse géomorphologique et sédimentologique des dépôts en profitant des nouvelles coupes levées lors de la construction de l'autoroute A71.

La détermination des minéraux lourds et l'altération du matériel mesurée par la teneur en hydroxydes de fer et en argiles permettent de distinguer deux ensembles d'âge différent. Les premiers épandages, mis en place au Miocène lors du remblaiement de la cuvette de Sologne, ne sont conservés qu'exceptionnellement, à la faveur de subsidences locales, comme au nord de Culan. Par contre, la masse principale des dépôts est contemporaine des éruptions rhyolitiques (3,1 Ma) du Mont-Dore et de l'accumulation des Sables du Bourbonnais.

La tectonique joue un grand rôle dans la localisation des dépôts et dans l'évolution du réseau hydrographique. Les profils longitudinaux des différentes nappes tertiaires et quaternaires mettent bien en

évidence les déformations postérieures à la mise en place des épandages pliocènes.

### Abridged English version

The sedimentary plateaux of Boischaut and Berry, lying between the basement rocks of the Massif Central and the surficial deposits of the Sologne basin, contain detrital azoic formations (Fig. 1). After reviewing the various interpretations concerning the age and deposition of these azoic formations, the authors provide a geomorphological and sedimentological analysis of the deposits (Table 1) using the latest sections (Figs. 2 and 3) uncovered during the construction of the A 71 highway.

The use of several methods, such as grain-size analysis, chemical analysis, percentage of iron hydroxides (Table 2 and Fig. 4), and determination of clay minerals (Fig. 5) and heavy minerals (Table 3 and Fig. 6), make it possible to identify several detrital beds with different ages:

- The Sologne sands (D: 7, 44, 46, 51, 52, 53) contain kaolinite and/or montmorillonite, but hardly any iron hydroxides;

their specific feature is the association of staurolite-zircon and tourmaline.

- The Pliocene deposits, with high grades of iron hydroxides and containing some wind-borne volcanic deposits (pumice quartz and volcanic zircons), form two layers. The upper gravel layer (B2) contains more tourmaline, staurolite and andalusite than the underlying sands (C) in which zircon predominates. Kaolinite is predominant over illite in the sands (C), whereas the upper level (B2) shows the reverse.

- The less weathered Quaternary alluvium (A) incorporates a far greater mineralogical variety.

The first deposits, dating from the Miocene when the Sologne basin was filled, are preserved only exceptionally as a result of local subsidence, as at Culan. The main mass of the deposits is contemporary with the 3.1 Ma eruptions of Mont Dore and the accumulation of Bourbonnais Sands. As with the Pliocene deposits in the west of France, two superimposed levels are found: the upper part of the deposits, coarser grained and less weathered than the underlying clay sands,

\* Manuscrit reçu le 20 novembre 1997, accepté le 24 mars 1998.

(1) Géodynamique des milieux naturels et de l'environnement, Université de Paris XII-Val de Marne, 94 010 Créteil Cedex.

(2) Laboratoire rhodanien de géomorphologie, Université Lumière-Lyon II, 69 676 Bron Cedex.

*reflects an erosion accelerated more by the tectonism than by climatic changes. The topographic steps cut into the Pliocene deposits result from successive stages during the incision of the Cher river, caused by uplift of the northern border of the Massif Central, whereas the Quaternary terraces, composed of less weathered and generally better graded materials, have a climatic origin (periglacial phases).*

*The reconstruction of longitudinal profiles through the Tertiary formations and terraces shows the evolution of tectonic deformation since the deposition of the Miocene deposits (Figs. 7, 8 and 9). This deformation is not a local phenomenon since the Allier basin is also affected.*

## Introduction

Entre le socle du Massif central et les sables argileux de la cuvette de Sologne, on rencontre des formations détritiques azoïques en placages discontinus sur les plateaux sédimentaires du Boischaut et du Berry. Composés de sables plus ou moins argileux et de cailloutis, ces dépôts se concentrent sur les interfluves proches des vallées du Cher et de l'Arnon. Comme les matériaux de l'accumulation solognote, ils proviennent de l'érosion du Massif central, bien qu'ils ne soient pas reliés directement à ce lieu de production. Leur conservation localisée ne s'explique que par l'existence de pièges sédimentaires contemporains de leur mise en place.

Aussi convient-il d'analyser minutieusement la géomorphologie et les dépôts qui jalonnent cet espace intermédiaire. L'étude des formes et l'analyse sédimentologique du matériau, principalement la granulométrie, la détermination des minéraux lourds, des oxydes de fer et des argiles, nous permettent de mieux caractériser ces épandages et de déterminer s'ils forment une ou plusieurs nappes d'âges différents. Elles donnent aussi des indications sur les agents de transport et les conditions de dépôt et apportent quelques éléments pour résoudre le délicat problème de l'origine des sables de Sologne. La reconstitution des profils longitudinaux des différentes nappes met en évidence les déformations tectoniques qu'elles ont subies. La datation de ces formations corrélatives des principales

crises morphogéniques subies par le Massif central apparaît indispensable pour retracer les principales étapes morphogénétiques de la bordure nord du Massif central au Tertiaire supérieur.

## Méthodes d'étude

Après avoir vérifié et parfois redélimité dans l'espace les formations détritiques, nous avons cherché à reconstituer leur plancher en utilisant les coupes visibles et divers sondages, dont ceux effectués pour la construction de l'autoroute A 71. Afin de caractériser le matériau et d'individualiser plusieurs nappes, l'observation des coupes sur le terrain a été complétée par l'analyse sédimentologique effectuée sur une soixantaine d'échantillons localisés sur la figure 1 et le tableau 1. Si les granulométries ne sont que d'un piètre recours, la détermination des minéraux argileux, celle des minéraux lourds et l'étude des altérations ferriques donnent des résultats intéressants.

L'observation des fractions sableuses comprises entre 80 µm et 500 µm à la loupe binoculaire permet de préciser la morphoscopie des grains et de repérer les éventuels quartz de pences caractérisés par leur grande limpideté (Tourenq, 1989). La composition en minéraux lourds renseigne sur l'origine des flux et permet de distinguer certaines nappes. Les minéraux lourds ont été séparés à partir des mêmes fractions granulométriques. Concentrés selon la méthode classique de séparation au bromoformé (Parfenoff *et al.*, 1970), les minéraux lourds ont été déterminés au microscope optique. Les pourcentages de minéraux transparents (tabl. 3) ont été calculés à partir de l'analyse d'environ 300 grains. Puis les résultats chiffrés ont été soumis à l'analyse factorielle en composantes principales afin de classer les échantillons.

Les poudres de la fraction < 50 µm ont été étudiées au microscope électronique à balayage muni d'un analyseur chimique et soumises à la diffractométrie des rayons X afin de déterminer les minéraux argileux. Les spectres ont été réalisés avec un diffractomètre de poudre muni d'une sonde à compteurs à scintillation, pour la raie K alpha du cuivre.

La spectrométrie Mössbauer, technique décrite par Janot (1972) et Heller *et*

*al.* (1981) rend possible une caractérisation des composés du fer.

La reconstitution des profils longitudinaux et transversaux des différentes nappes détritiques permet de mettre en évidence des déformations tectoniques qui sont ensuite confrontées au canevas structural de la région.

## Les données

### Localisation des dépôts

La carte (fig. 1) indique que les formations détritiques tertiaires dessinent trois grands ensembles du sud au nord :

- le premier s'étale entre La Chapelaude, au nord-ouest de Montluçon, et le nord de Saint-Amand-Montrond, principalement en rive gauche du Cher, excepté sur l'interfluve Cher-Aumance et sur le front de la cuesta de calcaire bajocien au nord de Saint-Amand-Montrond. Ces dépôts jalonnent le tracé d'un paléo-Cher ;

- le second encadre l'Arnon et ses affluents de rive gauche, de Culan au sud, à Chezal-Benoît au nord. Bien séparé du premier au sud par le horst de Vesdun, il le touche au droit d'Ardenais ;

- moins étendu, le troisième ensemble couronne l'interfluve Cher-Arnon entre Charost-Saint Florent et Vierzon.

Il convient d'ajouter à ces trois ensembles deux lambeaux isolés plus à l'ouest : Ardentes, au sud-est de Châteauroux et Reuilly, sur la rive gauche de l'Arnon.

### Etat des connaissances

Les auteurs des premières cartes géologiques ont cherché à grouper ces sables argileux à cailloux roulés dans un même ensemble, considéré tantôt comme miocène, tantôt comme pliocène. Boulanger et Berteira (1850), Dollfus (1900 et 1904) les relient aux Sables de Sologne, en se référant à une analogie de faciès. De Launay (1892) et de Grossouvre (1901) les attribuent au Pliocène et les assimilent plutôt aux Sables du Bourbonnais. Le deuxième auteur montre qu'ils sont plus récents que ceux de Sologne, car au sud de Vierzon leur base est située 40 m plus bas que celle des Sables de Sologne. De Gros-

souvre et Stehlin (1912) décrivent une faune « Saint-Prestienne » dans les sables de Rosières conservés dans une poche probablement karstique, à quelques mètres seulement d'altitude relative par rapport au Cher actuel.

Fidèle à l'eustatisme, Chaput (1917) essaie de classer les dépôts en fonction de l'altitude relative par rapport aux cours d'eau actuels. Par exemple, les cailloutis de Reuilly, situés à 55 m d'altitude relative sur l'Arnon, sont rapportés à ce niveau de haute terrasse, alors que la nappe localisée entre l'Arnon et le Cher, qui ne dépasse pas 35 m d'altitude relative, est reliée à une terrasse plus récente. Toutefois, il admet que les sables de Rosières sous-jacents, datés par la faune « Saint-Prestienne », soient plus anciens.

Vatan (1947), Beaujeu-Garnier (1954) et Flageollet (1976) utilisent l'état d'altération du matériel pour individualiser les différentes formations. Les dépôts paléogènes, issus principalement d'altérations kaoliniques, renferment peu de feldspaths, alors que les matériaux néogènes ont conservé des feldspaths frais. Les deux derniers auteurs pensent que la morphogénèse était moins active au Néogène qu'au Paléogène.

Bomer (1954), Dautry (1959) et Gras (1963) soulignent, au contraire, le rôle des déformations burdigaliennes dans l'accumulation de dépôts néogènes sur les marges du Massif central, de la Creuse à la Sologne. Yvard (1978) montre que le sud-ouest du Bassin parisien est une « marqueterie » de surfaces d'origine variée et que les réseaux hydrographiques sont adaptés aux données structurales.

L'utilisation des minéraux lourds permet à Mergoil (1962) d'esquisser un classement des matériaux tertiaires et quaternaires du bassin de Montluçon et de démontrer que l'éventail des minéraux lourds augmente de l'Oligocène au Quaternaire.

Rasplus (1978) montre que les dépôts de Sologne résultent d'une « sorte de delta intra-continental » alimenté par des cours d'eau dont les bassins-versants, « installés sur la marge nord du Massif central, n'atteignaient pas les régions volcaniques de l'Auvergne ». Ils proviennent surtout de l'érosion d'altérites développées sur le socle cristallin et métá-

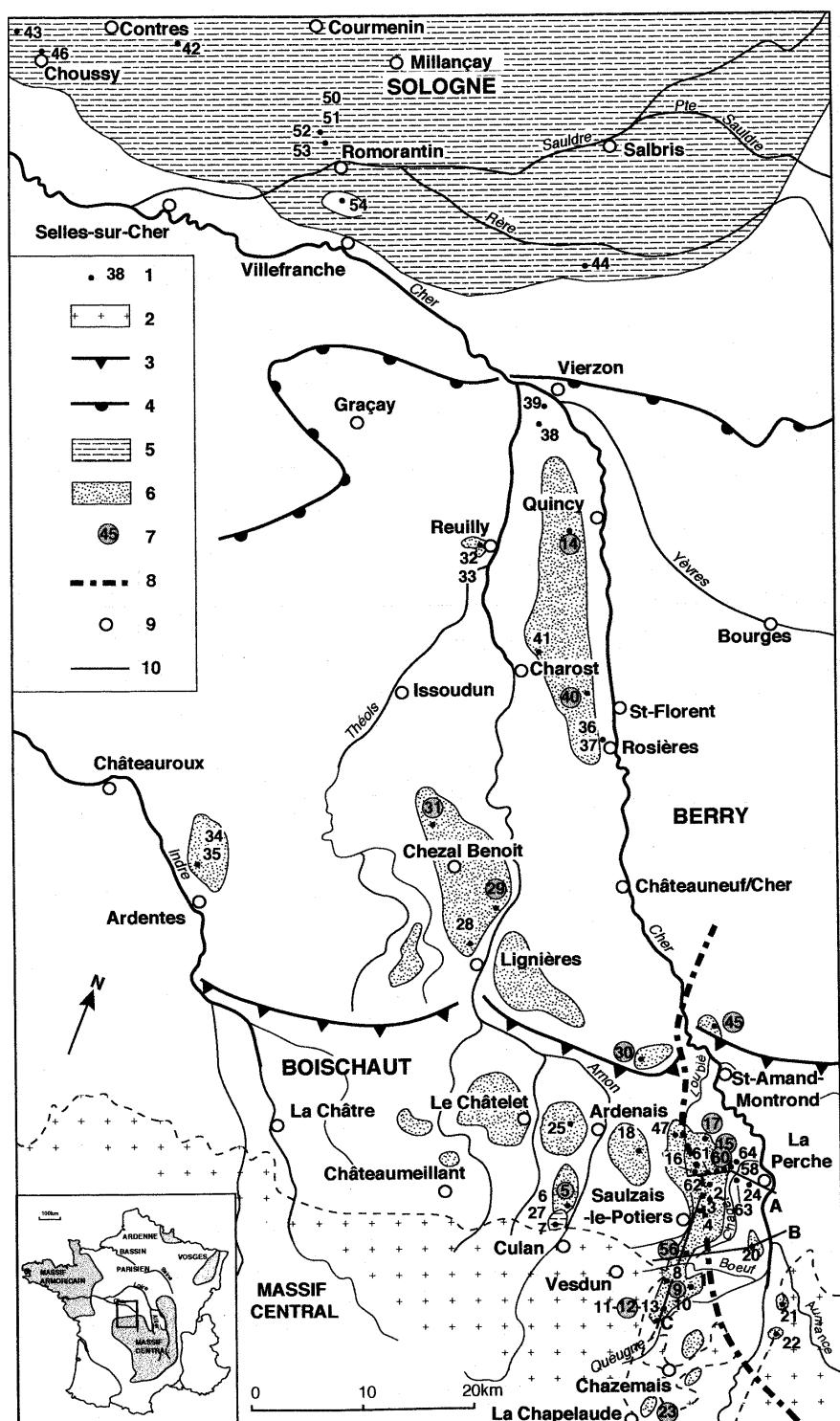


Fig. 1.- Carte de localisation des formations détritiques et des échantillons prélevés, entre le Massif central et la Sologne.

1 : échantillon prélevé ; 2 : socle du Massif central ; 3 : cuesta bajocienne ; 4 : cuesta turonienne ; 5 : extension des sables de Sologne ; 6 : extension des épandages pliocènes ; 7 : présence de minéraux montdoriens ; 8 : tracé de l'autoroute A 71 ; 9 : localité ; 10 : tracé des coupes de la figure 2.

Fig. 1.- Location map of the detrital deposits and the samples collected between the Massif Central and the Sologne.

1.- Sample site; 2: Massif Central basement; 3: Bajocian cuesta; 4: Turonian cuesta; 5: Sologne sands; 6: Pliocene detrital deposits; 7: Mont Dore minerals; 8: A 71 highway section; 9: locality; 10: cross-sections of Fig. 2.

N° éch.	Lieu-dit	Carte 1/50 000	Coordonnées Lambert, zone II	Altitude (m)	Profondeur (m)	Lithologie
1	SW St Vitte	Hérisson	614,2-170,8	250	0,80	argiles bariolées à quartz
2	Les Bruyères	Hérisson	614,9-179,5	225	0,80	argiles bariolées à quartz
3	Les Tonnelles	Châteaumeillant	613,4-178,2	235	1,50	sables argileux ocre-rouille
4	Les Tonnelles	Châteaumeillant	613,4-178,2	235	5	argiles bariolées
5	W Reigny	Châteaumeillant	601-175,2	274	1	argiles bariolées à quartz
6	NW Culan	Châteaumeillant	600-173,7	265	1	sables argileux à quartz
7	NW Culan	Châteaumeillant	600-173,7	265	5	sables gris
8	Le Chassin	Châteaumeillant	613-171,6	240	1	sables ocre-rouille à quartz
9	Le Chassin	Châteaumeillant	613-171,6	240	2,50	sables ocre
10	Le Chassin	Châteaumeillant	613-171,6	240	4	sables argileux gris
11	NE Penserolles	Châteaumeillant	618,8-169,9	255	1	sables rouille indurés dans cailloutis
12	NE Penserolles	Châteaumeillant	618,8-169,9	255	2,50	sables fins ocre
13	S Penserolles	Châteaumeillant	613,3-169,5	248	1,50	argiles bariolées à quartz
14	SW Quincy	Vatan	583,7-234,2	126	1,50	sables fins core
15	NW La Clavelaire	Charenton du Cher	614,8-182,5	210	0,80	argiles sableuses à quartz
16	NE Le Grand Bord	St Amand-Montrond	613-180,7	225	0,80	argiles sableuses bariolées
17	Treizeblés	St Amand-Montrond	612,3-184	210	1,20	sables argileux core-rouille
18	Les Echamats	St Amand-Montrond	605,6-182,5	225	1	argiles bariolées
19	Beaufauché	Hérisson	618,8-176,7	219	1	sables argileux bariolés
20	Beaufauché	Hérisson	618,8-176,7	219	2	sables argileux gris
21	Peufelioux	Hérisson	622,6-173	255	0,80	sables ocre à gros grains de quartz
22	Le Cluzeau	Hérisson	622,8-169,6	245	0,80	sables argileux indurés, bariolés
23	Les Couteaux	Hérisson	614,2-160	275	0,80	sables argileux ocre-rouille
24	SW La Perche	Charenton du Cher	618-182,7	205	1	sables grossiers indurés
25	W Ardenais	St Amand-Montrond	600-183	250	0,70	sables argileux à quartz
26	La Prahas	St Amand-Montrond	597,8-183,4	225	1	argiles sableuses sous cailloutis
27	NW Culan	Châteaumeillant	600-173,7	265	4	sables ocre
28	N Lignières	Châteaumeillant	586-196	190	1,50	sables ocre-rouille indurés
29	W La Celle-Condé	Châteaumeillant	587,5-199,6	180	2	sables argileux ocre-rouille
30	W Orcenais	Châteaumeillant	606-190,4	220	0,80	sables argileux à quartz, indurés
31	N Chézal-Benoit	Issoudin	582,5-205	170	1	sables ocre-rouille à quartz, indurés
32	W Reuilly	Vatan	576,5-231,2	158	0,80	sables argileux rouges
33	SW Reuilly	Vatan	576,7-230,4	154	0,60	sables ocre-rouille
34	Sanguille	Ardentes	560-198	165	1	sables limoneux ocre-rouille
35	Sanguille	Ardentes	560-198	165	2	sables ocre-rouille, à l'E de la route
36	Rosières	Châteauneuf/Cher	593-216	155	2	sables rouille, à l'W de la route
37	Rosières	Châteauneuf/Cher	593-216	155	2	sables indurés rouges
38	Travail Coquin	Vierzon	578,5-242,5	118	1	sables argileux à quartz
39	Bel Air	Vierzon	578,5-243,5	129	0,70	argiles sableuses
40	Tiregorge	Bourges	591-221,2	150	0,70	argiles bariolées
41	NE Charost	Vatan	586,3-222,7	159	0,70	faluns
42	E Contres	Romorantin	537-268,8	117	1	faluns
43	E Thenay	Montrichard	522,6-266	108	3	sables argileux à silex
44	E Theilay	Vierzon	578,5-257,2	128	0,70	sables rouilleux indurés
45	NE Noirac	St Amand-Montrond	458,5-178,2	214	1	sables argileux ocre-rouille
46	N Choussy	Montrichard	525-264,5	105	0,80	sables ocre
47	N Huffaut	St Amand-Montrond	610-184	217	1,50	sables fins argileux beiges
50	La Roulerie	Romorantin	550,5-263,7	105	0,80	argile sableuse
51	La Roulerie	Romorantin	550,5-263,7	105	1	sables argileux beiges
52	La Grange	Romorantin	553-263,4	104	1	argiles sableuses
53	La Grange	Romorantin	553-263,4	104	1,50	argiles à silex
54	Montfauget	Selles-sur-Cher	556,4-258,3	105	0,80	sables argileux ocre-rouille
55	E Château-Renault	Château-Renault	495-288,6	110	1,20	argiles bariolées
56	N La Bouchatte	Châteaumeillant	613-174,9	250	1,20	sables argileux
58	W Beuvron	Charenton-du-Cher	615,5-183	203	1	argiles vertes à quartz
60	W La Clavelaire	Charenton-du-Cher	615-182,4	210	1	argiles bariolées
61	Les Alouettes	Charenton-du-Cher	614-181,5	219	1	argiles sableuses
62	NE Les Pts Fossés	Charenton-du-Cher	614,5-180,8	220	0,80	sables argileux ocre-rouille
63	La Roche-Bridier	Charenton-du-Cher	616,3-181,4	190	1,50	sables ocre
64	Villeneuve	Charenton-du-Cher	616-183,8	175	2	

Tabl. 1.- Localisation et lithologie des échantillons étudiés.

Table 1.- Location and lithology of the studied samples.

morphe, une reprise de matériaux détritiques éocènes semble exclue car ces derniers ne renferment que des minéraux lourds ubiquistes usés, alors que les Sables de Sologne contiennent des minéraux plus variés et plus frais.

En confrontant plusieurs méthodes d'analyse sédimentologique, Larue (1981) distingue deux nappes étagées dans le bassin de Montluçon : la plus élevée se raccorderait aux Sables de Sologne, alors que celle située en contrebas serait contemporaine des Sables du

Bourbonnais, caractérisés par la présence de quartz de pences provenant des éruptions rhyolitiques du Mont-Dore. Cantagrel et Baubron (1983) suggèrent que la « grande nappe de pences fibreuses » ayant entraîné des transports éoliens lointains s'est mise en place vers

2,6-2,5 Ma. Bellon *et al.* (1972) et plus récemment Lo Bello (1988) et Féraud *et al.* (1990) démontrent que l'essentiel des produits rhyolitiques à quartz exprimés du Mont-Dore s'est mis en place vers 3,1 Ma.

Les levés des cartes géologiques à 1/50 000 de Montluçon et d'Hérisson permettent à Tourenq et Turland (1982) d'identifier des zircons volcaniques dans les sédiments du bassin de Cosne traversé par l'Aumance, mais également dans le bassin de Montluçon, aux Coteaux et à l'ouest de Valigny, dans une nappe appelée Fv sur la carte d'Hérisson (Turland *et al.*, 1990) et située en contrebas des épandages Fu couronnant les plateaux. Le Griel (1991), en s'appuyant sur ces données et sur les travaux de Lesvignes (1981), pense que les « Sables de Saulzais » qui forment le sommet des interfluvés, constituent des alluvions anciennes de l'Arnon reprises à des terrains métamorphiques, alors que la nappe du Cher légèrement en contrebas provient d'altérites granitiques. Il avance un âge pliocène supérieur et/ou pléistocène ancien pour les premiers, tandis que la seconde serait du Quaternaire ancien.

Les liens entre la géomorphologie et la tectonique sont analysés par différents auteurs. Monjuvent et Sarrot-Reynaud (1972) retracent le canevas tectonique de la région et insistent sur le linéament nord centralien qui passe par Saint-Amand-Montrond et suit la cuesta bajocienne. Désiré-Marchand et Klein (1986) voient dans le Sidérolithique de transport berri-chon le dépôt corrélatif d'une pédiplanation induite par « l'updoming » éocène de la montagne limousine. L'utilisation de différentes méthodes : stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique et télédétection, permet à Freytet *et al.* (1985, 1986, 1989) et Freytet (1988) de détecter une néotectonique active et complexe pour ces régions qui ont subi une planation de longue durée, de l'Eocène inférieur au Pliocène : les zones subsidentes ont été comblées par piégeage des sédiments en transit sur la surface et les secteurs soulevés ont été réduits par érosion.

Ce rapide tableau révèle l'incertitude des connaissances qui demeurent souvent trop ponctuelles. Un suivi des épandages de l'amont à l'aval peut être proposé.

## Description des affleurements

Les épandages reposent en discordance sur des terrains variés, allant du socle du Massif central, au sud, aux calcaires lacustres ludiens du Berry et aux meulières « sannoisiennes » locales, en recoupant toutes les strates mésozoïques du sud du Bassin parisien, mais la surface d'érosion qu'ils fossilisent n'est plus régulière. Des reliefs résiduels émergent des nappes détritiques comme le dôme de Vesdun, ou la butte de micaschistes quartzitiques, située au nord-est de Chazemais, ou encore le sommet de la cuesta bajocienne, au nord de Saint-Amand-Montrond.

*La topographie de la base* des dépôts reste délicate à reconstituer faute d'affleurements et/ou de sondages en nombre suffisant. Ceux, réalisés pour la construction de l'autoroute A 71 qui suit la rive gauche du Cher (fig. 1), révèlent un profil longitudinal en pente de 2,4 % vers le nord, décrivant des irrégularités inférieures à la dizaine de mètres (fig. 3). A l'ouest de Saint-Amand-Montrond, près de Farges Allichamps, les épandages ravinent assez fortement les argiles à silex et chailles et les calcaires oolithiques du Bathonien.

*La surface topographique actuelle* qui enveloppe les dépôts détritiques est accidentée de deux et parfois trois replats que l'on peut suivre entre Saint-Vitte au sud et La Celette au nord. Ces niveaux, séparés par des talus de raccordement inférieurs à une dizaine de mètres (coupes A et B, fig. 2), marquent les étapes de l'encaissement du Cher postérieurement à l'accumulation de la nappe la plus élevée, mais il convient de se demander si le Cher s'est contenté de déblayer les matériaux en façonnant des terrasses d'ablation ou bien s'il est à l'origine de la mise en place de plusieurs nappes étagées ou faiblement emboîtées.

Dans la haute vallée de l'Arnon, des épandages similaires fossilisent l'interfluve situé au nord-ouest de Culan à des altitudes plus fortes (275 m) que pour la vallée du Cher où les 250 m ne sont pas dépassés à la même latitude. A l'aval de Lignières et de Châteauneuf-sur-Cher, le plancher des nappes détritiques peut, à la faveur de cavités karstiques, n'atteindre que quelques mètres au-dessus du Cher actuel. Situés à une altitude inférieure à celle des dépôts de la cuvette de Sologne,

ces épandages sont-ils tous plus récents que ces derniers ou bien la tectonique explique-t-elle ces dénivellations ?

*Les faciès* varient assez rapidement aussi bien latéralement que verticalement. En surface, on trouve presque toujours une concentration d'éléments grossiers, essentiellement des quartz plutôt mal roulés de 5 à 10 cm de diamètre, emballés dans une matrice sablo-argileuse.

*Au nord-est de Penserolles*, le rebord du plateau, culminant à 255 m et entaillé par un affluent de la Queugne, permet de relever, grâce à une petite sablière abandonnée et aux affleurements en bordure d'une route récemment ouverte, la superposition suivante :

- reposant sur les argiles « lie de vin » associées au Sidérolithique induré, la formation inférieure, épaisse de 3 à 4 m, se compose d'argiles bariolées renfermant des quartz mal roulés de 3 cm de diamètre en moyenne ;

- la partie centrale révèle des sables fins ocre sur une épaisseur supérieure à 2 m. Les lentilles superposées et tronquées à leur partie supérieure présentent une stratification oblique avec des horizons centimétriques granodécroissants ;

- ils sont ravinés par un cailloutis grossier de 2 m de puissance formé presque exclusivement de quartz dont le diamètre moyen avoisine 4 cm, mais comprenant des éléments atteignant 15 cm. Des lentilles d'argiles bariolées et de sables rouille parsèment ce niveau grossier.

*Au Chassin*, 2 km plus au nord (coupe C, fig. 2), une petite sablière ouverte sur le versant d'un autre affluent de la Queugne, entre 235 et 240 m d'altitude, montre un matériau à dominante sableuse. Seule la partie inférieure est constituée d'un banc plus grossier, avec des quartz de 10 cm de diamètre moyen, qui ravine des argiles sableuses oligocènes. Au-dessus, des sables ocre clair ont une stratification subhorizontale et renferment quelques poches d'argile limoneuse beige et quelques lits de galets de quartz qui ne dépassent pas 2 cm de diamètre moyen. D'une puissance de 2 m, la partie sommitale plus argileuse présente des glosses grises qui pénètrent dans la masse ocre rouille disposée en lamination oblique.

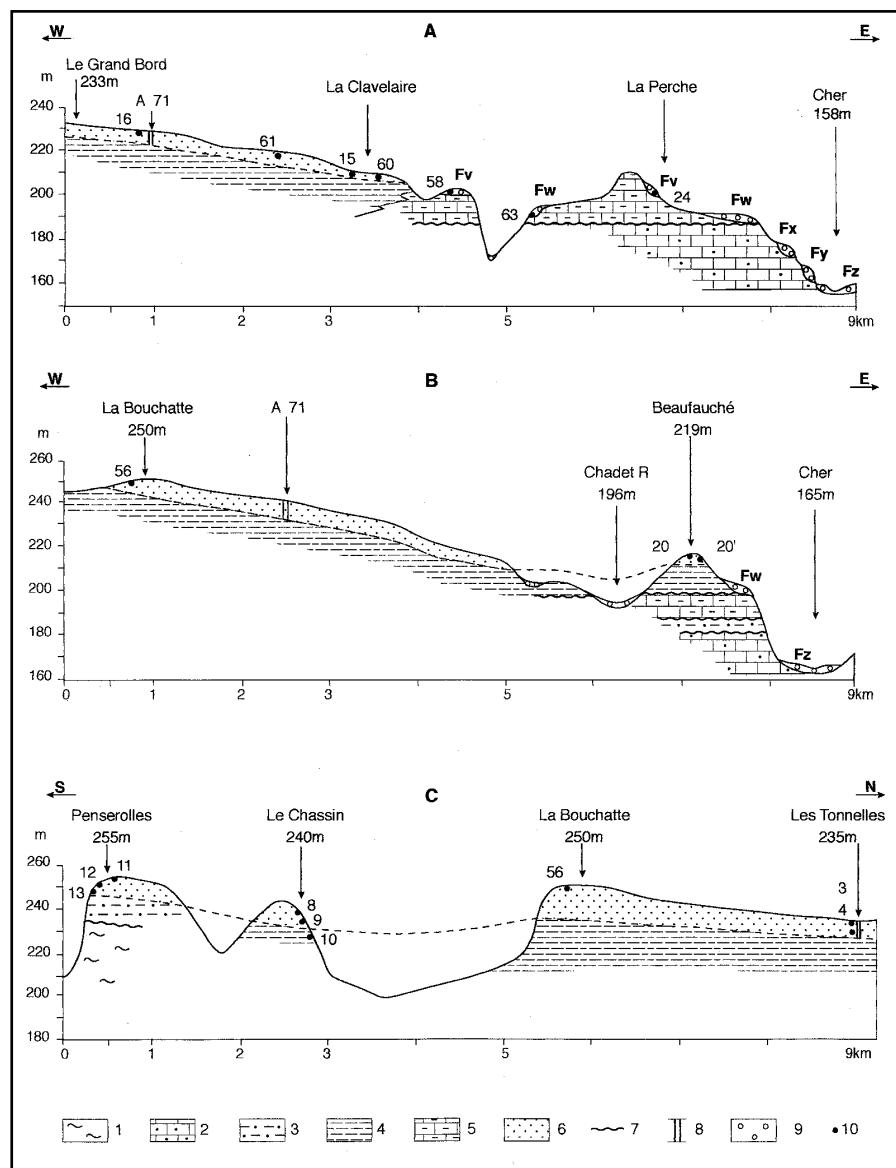


Fig. 2.- Coupes géologiques. A : W-E au droit de La Perche ; B : W-E au droit de La Bouchatte ; C : S-N dans les épandages de la région de Saulzais-le-Potier.

1 : socle métamorphique ; 2 : grès triasiques ; 3 : argiles et grès sidérolithiques ; 4 : sables argileux oligocènes ; 5 : calcaire lacustre oligocène ; 6 : épandage pliocène ; 7 : surface de discordance ; 8 : épaisseur reconnue par sondage ; 9 : alluvions et colluvions quaternaires (Fv = très haute terrasse, Fw = haute terrasse, Fx = moyenne terrasse, Fy = basse terrasse, Fz = lit majeur actuel) ; 10 : échantillon prélevé.

Fig. 2.- Geological sections. A: W-E near La Perche; B: W-E near La Bouchatte; C: S-N in the detrital deposits of the Saulzais-le-Potier district.

1: metamorphic basement; 2: Triassic sandstone; 3: siderolitic clay and sandstone; 4: Oligocene clay sand; 5: Oligocene lacustrine limestone; 6: Pliocene detrital deposit; 7: angular unconformity; 8: thickness measured in borehole; 9: Quaternary alluvia and colluvia (Fv = very high terrace, Fw = high terrace, Fx = middle terrace, Fy = low terrace, Fz = alluvial plain); 10: sample.

Le raccordement de ces deux coupes n'est pas aisé : situés en contrebas, les dépôts de la seconde peuvent se trouver dans une zone subsidente ou alors matérialiser une nappe d'âge différent de la première.

Les sondages de l'autoroute A 71 (fig. 3) indiquent une prédominance du

matériau argilo-sableux avec localement un niveau plus caillouteux dont l'épaisseur oscille entre 0,50 m et 1 m sans qu'il soit possible d'en faire un repère continu de l'amont à l'aval. A la différence des nappes alluviales quaternaires, la base des épandages apparaît rarement grossière et les indurations de l'horizon B du sol actuel par les oxydes de fer, appelées

« bétain » dans la région, sont très rares.

*Au nord-ouest de Culan, à 265 m d'altitude, les anciennes carrières ouvertes sur le versant nord du ruisseau de la Palonnière, entre La Foye et L'Alger, permettent d'observer deux formations différentes, déjà décrites par Lemoine (1930), Mergoil (1962), Michard (1972) et Meloux (1990) : un cailloutis grossier, à quartz, quartzites et schistes altérés, de teinte rouille, épais de 3 m, ravine des sables argileux ocre à gris disposés en lentilles dessinant une stratification oblique et n'incluant que quelques lits de galets. Le contact entre les deux ensembles est souligné par la présence de blocs démesurés de quartzite provenant du socle et de boules d'argile gris beige, dont le diamètre excède 50 cm. Un liseré sinuex d'hydroxydes de fer et de manganèse souligne la surface de ravinement.*

*A l'ouest de Reigny, plus au nord sur la rive gauche de l'Arnon, le sommet du plateau qui culmine à 275 m, est constitué de galets de quartz grossiers (6 cm de diamètre moyen), faiblement émoussés et emballés dans des argiles sableuses bariolées. Une formation identique se retrouve vers 250 m d'altitude entre Le Châtelet et Ardenais.*

*Entre Lignières et Chézal-Benoît, l'interfluve séparant l'Arnon du Théols est fossilisé par des sables argileux indurés recouverts par une formation plus caillouteuse renfermant quelques lentilles de limons argileux blanchâtres. Les galets, assez mal roulés, qui comprennent essentiellement des quartz mais aussi quelques chailles reprises du Tertiaire ou du Bajocien décalcifié, ont une taille qui ne varie pratiquement pas de l'amont à l'aval (5 à 6 cm en moyenne), à la différence de ceux des terrasses quaternaires qui enregistrent un amenuisement sensible vers l'aval.*

*Entre Saint-Florent et le sud de Vierzon, les épandages des plateaux de rive gauche du Cher sont recoupés par les terrasses quaternaires. La ressemblance des faciès ne facilite pas l'individualisation de différentes nappes, ainsi qu'en témoignent les interprétations successives des auteurs des cartes géologiques de Bourges à 1/80 000 (Goguel, 1967) puis à 1/50 000 (Debrand-Passard, 1977). A Reuilly, malgré la disparition de la carrière décrite par Gras (1963), nous avons pu*

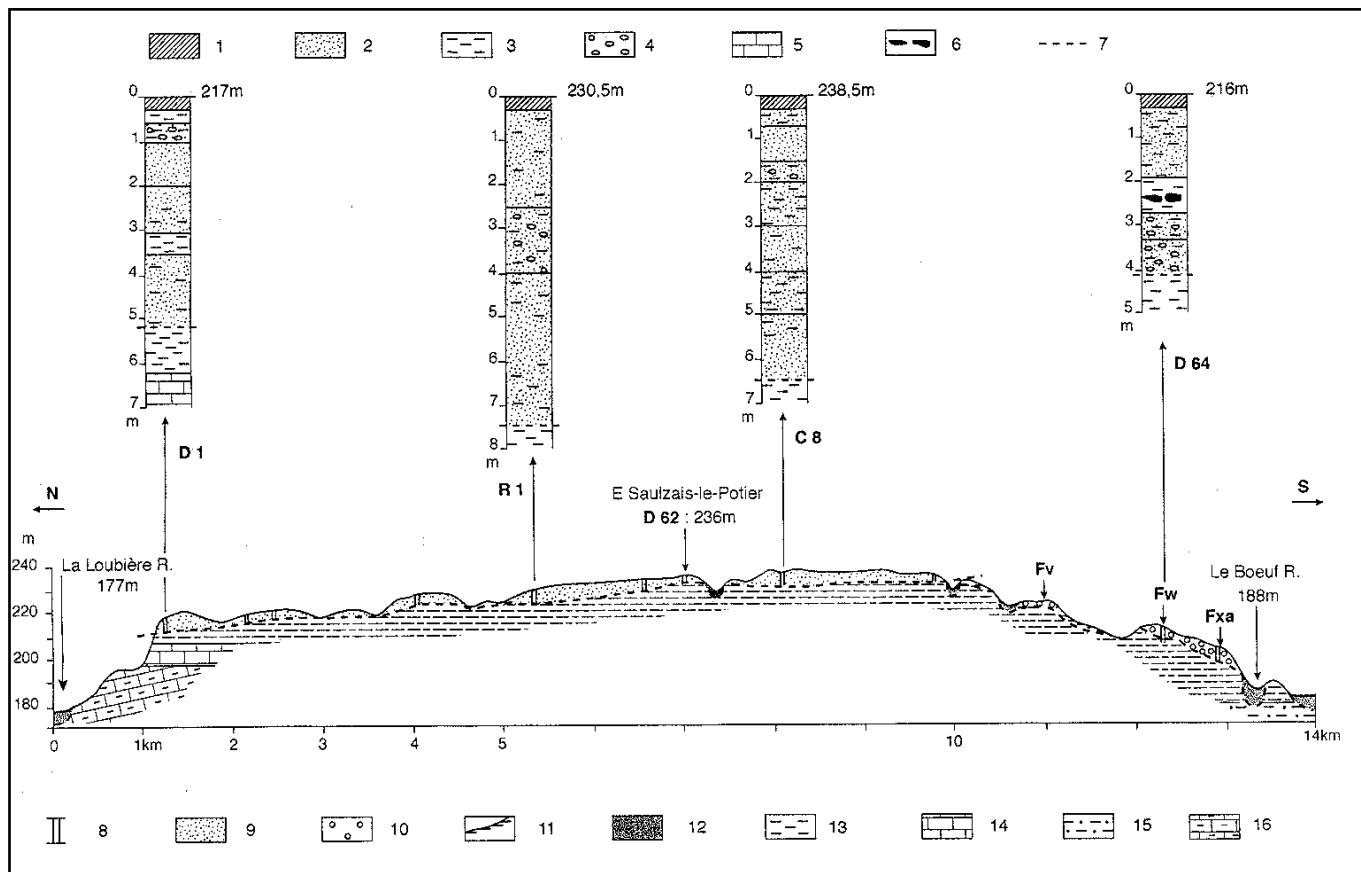


Fig. 3.- Coupe N-S le long de l'autoroute A71 et logs lithostratigraphiques, d'après les sondages réalisés pour la Société des Autoroutes Paris-Rhin-Rhône (Avant projet, section 2 Bruère / Vallon-en-Sully, rapport général, Scetauroute, 1987).

1: sol (horizon A) ; 2 : sable ; 3 : argile ; 4 : graviers et galets de quartz ; 5 : calcaire de La Celette, Oligocène ; 6 : indurations par les hydroxydes de fer et de manganèse ; 7 : base des nappes détritiques pliocènes ; 8 : épaisseur des nappes prouvée par sondage ; 9 : formation pliocène ; 10 : terrasses alluviales quaternaires (Fxa : moyenne terrasse, Fv : haute terrasse, Fu : très haute terrasse) ; 11 : colluvions ; 12 : remblaiement holocène de fond de vallée ; 13 : argile verte oligocène ; 14 : calcaire lacustre de La Celette, Oligocène ; 15 : sables rouges sidérolithiques ; 16 : calcaires et marnes du Lias.

Fig. 3.- N-S geological section along the A 71 highway and lithostratigraphical sections from drill holes put down by the Société des Autoroutes Paris-Rhin-Rhône (1987).

1: soil (A horizon); 2: sand; 3: clay; 4: gravel and quartz pebbles; 5: La Celette lacustrine limestone, Oligocene; 6: iron hydroxide and manganese hardening; 7: bottom of Pliocene detrital sheets; 8: thickness measured in borehole; 9: Pliocene deposits; 10: Quaternary alluvial terraces (Fxa = middle terrace, Fv = high terrace, Fu = very high terrace); 11: colluvia; 12: Holocene upgrading valley; 13: Oligocene green clay; 14: La Celette lacustrine limestone, Oligocene; 15: siderolithic (clayey) red sands; 16: Liassic marl and limestone.

observer, reposant sur les calcaires marneux kimméridgiens, des sables argileux rouges recouverts d'une formation caillouteuse à quartz grossiers un peu mieux émoussé.

## Résultats des analyses

### Les granulométries (tabl. 2)

Réalisées à partir d'échantillons prélevés dans des lentilles sablo-limoneuses, elles révèlent pour les épandages des sédiments mal classés, renfermant toujours un fort pourcentage de limons et d'argiles, entre 25 et 70 %. Les courbes dessinent toujours un palier plus ou moins bien marqué entre 50 et 70  $\mu\text{m}$ . Positive à l'amont, excepté pour 9 (Le

Chassin), l'asymétrie devient négative plus en aval, à partir du Boischaut ; mais cela ne facilite pas la distinction de plusieurs formations au sein de ces épandages. En Sologne, les dépôts sableux de Choussy (46) présentent des grains à émoussé marin mêlés à des particules plus anguleuses d'origine continentale. La partie supérieure des Sables de Sologne (44 et 50), mieux classée, comporte des grains éolisés.

### Composition chimique (tabl. 2)

La composition chimique diffère peu d'un échantillon à l'autre : on trouve toujours par ordre décroissant, du silicium (Si), de l'aluminium (Al), du fer (Fe) ou du potassium (K), puis du magnésium (Mg) ou du titane (Ti). Toutefois, les rap-

ports Al/Si et K/Fe varient notablement. Ainsi Al/Si est supérieur à 1/2 pour les échantillons 11, 12 et 9 ; le potassium dépasse le fer dans 7 et 9 mais l'inverse se produit pour 4 et 11. Par exemple à Penserolles, le cailloutis supérieur (11) est plus riche en fer que les sables sous-jacents (12) alors qu'aux Tonnelles, c'est le niveau inférieur (4) qui en renferme plus que la partie supérieure (3).

Les résultats obtenus par spectrométrie Mössbauer indiquent, outre l'absence de fer ferreux, des teneurs en hydroxydes très différentes. Sur la figure 4, les spectres obtenus à 77 K se composent d'un doublet de raies au centre qui témoigne de la présence de glauconite et d'un sextuplet de raies asymétriques qui représente un mélange d'hydroxydes de

	échantillon	Md en $\mu\text{m}$	% < 50 $\mu\text{m}$	% A	As	So	Al/Si	K/Fe	HF	MA
A	24	33	66	3,5	1,52	3,66			< 2	In > K > 1
	36	255	28	1,6	0,27	3,2				
	39	35	60	4,8	1,7	3,3				
B	3	21	67	6,5	2,7	4,9	< 0,5	# 1		I>K>M
	6	38	58	3,1	2,9	5,4	< 0,5	> 1		M > 1 > K
	11	36	65	3,6	1,3	2,9	> 0,5	< 1		1 > K > M
	15						< 0,5	> 1		1 > K > M
	16									K > M > 1
	17	219	37	3,5	0,17	4,5				I>K>M
	32	56	48	3,6	2,2	4,3				1
C	56	15	77	7,9	1,1	2,7	< 0,5	< 1		K>M>I
	4	12	100	8,4	0,6	2,2	< 0,5	< 1		K>M>I
	9	88	48	5,6	0,41	5,7	> 0,5	> 1		1 > K > M
	12	38	60	3,6	2,9	4,3	> 0,5	# 1		K > 1 > M
	13									I>K>M
	14	288	26	3,2	0,23	3,09				
	20	17	66	5,8	4,4	6,3				
	27									
	28	206	33	2,1	0,3	3,43				
D	33	208	41	3,6	0,14	4,8	> 0,5	< 1		K > In
	45	19	99	6,7	0,8	2,06				K > M > 1
	7	70	48	2,8	1,3	4,7	< 0,5	> 1		M>K>I
D	44	351	15	1,9	0,6	1,6				M>K>S
	46	29	64	5,6	2,6	5,5				1
	50	317	17	2,7	0,6	1,7				K>M>I
	51									

Tabl. 2.- Caractéristiques sédimentologiques et composition en argiles et hydroxydes de fer des échantillons analysés.

A : alluvions quaternaires ; B : sommet caillouteux de la nappe pliocène ; C : base sableuse de la nappe pliocène ; D : nappe des sables de Sologne.

Md : médiane ; A : argile ; As : asymétrie de Trask =  $(Q1*Q3/Md^2)$  ; So : indice de classement de Trask =  $(\sqrt{Q3/Q1})$  ; Al/Si : rapport aluminium/ silicium ; HF : hydroxydes de fer ; MA : minéraux argileux.

Table 2.- Grain-size distribution, clay and iron hydroxide composition.

A: Quaternary alluvia; B: Pliocene gravels; C: Pliocene sands; D: Sologne sands.

Md : median in  $\mu\text{m}$ ; A: clay (<2  $\mu\text{m}$ ); As: Trask asymmetry index ( $Q1*Q3/Md^2$ ); So: Trask sorting index ( $\sqrt{Q3/Q1}$ ).

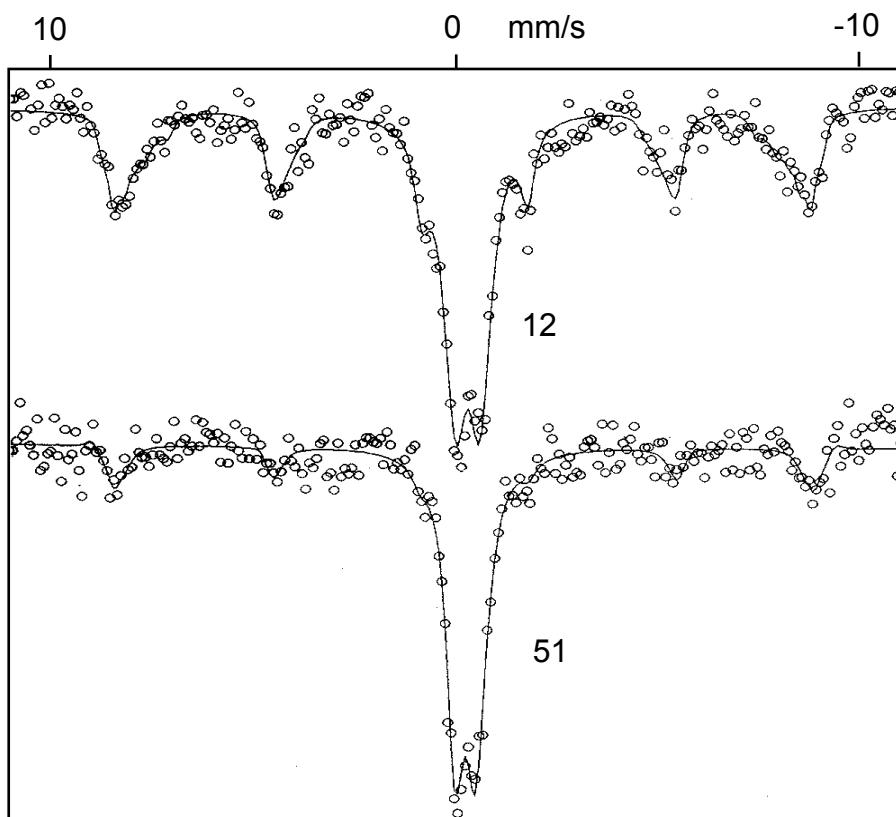


Fig. 4.- Spectres Mössbauer obtenus à 77 K sur les échantillons 12 et 51 (fig. 1 et tabl. 1).

Fig. 4.- 77 K Mössbauer spectra on samples 12 and 51 (Fig. 1 and Table 1).

fer, comme la lépidocrocite et la goethite. Ces derniers sont plus abondants dans la nappe pliocène (12) que dans celle des sables de Sologne (51). Le cailloutis supérieur (11 et 17) est moins riche en hydroxydes de fer que la masse sablo-argileuse sous-jacente (4, 12 et 28).

*La détermination des argiles complètent ces données (tabl. 2 et fig. 5). La forme des pics révèle une meilleure cristallinité pour les échantillons 9 et 15 appartenant au matériau du replat inférieur que pour ceux du niveau supérieur 16, 3, 11, 12, 4. Sur le plan vertical, dans certaines coupes, les argiles apparaissent moins bien cristallisées en profondeur (4 l'est moins que 3), dans d'autres, les dépôts sous-jacents (13 et 7) sont aussi bien cristallisés que ceux de surface.*

La composition en minéraux argileux rend possible la distinction des alluvions quaternaires qui présentent, comme 24, 58 ou 64 une plus grande variété et enregistrent la prédominance de l'illite et des interstratifiés chlorite-vermiculite-montmorillonite, alors que les nappes d'épannages antérieurs sont caractérisées par l'abondance, soit de la kaolinite, soit de la montmorillonite. La base sableuse des dépôts pliocènes est plus riche en kaolinite que le sommet caillouteux. Dans les Sables de Sologne, la montmorillonite et la kaolinite sont en général plus abondantes que l'illite, la sépiolite apparaît dans l'échantillon 46.

*La détermination des minéraux lourds apporte des informations nouvelles (tabl. 3, fig. 6).*

Les minéraux peu représentés des sept dernières colonnes (tabl. 3) ont été exclus de l'analyse factorielle en composantes principales. Le plan factoriel défini par les axes 1 et 2 donne un total d'information de 78 % : 61 % pour l'axe 1 qui oppose le zircon à la brookite, à la tourmaline et à la staurotide, et 17 % pour l'axe 2 qui met en opposition la tourmaline avec la staurotide, l'andalousite et le disthène. Les faluns (D3) et les sables de Sologne (D2) se distinguent assez bien du sommet caillouteux (B2) et de la base sableuse (C) des dépôts pliocènes, en revanche le matériau des replats (B 1) apparaît peu différent de celui de la base sableuse.

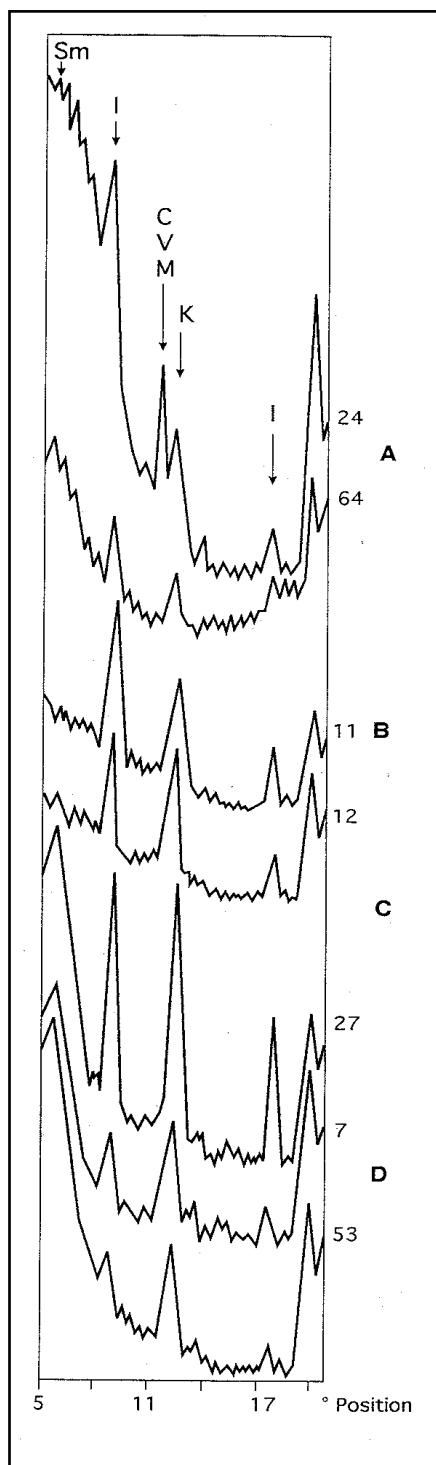


Fig. 5.- Spectres de diffraction des rayons X obtenus sur la fraction  $<50\ \mu\text{m}$  des échantillons localisés sur la figure 1 ;

A : alluvions quaternaires ; B : sommet caillouteux de la nappe pliocène ; C : base sableuse de la nappe pliocène ; D : nappe des sables de Sologne. Sm : smectite ; I : illite ; K : kaolinite ; C-V-M : interstratifiés chlorite-vermiculite-montmorillonite.

Fig. 5.- X-ray diffraction spectra on the  $<50\ \mu\text{m}$  fraction of the samples located on Fig. 1 ;  
A: Quaternary alluvia; B: Pliocene gravels;  
C: Pliocene sands; D: Sologne sands.

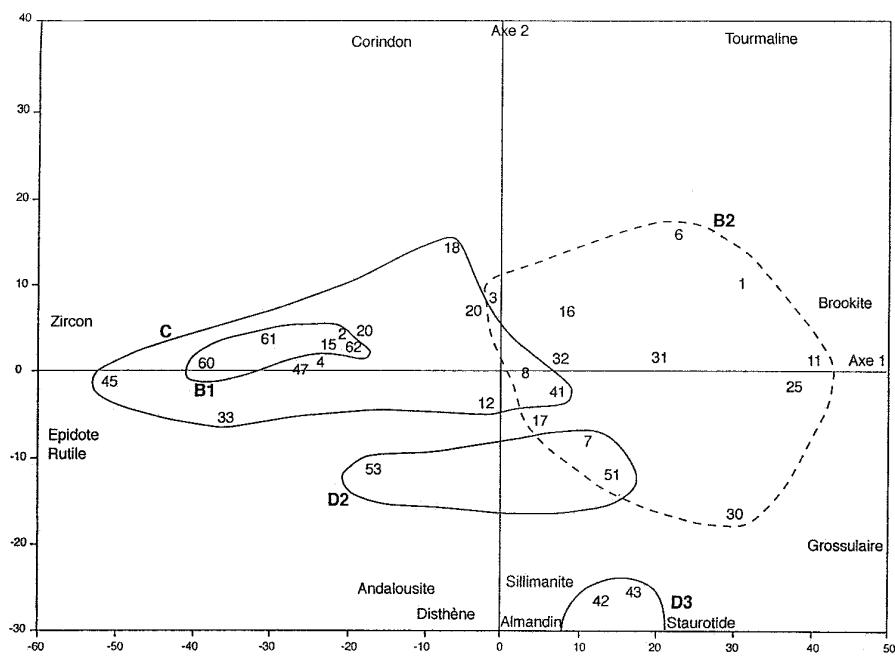


Fig. 6 : Analyse factorielle en composantes principales selon les axes 1 et 2. Position des échantillons. B 1 : matériau des replats modelés dans la nappe pliocène ; B 2 : sommet caillouteux de la nappe pliocène ; C : base sableuse de la nappe pliocène ; D 2 : nappe des sables de Sologne ; D 3 : faluns helvétiens ; E : sable argileux oligocène.

Fig. 6: Plot of factor pattern (AFC) for factor 1 and factor 2. Sample positions. B1: shoulders patterned in the Pliocene deposits; B2: Pliocene gravels; C: Pliocene sands; D2: Sologne sands; D3: Helvetician falun; E: Oligocene clay-sand.

En ce qui concerne les nappes du Cher, à l'amont, les flux ont varié dans le temps et/ou en fonction de la lithologie des dépôts. Ainsi à Penserolles, la base argileuse (13) se caractérise par l'association brookite-tourmaline, les sables intermédiaires (12) sont à dominante zircon-sillimanite et le cailloutis supérieur (11) retrouve le couple brookite-tourmaline auquel s'adjoint de la staurotide. Le sommet des interfluves, comme à La Bouchatte, révèle des argiles sableuses riches en zircon, grossulaire et brookite (56). Dans le secteur de Saint-Amand-Montrond, les placages supérieurs d'Orcenais (30) ont une composition minéralogique différente de celle du dépôt conservé dans un ensemble de la cuesta au nord de Noirlac (45) : la staurotide et la tourmaline caractérisent les premiers alors que le zircon domine pour le second.

Des éléments d'origine volcanique sont présents dans 15 échantillons sur les 65 analysés. Ces minéraux se rencontrent à des niveaux très différents : au sommet des croupes comme à La Bouchatte, sur le replat inférieur (15, 60 ou 17), à la base de la gouttière entaillant la cuesta et dans la formation inférieure au nord-est de

Culan. Seuls les quartz de pences limpides et les zircons volcaniques fournissent un repère chronologique précieux. Selon Tourenq *et al.* (1982), Tourenq (1989), Tourenq et Pupin (1993), ces minéraux typiquement montdorians datent du Pliocène supérieur (du Reuvérien au Prétiglien). Mais Lo Bello (1988) et Féraud *et al.* (1990) démontrent que l'essentiel des produits rhyolitiques à quartz exprimés du Mont-Dore s'est mis en place vers 3,1 Ma. Les dépôts de Culan et les Sables de Sologne renferment en faible quantité de l'amphibole brune, de la bronzite et de l'augite.

Les terrasses quaternaires du Cher (24, 36, 37 et 58) s'individualisent par la présence en leur sein de minéraux plus fragiles comme l'épidote ou l'amphibole verte et par la prédominance du zircon et la rareté de la staurotide.

L'utilisation conjointe des différentes méthodes facilite donc l'identification de plusieurs nappes détritiques :

- les Sables de Sologne (D2 : 7, 44, 46, 51, 52, 53) renferment une proportion importante de feldspaths (24 % pour l'éch. 7), de la kaolinite et/ou de la montmorillonite mais très peu d'hydroxydes

n° éch.	Apate- site	Zir- con	Tour- maline	Mona- site	Corin- don	Rutile	Broo- kite	Ana- tase	Gros- sulaire	Alman- din	Ido- craze	Andal- lousite	Silli- manite	Stauro- tide	Dis- thène	Hornblende verte	Epi- doite	Au- gite	Hornblende brune	Sphène	Zircon volcanique	Bronzite Enstatite	Bary- tine	Quartz de pences		
A	24	53	11	4		2	8	1		1	1	3	7	2	1	1	6	4								
	36	41	23	3		2	5	4		1	1	1	2	1	2	3		5								
	37	64	17	1		1	3	4		1	1	1	2	1	1	1		3								
	*	*				*	*			*						*										
	39	35	24	1		2	9	4		2	2	6	1	10			3	1				1				
	58	51	18	1	1	2	6	1	7	1	2	4	1	1	1		1	2								
	63	20	17	1	1	2	10	1	5	1	1	1	1	1	3	2	2									
	64	10	34	1		2	13,1	2	14	1	3	1	1	1	3	2								40		
B1	2		54	18	4		2	5	1	3		5	4		1	1		1								
	15		56	16	4		3	6	2		4	4	4	1	1	2		1								
	60	70	10	1		1	2		4	1	1	5	1	2	1	1	1	1	1							
	61	65	15	1		2	5		6	1	1	2	1	2	1											
	62	54	17	1		1	9		12	3	1	1	1	1	1											
B2	1	12	35	2	1	1	37,3		2	7		3	2	3	1	1	1		1							
	3	37	28	4		2	8			2	7	4	5	2	26	1										
	5	19	21	6		1	4	2	9		4	3	1	26	1	2										
	6	16	42	6		11	2	13			5	1	2	15												
	11	3	35	4		1	32,5		7		8	4	2	4	1											
	16	28	31	2		2	9	1	6		14	6	3	4	1											
	17	28	13	1		1	19		7																	
	21	35	45	3		5	4	1	3																	
	22	23	70	3		2	1																			
	23	34	13	29		1	1	6																		
	25	4,8	43	4		1	7	1	6			5	1	27												
	29	0,5	20	17	3		1	12,7		6	2	3	1	23	1	2	4	1	*	1						
	30	9	23	1		1	18,9		9	1	5	3	28													
	31	20	31	1		1	18,9		9	1	5	1	12													
	32	29	28	2	1	3	10,4		1	2	2	10														
	34	12	49	4	1	2	2	1		2	3	18														
	35	10	60	3	1	1	2		1	1	1	19														
	56	57	12	1		1	9		8	1	2	2	4					2	1	*					*	
C	4	57	15	1		2	6	21	1	5	5	2	3	10				1								
	8	35	22	1		16,3	7				2	2	2	3												
	9	27	36	1		3	2	1	2		6	29	2													
	12	31	16	6	1	56,2	2				2	1	1	1												
	13	2	31	2		3	10,8	1	7		7	1	21													
	14	27	20	1		4	8	1		1	1	9	4	1	2	2	1	1								
	18	44	34	3		2	1	7		3	1	4	1	2	2	1	1									
	20	52	18	3	2	4	8	1		1	1	9	4	1	2	2	1									
	20'	40	26	1		4	8	3	8		7	2	4	1	2	2	1	1								
	27	29	25	15		6	10,6	1	8		8	6	6	1	29											
	28	17	21	2		4	2	2			2	5	24	2	10	2										
	33	67	6	5		4	2				2	2	10	1	5	1										
	40	30	16			4	4		1		2	5	24	2	10	2										
	41	28	21	1		1	16		10	2	2	2	10	1	5	1										
	45	82	3	2	1	1	3	2	2	1	3	1	1	1	1											
	47	59	13			2	8	4		1	4	3	1	1	1											
D1	55		14	23		2	1				17	1	39	2												
D2	7	0,9	21	20	21	1	4	1	1	8	3	15	1	13			1	5								
	44	12	29	1	1	5	1	1	1	1	1	7	3	22	3											
	46	32	22	1	1	2	1	1	1	1	1	18	1	18	1											
	50	15	25	1	1	2	1	1	1	1	1	14	2	25	4											
	51	21	26	1	1	2	1	1	1	1	1	5	2	24	2											
	52	42	15	1	1	3	1	1	1	1	1	4	2	19	1											
	53	50	14	1		3	1	1	1	1																
D3	42	18	12	1	4	1	1	1	1	7	13	16	12	5	30	3	2	2								
	43	24	20	1	2																					
E	10		64					27		9																
F	54		54	18		3	1	1	1			4	1	12	3		2									

Tabl. 3.- Composition en minéraux lourds et en quartz de pences des nappes détritiques du bassin du Cher.

A : alluvions quaternaires ; B1 : matériau des replats modelés dans la nappe pliocène ; B2 : sommet caillouteux de la nappe pliocène ; C : base sableuse de la nappe pliocène ; D1 : Sables de Montreuil, post-hélvétiens ; D2 : nappe des sables de Sologne ; D3 : faluns hélvétiens ; E : sable argileux oligocène ; F : argile à silex.

Table 3.- Heavy mineral and pumice quartz composition of the Cher basin detrital formations.

A: Quaternary alluvia; B1: shoulder deposits patterned in the Pliocene deposits; B2: Pliocene gravels; C: Pliocene sands; D1: Montreuil sands; D2: Sologne sands; D3: Helvetic falun; E: Oligocene clay sand; F: clay with flints.

de fer ; ils sont caractérisés par l'association staurotide-zircon et tourmaline ; - riches en hydroxydes de fer, les dépôts pliocènes ont reçu quelques apports de minéraux volcaniques. Le cailloutis supérieur (B2) contient plus de tourmaline, de staurotide et d'andalousite que les sables sous-jacents (C) qui enregistrent la prédominance du zircon. Pour ces derniers, la kaolinite l'emporte sur l'illite, alors que la situation inverse se produit pour le niveau supérieur ; - moins altérées, les alluvions quaternaires (A) ont une plus grande variété minéralogique.

## Les interprétations et les enseignements paléogéographiques

### Les milieux de sédimentation

A l'échelle de l'affleurement, les faciès et les figures de sédimentation

donnent des indications sur les conditions de transport et d'accumulation. Les nappes tertiaires se distinguent des alluvions quaternaires par des épaisseurs plus irrégulières, par des lits beaucoup plus larges et par des éléments grossiers en général plus mal roulés. Ainsi, pour Denizot (1927), les Sables de Sologne sont issus d'écoulements boueux en nappe, alors que Rasplus (1978) réfute cette interprétation en se fondant sur la trop grande faiblesse des pentes et sur leur organisation en fines laminations et leur attribue une origine fluvio-lacustre qui semble aujourd'hui admise par les auteurs des cartes géologiques (Fleury, 1991).

Au nord de Culan, la formation inférieure, qui s'apparente au faciès solognot, témoigne d'une sédimentation calme dans une petite cuvette subsidente. Les blocs de quarzite et les boules d'argile qui ravinent ces dépôts traduisent une modification brutale des conditions de sédimentation. Les premiers proviennent des filons inclus dans les micaschistes de Culan : leur court transport implique une pente forte générée par la création d'un escarpement entre la zone affaissée et le socle armé de quartzite soulevé. Cet abrupt résulte de la distension E-W à l'origine du demi-fossé de Culan (Freytet *et al.*, 1986). Comme les boules d'argile ont la même composition minéralogique que la formation fine sous-jacente, il est probable qu'elles ont été arrachées à cette dernière par l'incision de chenaux divagants.

Les formations pliocènes sont des dépôts d'origine fluviatile, bien visibles sur les coupes de Penserolles et du nord de Lignières. Leur transport et leur mise en place se sont réalisés dans des lits très vastes à chenaux tressés ainsi que le suggèrent les lentilles à stratifications obliques tronquées à leur partie supérieure par des lits discontinus de galets (Allen, 1984). La formation inférieure à dominante sableuse présente souvent des laminations subhorizontales qui traduisent des dépôts palustres dans de vastes zones subsidentes, comme au nord de Lignières. La partie supérieure plus grossière, hétérométrique et massive témoigne d'une plus forte compétence, mais il ne s'agit pas de coulées de débris, car les galets présentent un émoussé fluviatile, on observe toujours une esquisse de stratification oblique ainsi que quelques lentilles et galets

mous argileux. Ces lentilles résultent du comblement de chenaux lors de la décantation de fin de crue et les galets mous de l'érosion suivante qui arrache des blocs d'argile à ces dépôts lenticulaires, les roule et les incorpore à des barres de chenal formés principalement de galets. Un écoulement spasmodique de type « oued » peut être envisagé. La concentration superficielle de galets mal roulés, très nette sur les replats déjà décrits est probablement due à l'ablation éolienne des particules fines. L'aspect subémoussé des quartz exclut une mise en place par coulées de débris.

De l'amont à l'aval, la taille des quartz et des silex diminue beaucoup moins rapidement dans les épandages pliocènes que dans les nappes pléistocènes, en raison de la prédominance des apports latéraux sur les longitudinaux. En effet, les affleurements de dépôts sidérolithiques éocènes et les silicifications des calcaires lacustres oligocènes, localisés de l'amont à l'aval (fig. 2), fournissent en abondance des quartz et des accidents siliceux anguleux aux écoulements spasmodiques des paléo-Cher et Arnon.

Les dépôts de glacis, formés d'éléments anguleux emballés dans de l'argile rouge, ont dû alimenter les épandages, comme par exemple ceux de la bordure est du horst granitique de Vesdun : là un glacis d'érosion recoupe le socle et les sédiments triasiques selon une pente actuelle d'environ 1,2 % et plonge sous les épandages conservés à La Bouchatte (fig. 2).

Enfin, le vent peut avoir contribué à enlever les éléments fins supérieurs, toutefois nous n'avons pas observé de galets éolisés en Berry. Par contre, en Sologne, les sables superficiels, appelés « sables à lapins » (Denizot, 1927) résultent de remaniement éolien.

Une fois mises en place, les formations tertiaires ont-elles subi une diagenèse importante ?

Il semble normal qu'elles aient des compositions chimiques peu différentes étant donné que les matériaux ont des origines semblables et ont été charriés par des processus identiques. La teneur en fer dépend des apports locaux fournis par les altérites développées sur les micaschistes et surtout par les affleurements de grès et d'argiles sableuses

sidérolithiques nombreux dans tout le bassin du Cher. Or, la mesure des hydroxydes de fer indique des variations notables sur les plans verticaux, ce qui aide à la distinction des nappes, mais aussi latéralement. Au sein du fer total, le pourcentage d'hydroxydes varie selon les conditions d'oxydo-réduction du milieu diagénétique. Les formations accumulées dans une cuvette profonde, comme en Sologne ou au nord de Culan, renferment peu d'hydroxydes en raison de conditions hydromorphes permanentes, alors que les épandages portés en position d'interfluve subissent davantage les processus d'oxydation et recèlent d'autant plus d'hydroxydes de fer qu'ils sont plus anciens. Cette évolution permet de leur accorder un âge relatif. En outre, des redistributions pédologiques de type oxydo-réduction peuvent expliquer les variations enregistrées sur une même verticale (Freytet et Plaziat, 1982).

Une explication semblable peut être accordée aux minéraux argileux qui, selon les auteurs, subissent des transformations plus ou moins fortes: contrairement à Millot (1964), Chamley (1989) montre que les néoformations sont très limitées *in situ*. Ainsi, la présence de sépiolite dans l'échantillon 46 en Sologne peut provenir de néoformation lors de la sédimentation sur le littoral de la Mer des Faluns, ou bien être issue des affleurements de calcaire lacustre de la région de Quincy qui est localement riche en quinecte, variété de sépiolite. La seconde interprétation prouverait qu'une partie des Sables de Sologne a bien été acheminée par le paléo-Cher. Même limitée, la néoformation d'argiles engendre cependant des différences sensibles entre les nappes en fonction de leur âge : par exemple, la partie inférieure sableuse de l'épandage pliocène est plus riche en kao-linite que la formation supérieure qui est aussi plus grossière. Cette diminution de l'altération est en accord avec l'évolution climatique vers des tonalités plus fraîches au cours du Pliocène supérieur (Cravatte et Suc, 1981, Suc et Zagwijn, 1983).

## Les enseignements des minéraux lourds

Les minéraux lourds sont de précieux traceurs pour déterminer l'origine des dépôts alluviaux situés aujourd'hui en

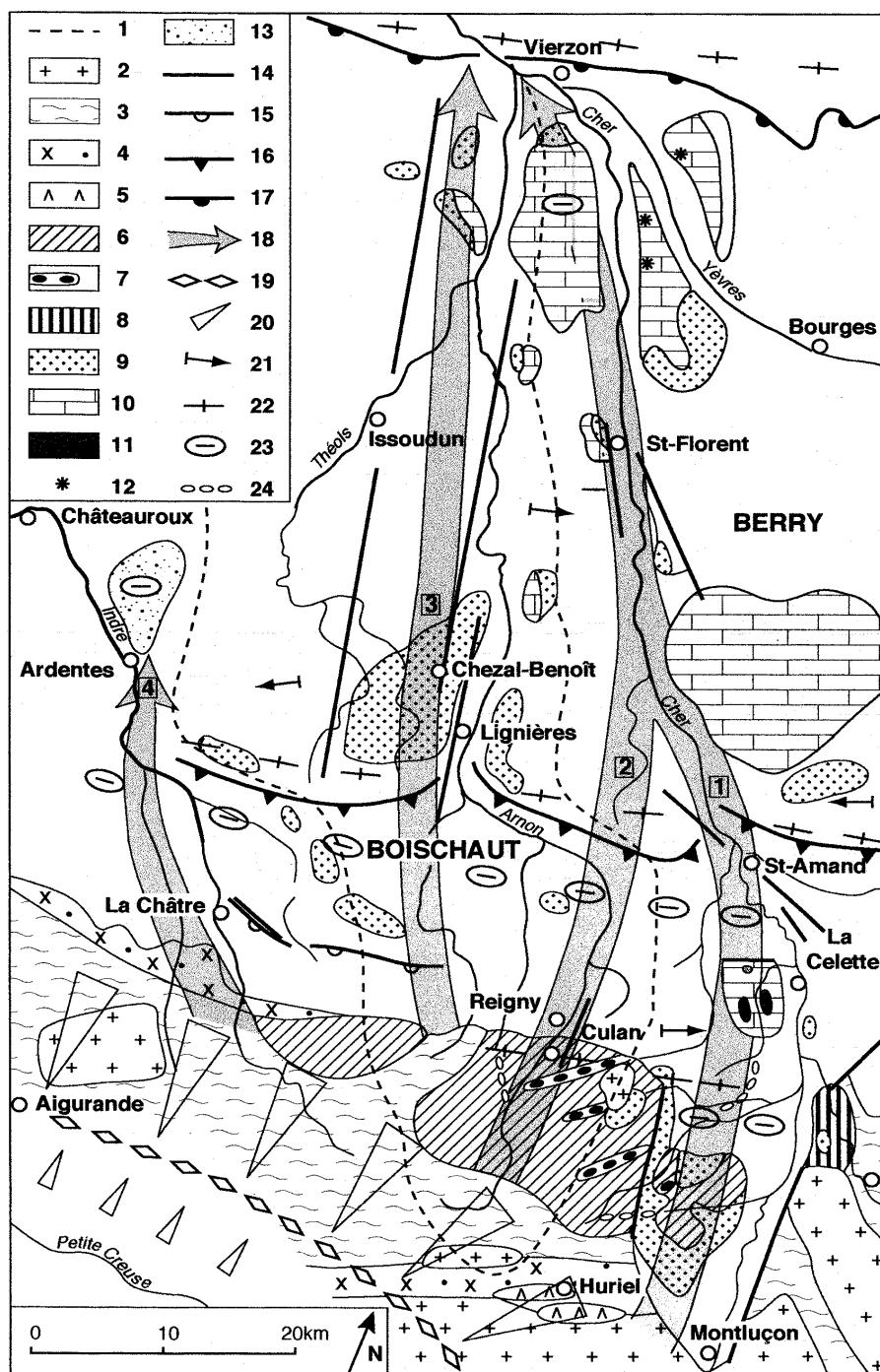


Fig. 7.- Cadre morphostructural et paléoflux au Pliocène supérieur.

1 : ligne de partage des eaux (bassin de l'Arnon) ; 2 : granite ; 3 : gneiss ; 4 : migmatites ; 5 : amphibolites ; 6 : micaschistes ; 7 : barres de quartzite ; 8 : grès houiller, 9 : sables et grés sidérolithiques ; 10 : calcaires lacustres ludo-sannoisiens ; 11 : présence de barytine ; 12 : présence de quincyte (sépiolite) ; 13 : cône d'accumulation d'Ardentes (Pliocène ou Pléistocène inférieur) ; 14 : faille ; 15 : cuesta sinémurienne ; 16 : cuesta bajocienne ; 17 : cuesta turonienne ; 18 : paléotracés (1 : Cher, 2 : Arnon oriental, 3 : Arnon occidental, 4 : Indre) ; 19 : reliefs résiduels séparant les bassins-versants mio-pliocènes ; 20 : glaciis antérieurs au creusement des vallées ; 21 : sens du basculement ; 22 : soulèvement post-pliocène supérieur ; 23 : subsidence post-pliocène supérieur ; 24 : vallées fossiles (captures pléistocènes).

Fig. 7.- Morphostructural map and palaeo-courses (Upper Pliocene).

1: drainage divide (Arnon basin); 2: granite; 3: gneiss; 4: migmatite; 5: amphibolite; 6: mica schist; 7: quartzite; 8: Carboniferous sandstone; 9: siderolithic (clayey) sand and sandstone; 10: lacustrine limestone; 11: presence of barite; 12: presence of quincyte (sepiolite); 13: Ardentes deposits (Pliocene or Lower Pleistocene); 14: fault; 15: Sinemurian cuesta; 16: Bajocian cuesta; 17: Turonian cuesta; 18: palaeo-courses (1: Cher; 2: eastern Arnon; 3: western Arnon; 4: Indre); 19: inselbergs on Mio-Pliocene drainage divide; 20: glaciis before valley incision; 21: back slope of fault-blocks; 22: post-Pliocene uplift; 23: post-Pliocene subsidence; 24: valleys (Pleistocene captures).

position d'interfluve, à condition toutefois de connaître les flux des principaux drains. La partie du socle du Massif central qui constitue les bassins-versants supérieurs du Cher, de l'Arnon et de l'Indre est très hétérogène (fig. 7). L'ensemble ouest est constitué par l'empilement de différentes nappes d'une série cristallophyllienne renversée, ployée en une vaste antiforme orientée W-E, dont l'axe est jalonné par des batholites de leucogranites et de granites à deux micas, comme ceux de Vesdun et de la région d'Aigurande, dans le haut bassin de l'Indre (Cohen-Julien *et al.*, 1994). L'ensemble est, draîné par le Haut Cher, comporte des granites dans le secteur La Châpelaude-Montluçon et des amphibolites plus en amont et dans le secteur d'Huriel, à l'ouest de Montluçon. Aussi les cortèges de minéraux lourds sont-ils différents pour les flux actuels mais aussi pour les paléoflux. Ceux du Cher sont caractérisés par la prédominance du zircon fourni par les granites et par la présence de monazite et de brookite issues des roches cristallines et de grossulaire abondant dans le remplissage oligocène du bassin de Montluçon (échantillons 20, 56, 45, 47). Les minéraux d'origine métamorphiques marquent les flux de l'Arnon et de l'Indre : la staurotide est le traceur des dépôts du Haut Arnon (échantillons 5, 25, 28, 29, 31) et l'andalousite celui de l'Indre (échantillons 34 et 35).

Les grands paléoflux n'épousaient pas le tracé actuel des cours d'eau : par exemple, le paléo-Haut Arnon rejoignait directement le Cher au sud de Saint-Florent comme l'atteste le fort pourcentage de staurotide, minéral du métamorphisme véhiculé par l'Arnon, dans les échantillons 40, 41 et 14 de l'axe du Cher à l'aval de Saint-Florent. Le dégagement du relief de la cuesta de calcaire bajocien, au nord d'Ardentes, est ainsi postérieur à la mise en place de ces épandages sur la surface d'érosion recouvrant les assises sédimentaires du sud du Bassin parisien, entre le Massif central et la cuvette de Sologne.

Le Cher a contribué à alimenter l'extrême sud-ouest de l'accumulation de Sologne, étant donné qu'on retrouve le grossulaire, caractéristique des nappes du Cher, dans le « corps principal » des Sables de Sologne de la région de Romorantin (50, 51, 52 et 53). Toutefois, l'analyse des principaux sondages connus à ce

jour infirme l'hypothèse soutenue par Jung (1946) et Rasplus (1982), d'une alimentation uniquement par le Cher. En Sologne centrale, dans le sondage de Salbris (Le Griel et Etienne, travaux en cours), le grenat est exclusivement représenté par l'almandin, de provenance Loire et non par le grossulaire. L'évolution du rapport andalousite/staurolite d'est en ouest dans les sondages étudiés par Rasplus (1982) apporte un complément d'information : l'andalousite, d'apport Loire, est égale ou supérieure à la staurolite dans l'ensemble des sondages orientaux et centraux tandis que la staurolite l'emporte nettement dans l'extrême sud-ouest du « corps principal » des Sables de Sologne (sondages de Millançay : BRGM n° 460-4-1 et de Courmenin : BRGM n° 460-3-2) alimentée par le Cher.

La barytine est abondante dans les alluvions quaternaires du Chadet, petit affluent du Cher entaillant le plateau de La Celette, et dans celles du Cher (éch. 63 et 64). L'origine de ce minéral est à rechercher dans les produits de la silicification du calcaire lacustre ludien (Lablanche, 1982). Il se dilue rapidement vers l'aval, mais en Sologne on le retrouve dans les échantillons 52 et 53, ce qui tend à prouver que les produits des silicifications des plateaux berrichons ont contribué au remplissage de la Sologne.

La présence en faible quantité d'amphibole brune, de bronzite et d'augite dans les dépôts de Culan et au sein des

Sables de Sologne pourrait rapprocher ces formations qui se seraient mises en place lors des premières grandes émissions pyroclastiques du Cantal, au Miocène supérieur.

La morphoscopie des minéraux peut renseigner sur les reprises éventuelles : ainsi l'émussé de la monazite du matériau du replat inférieur plaide en faveur d'un remaniement des matériaux de la nappe supérieure qui renferme des minéraux non usés. L'altération des minéraux les plus fragiles contribue à gonfler la part des minéraux ubiquistes résistants comme la tourmaline ou le zircon qui dominent dans les sédiments éocènes et oligocènes (éch. 10).

La composition plus variée des terrasses quaternaires du Cher (24, 36, 37 et 58) peut s'expliquer par le fait que l'incision progressive des cours d'eau et le recul de tête des sources touchent de nouvelles roches, telles les amphibolites migmatitiques de Lavault Sainte Anne, au sud de Montluçon, et d'Huriel, riches en epidote et en amphibole verte.

### La géométrie des nappes et les déformations tectoniques

Les coupes transversales à la vallée du Cher (fig. 2, A et B) suggèrent que les épandages se sont mis en place dans de vastes gouttières très évasées. En effet, la surface de discordance sur laquelle ils

reposent dessine un creux centré sur la vallée du Chadet, longtemps parallèle au Cher. Mais il peut aussi s'agir d'un basculement tectonique vers l'est du bloc de la Bouchatte, le Chadet se serait alors installé sur une faille ou au pied d'une flexure. Freytet *et al.* (1986) montrent, qu'au Pliocène, les déformations distensives E-W s'accompagnent de la création de demi-fossés orientés N-S. L'épaisseur plutôt régulière des dépôts pliocènes plaide en faveur de cette seconde hypothèse. De plus, à latitude égale, les épandages du paléo-Arnon dominant actuellement d'environ 25 m ceux du paléo-Cher. Aussi le soulèvement du bassin de l'Arnon semble-t-il plus probable qu'un creusement inégal des deux gouttières.

Les profils longitudinaux des différentes nappes tertiaires et quaternaires mettent bien en évidence les déformations postérieures à la mise en place des épandages pliocènes (fig. 8). La pente générale de ces derniers est plus forte que celle des hautes et moyenne terrasses alluviales pléistocènes, si bien que le recouvrement se produit en deux endroits : dans la dépression du Boischaut avec la très haute terrasse, Fv, et à l'aval de Saint-Florent avec la moyenne terrasse du Cher, Fx. Les poches karstiques signalées dans ce secteur font que les matériaux des deux ensembles descendent localement presqu'au niveau du Cher actuel.

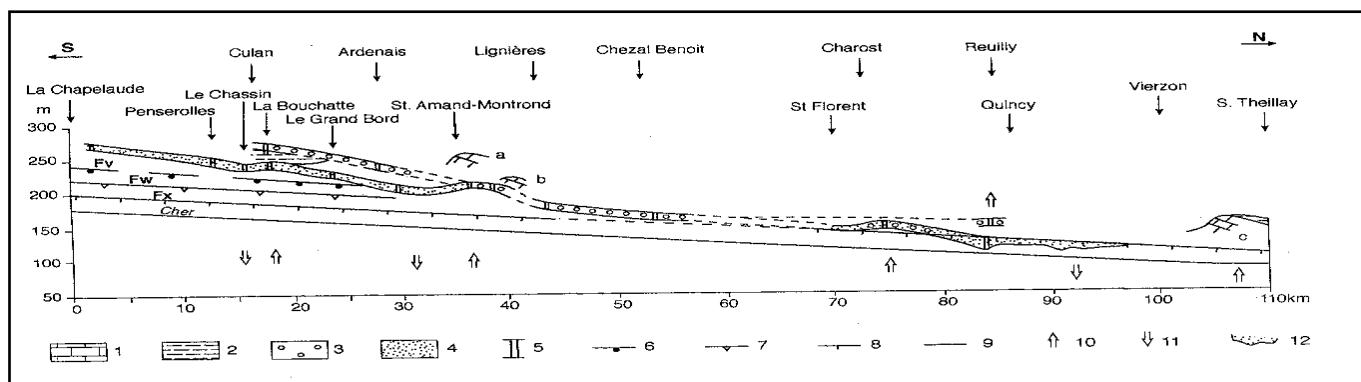


Fig. 8.- Profils longitudinaux des nappes tertiaires des paléo-Cher et Arnon et des terrasses du Cher entre le Massif central et la Sologne.

1 : cuesta (a : bajocienne à l'est de Saint-Amand-Montrond, b : bajocienne au sud de Lignières, c : turonienne) ; 2 : nappe des Sables de Sologne ; 3 : nappes pliocènes des paléo-Arnon ; 4 : nappes pliocènes du paléo-Cher ; 5 : épaisseur des dépôts ; 6 : sommet de la très haute terrasse Fv ; 7 : sommet de la haute terrasse Fw ; 8 : sommet de la moyenne terrasse Fx ; 9 : profil du Cher actuel ; 10 : soulèvement ; 11 : subsidence ; 12 : soutirage karstique.

Fig. 8.- Longitudinal profiles of the palaeo-Cher and -Arnon Tertiary deposits and of the Cher terraces between the Massif Central and the Sologne.

1: cuesta (a: Bajocian, E of Saint Amand-Montrond; b: Bajocian, S of Lignières; c: Turonian); 2: Sologne sands; 3: palaeo-Arnon Pliocene deposits; 4: palaeo-Cher Pliocene deposits; 5: thickness of deposits; 6: summit of the very high terrace; 7: summit of the high terrace; 8: summit of the middle terrace; 9: profile of the Cher; 10: uplift; 11: subsidence; 12: karstic pockets fossilized by deposits.

Malgré la relative imprécision dans l'évaluation des épaisseurs des nappes pliocènes, on observe nettement de l'amont à l'aval trois secteurs soulevés : au droit de la Bouchatte, au niveau de la cuesta bajocienne et entre Charost et Reuilly, et trois zones subsidentes : le secteur Le Chassin-Epineuil-le-Fleuriel, la dépression du Boischaut et la région de Quincy au sud de Vierzon. L'amplitude de ces mouvements différentiels est relativement modeste, entre 10 et 25 m selon les secteurs. Pour la nappe des Sables de Sologne, la reconstitution du profil est rendue délicate par l'absence de témoins prouvés entre le nord de Culan et la Sologne. Néanmoins, le soulèvement de la cuesta turonienne au nord de Vierzon apparaît probable. Ces accidents orientés W-E pourraient correspondre aux déformations pliocènes, compressives puis distensives, décrites par Freytet *et al.* (1986) et Lablanche *et al.* (1994).

Dans l'ensemble, les mouvements verticaux repérés s'accordent assez bien avec le canevas tectonique exposé par Montjument et Sarrot-Reynaud (1972), Lorenz et Lorenz (1985), Freytet *et al.* (1985 et 1986). La région étudiée appartient au sous-bloc biturige (Debégia et Debrand-Passard, 1980) délimité à l'ouest par la faille de Sennely, prolongée vers le sud par celle de Chézal-Benoît à l'ouest de l'Arnon, et à l'est par la faille de Sancerre. On retrouve l'interférence entre deux grandes directions tectoniques : les linéaments de direction sud armoricaine, WNW-ESE, engendrent le basculement de blocs vers le nord, comme pour le plateau berrichon, les accidents submériens favorisent les basculements vers l'est, comme le bloc de la Bouchatte, ou vers l'ouest comme le Bajocien vers Ardentès, et accentuent le fossé du Cher. Si en Berry, les failles disloquant le socle restent difficiles à détecter dans les sédiments, c'est qu'elles s'amortissent

dans le matelas des marnes liasiques et se transforment en flexures dans les strates surincombantes.

Cette tectonique active est aussi responsable des principales réorganisations hydrographiques (fig. 7). Comme l'a montré Freytet (1988), le soulèvement du calcaire bajocien a favorisé l'érosion différentielle dans les marnes liasiques du Boischaut, donnant « l'impression fallacieuse d'une simple cuesta ». L'Arnon et l'Indre nouveaux ont bifurqué vers l'ouest pour finir par franchir la cuesta-flexure à la faveur de zones fragilisées par des accidents submériens, au sud de Lignières et au sud d'Ardentes. Le soulèvement de la cuesta turonienne et la subsidence continue de la Touraine (Macaire, 1981) expliquent le coude du Cher vers l'ouest au niveau de Vierzon. Les autres captures notées sur la carte sont plus récentes et ont des causes à la fois climatiques et tectoniques.

Les mouvements verticaux se poursuivent aujourd'hui ainsi que le prouve la comparaison des nivellages NGF (1884-1900) et IGN (1964-1985), réalisée par Delfau et Lenôtre (1992), mais les discontinuités ne correspondent pas toujours à toutes les limites structurales actuellement visibles. Toute la partie nord-ouest de la région étudiée s'affaisse au rythme de plus de 0,5 mm/an : le maximum de la subsidence se situant dans la région d'Ardentes, alors que l'est s'élève à une vitesse moindre d'environ 0,25 mm/an. Deux discontinuités dans les vitesses des déformations se dessinent : l'une submérienne, entre La Châtre et Vierzon, l'autre WSW-ENE passe par Culan et au sud de Saint-Amand-Montrond (fig. 9). Toutefois ces mouvements mesurés sur une centaine d'années ne sont pas extrapolables à l'ensemble du Pléistocène. En effet, une subsidence se réalisant à une vitesse constante de 0,5 mm/an impliquerait un affaissement total de 500 m en un million d'années, or en Berry les amplitudes sont très réduites, les accumulations détritiques ne dépassent guère la dizaine de mètres. Il faut donc admettre que les vitesses sont très variables dans le temps et/ou que des mouvements négatifs peuvent alterner avec des mouvements positifs dans un même secteur. Par exemple, la petite cuvette du nord de Culan a connu d'abord une subsidence, lente au Miocène, lors de

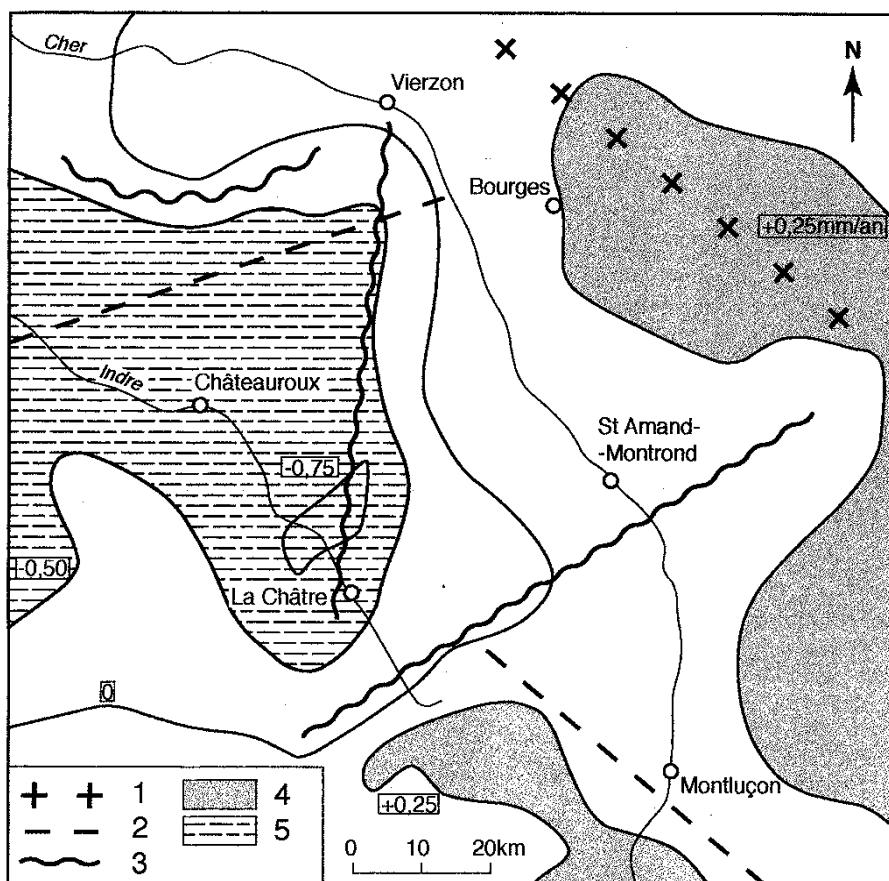


Fig. 9.- Mouvements verticaux actuels en mm/an (selon Delfau et Lenôtre, 1992).

1 : axe anticlinal ; 2 : axe synclinal ; 3 : principale discontinuité dans les rythmes tectoniques ; 4 : zone en soulèvement ; 5 : zone en enfouissement.

Fig. 9.- Rates of present day vertical movement in mm/year (by Delfau and Lenôtre, 1992).

1: anticlinal axis; 2: synclinal axis; 3: main discontinuity; 4: zone of uplift; 5: zone of subsidence.

l'accumulation de la nappe des Sables de Sologne, plus brutale lors de la mise en place des matériaux grossiers du Pliocène, puis une période de soulèvement jugée nécessaire pour interpréter la dénivellation de 25 m notée précédemment.

S'il y a bien coïncidence quasi systématique entre les déformations récentes et les accidents hercyniens (Lerouge, 1984, Freytet *et al.*, 1985), en revanche, les mouvements verticaux ont parfois changé de sens. En outre, ces pulsations tectoniques expliquent la localisation des dépôts détritiques tertiaires qui ne sont conservés que dans les zones ayant subi une subsidence contemporaine de la sédimentation.

### Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 7)

Les dépôts analysés sont situés sur une paléotopographie dont la genèse a été provoquée par « l'updoming » de la Montagne limousine, éocène pour Klein (1990), voire un peu plus ancien pour Freytet (1988). Cette surface, modelée par pédimentation selon Klein, a évolué acycliquement jusqu'au Pliocène selon Freytet.

1) *Les épandages sidérolithiques* (Ludien à « Sannoisien ») sont les premiers à transiter sur ces plans inclinés et à s'accumuler dans de vastes dépressions localisées au contact socle-couverture sédimentaire (région La Chapelaude-Saint-Vit), sur le revers de la cuesta bajocienne et au sud de Vierzon. Des calcaires lacustres et des argiles vertes les recouvrent localement. Sous des climats contrastés à tendance aride (Turland *et al.*, 1990), les pédogenèses ont formé des cuirassements ferrugineux et des dalles de silexite par silicification. Ces dépôts riches en quartz mal roulés, en silex, en fer et localement en barytine ont contribué à l'alimentation des épandages ultérieurs.

2) *Les épandages miocènes* sont conservés dans la cuvette de Sologne et dans la zone effondrée au nord de Culan.

Recouvrant le calcaire aquitanien de Beauce, les Sables de Sologne s'accumulent dans la cuvette subsidente du même nom à partir du Burdigalien inférieur (faune MN3 des sables de l'Orléanais). Cette sédimentation se prolonge jusqu'au Miocène supérieur, si les quelques minéraux volcaniques rencontrés proviennent

bien des pyroclastites du Cantal, à moins qu'ils n'aient été repris aux diatrémes pépérítiques du Chattien ou de l'Aquitain d'Auvergne ainsi qu'aux coulées burdigaliennes de la région de Clermont-Ferrand, et même jusqu'au Pliocène selon Fleury (1991). La plupart des sphènes proviennent du socle. Ces sables posent le problème suivant : quel était le relief de la bordure nord du Massif central au moment de leur dépôt ? L'hypothèse de Jung (1946) reprise par Rasplus (1982) avait une incidence géomorphologique majeure : elle impliquait, si le Cher était l'origine unique du remblaiement, évalué à 200 km<sup>3</sup> par Le Griel (1991), un volume de relief élevé sur l'emplacement du bassin du Cher et l'ablation d'un volume d'altérites bien plus important, car une grande partie de ces dernières a dû rejoindre la mer. S'y opposait toutefois la prédominance des faciès argilo-sableux des dépôts de Sologne. La conclusion qui s'impose est que, les sables de Sologne étant essentiellement d'origine ligérienne, il s'agit d'un apport beaucoup plus lointain, à l'échelle d'une grande partie du Massif central. Debrand-Passard (1995) indique que le fossé de la Loire a servi à l'acheminement de la majorité des dépôts. Cela suggère un soulèvement important mais très progressif du socle du Massif central au début du Miocène, nécessaire pour permettre un débâlement régulier des altérites peu évoluées en formation sur les deux surfaces étagées séparées par un talus cyclique, selon Klein (1990). En effet, les Sables de Sologne sont riches en feldspaths, pauvres en fer et renferment, selon Rasplus (1982), un cortège de minéraux lourds plus frais que celui de l'Eocène, ce qui tend à prouver qu'ils n'ont pas été alimentés par les épandages sidérolithiques. Les variations climatiques enregistrées au Miocène semblent incapables d'engendrer seules de tels transports : l'élimination de nombreuses espèces thermophiles (Meon *et al.*, 1979) et le développement d'une strate inférieure herbacée (Bessé-dik, 1985) indiquent un assèchement et un rafraîchissement modérés du climat tempéré chaud et humide au Miocène moyen. Cette pénioration est responsable tout au plus d'une réduction de la pédogenèse.

3) *Les épandages pliocènes* sont datés du Pliocène supérieur par la présence de

quartz de pences et de zircons volcaniques trouvés en faible quantité en leur sein.

Représentés par des lambeaux discontinus, ces épandages sont situés dans deux vastes paléo-gouttières (celle du Cher étant plus profonde que celle de l'Arnon) dont la localisation peut s'expliquer par la tectonique. Mais elles ont pu aussi être façonnées par la reprise d'érosion qui a déblayé les matériaux miocènes, sauf ceux situés dans la dépression tectonique au nord de Culan. Là, l'existence de blocs de quartzite ravinant les argiles sableuses miocènes témoigne de cette phase érosive. Alimentés par des apports longitudinaux mais aussi latéraux, ainsi que le démontrent les glacis situés sur les bordures des gouttières et le cortège de minéraux lourds riche en éléments locaux souvent repris aux épandages sidérolithiques, ces dépôts, plus grossiers que ceux de Sologne, présentent dans la plupart des coupes des séquences négatives. Le transport et l'accumulation de matériaux de plus en plus grossiers peuvent s'expliquer par les péniorations climatiques enregistrées au Reuvérien et surtout au Prétiglien, qui sont marquées par le froid et la sécheresse (Zagwijn, 1974, 1975 et 1985, Suc et Zagwijn, 1983, Ablin, 1985), mais peut-être aussi par l'érosion stimulée par le soulèvement du socle du Massif central.

Ces épandages présentent une ampleur plus importante dans le Bassin de Montluçon et entre Saint-Florent et Vierzon en raison des subsidences locales qui ont permis aux remblaiements de déborder de leurs gouttières pour recouvrir la partie inférieure des glacis se raccordant à ces dernières. Vers l'aval, ils pourraient se raccorder aux sables post-helvétiens de Touraine, étudiés par Macaire (1981). La découverte de quartz de pences dans ces derniers, près de Montreuil, prouve qu'une partie au moins de cette formation date du Pliocène supérieur. Le cône d'épandage d'Ardentes, qui renferme des cryoturbations fossilisées par la partie supérieure de la formation (Freytet *et al.*, 1986), est probablement un peu plus récent : placé dans le Pléistocène inférieur par Yvard (1978), il est cependant antérieur au creusement de la vallée de l'Indre.

Contemporains des Sables du Bourbonnais, mis en place entre 3,07 et 1,94 Ma, selon Tourenq (1989), et des dépôts supé-

rieurs du bassin de Cosne-d'Allier (Tourenq *et al.*, 1982), ils sont moins épais : ils n'excèdent que très rarement 10 m, alors que les Sables du Bourbonnais dépassent localement dans l'interfluve Loire-Allier 50 m de puissance.

Postérieurement à leur dépôt, ils ont subi un déblaiement notable, matérialisé par les replats d'érosion modelés dans leur masse. Le replat inférieur, très proche du fond de la gouttière est peut-être une terrasse d'accumulation, mais constituée de matériel pliocène remanié par sapement latéral et non d'apports longitudinaux nouveaux comme pour les nappes quaternaires. Cette période d'érosion continue se retrouve dans la cuvette bourbonnaise où elle est attestée par l'absence de sédimentation du Pléistocène inférieur, alors que des alluvions de cet âge ont été décrites par Bout (1960) dans les hautes vallées de la Loire et de l'Allier, et datées de 1,3-1 Ma par Larue (1992). L'élaboration de ces replats dans le Bassin de Montluçon peut s'expliquer par un soulèvement contemporain, plus fort que dans la cuvette bourbonnaise située au nord de la flexure qui abaisse les très hautes terrasses de l'Allier, dans la région de Vichy (Larue, 1979 ; Le Griel, 1991).

La mise en place de ces épandages s'est effectuée avant le dégagement de la dépression subséquente du Boischaut par l'érosion différentielle consécutive à l'encaissement des cours d'eau. A partir du Pléistocène inférieur, ce sont les périodes de refroidissement qui ont activé le ruissellement et la solifluxion permettant l'ablation des roches argileuses et marneuses de la dépression. Cette dissection s'est accompagnée d'une réorganisation du réseau hydrographique : l'Indre et l'Arnon ont dû s'adapter localement à ces nouvelles conditions structurales.

Les déformations tectoniques postérieures au Pliocène supérieur restent d'ampleur modeste, mais jouent un grand rôle dans les réorganisations hydrographiques pléistocènes. Ainsi, le soulèvement du bloc de La Bouchatte fait que les ruisseaux de la Loubière et du Chadet bifurquent brutalement vers le nord, alors que le Bœuf et la Queugne, situés plus au sud, continuent leur route vers l'est, en direction du Cher.

4) *Les alluvions quaternaires* sont en général mieux classées, moins altérées postérieurement à leur accumulation et

plus riches en minéraux lourds variés, elles sont des dépôts d'origine fluviatile et climatique (climats périglaciaires) qui, par les terrasses qu'elles forment, rythment les étapes de l'encaissement des cours d'eau durant le Quaternaire. Adoptant une pente longitudinale plus faible que celles des épandages, les hautes terrasses recoupent ces derniers assez rapidement vers l'aval : au droit de La Perche, les alluvions (24) sont à la même altitude que le plancher des matériaux pliocènes, entre Saint-Florent et Vierzon, la moyenne terrasse est nettement emboîtée dans ces derniers.

## Conclusion

Entre le Massif central et la Sologne, les formations détritiques les mieux conservées sont d'une part les restes des épandages sidérolithiques et d'autre part les derniers épandages du Pliocène supérieur. Celles qui sont contemporaines de l'accumulation des Sables de Sologne ont été presqu'entièrement évacuées par la reprise d'érosion pliocène matérialisée par le ravinement enregistré au nord de Culan et peut-être aussi par le façonnement de vastes gouttières orientées S-N.

Les pulsations tectoniques ont rythmé l'évolution des formes du relief. Jusqu'au Pliocène supérieur, on a la juxtaposition de deux types de surface : les surfaces de dénudation développées dans les secteurs en voie de soulèvement sont prolongées vers l'aval par des surfaces d'accumulation. Sous ces dernières, l'épaisseur des dépôts conservés varie en fonction de l'importance des subsidences : faible dans les zones stables tectoniquement, elle augmente dans les secteurs subsidents favorables au piégeage des épandages. Selon Bomer (1956), on a une topographie vivante « sans cesse retouchée dans le détail mais toujours maintenue dans ces grandes lignes », et qui ne permet pas la genèse de formes structurales. Le soulèvement pliocène, qui semble avoir été plus important et brutal que celui du Miocène, explique le ravinement et l'évacuation d'une grande partie des dépôts sous jacents au remblaiement, mais aussi un début de concentration de l'écoulement dans de vastes gouttières où des flux moins spasmodiques permettent la juxtaposition de barres de chenal et de dépôts palustres. En revanche, les reliefs créés par les déformations tectoniques postérieures au Pliocène supérieur ne sont pas réduits en raison de

changements climatiques permettant le passage d'une érosion aréolaire à une érosion linéaire dominante. Ces reliefs, soumis à la dynamique colluviale des versants, sont responsables d'une réorganisation hydrographique qui s'est échelonnée durant tout le Pléistocène. Ces déformations tectoniques ne constituent pas des phénomènes purement locaux dans le bassin du Cher, le bassin de l'Allier est lui aussi affecté (Larue, 1992).

La faible épaisseur des dépôts pliocènes et le fait qu'ils ont subi un déblaiement important, matérialisé par les replats topographiques actuels, ne permettent pas d'affirmer avec certitude qu'ils forment plusieurs nappes d'âges différents. Les résultats obtenus tendent seulement à prouver qu'ils proviennent d'apports successifs, de faciès et de composition en minéraux lourds différents. Comme pour les formations pliocènes de l'ouest de la France (Larue et Grenèche, 1994), on observe fréquemment deux nappes superposées : la partie supérieure, plus grossière et moins altérée que les sables argileux sous-jacents, correspond à une phase d'accentuation de l'érosion, toutefois la part respective de la tectonique et des variations climatiques reste délicate à préciser. Ces épandages ont ensuite été modelés en gradins par l'incision, dominante entre 1,3 et 1 Ma, puis recoupés par les terrasses alluviales quaternaires, d'origine essentiellement climatique.

De nouveaux sondages et des datations radiométriques seraient nécessaires pour une reconstitution plus fine de la paléogéographie du Tertiaire supérieur de cette région qui a servi au transit des altérites entre le socle du Massif central et la cuvette de Sologne.

## Remerciements

Nous remercions N. Auriault, du Centre de Transfert de technologie du Mans, pour les analyses chimiques au MEB, J.M. Grenèche (URA 807, Université du Maine) pour l'analyse du fer en spectrométrie Mössbauer, A.M. Mercier (URA 449, Université du Maine) qui a effectué la détermination des minéraux argileux et J.J. Pechon (IUT Chimie du Mans) qui a réalisé les granulométries. Nous remercions également P. Freytet et L. Clozier pour la lecture critique du manuscrit.

## Références

- Ablin D. (1985) - Analyse pollinique des dépôts lacustres de Ceyssac (Plio-pléistocène du Velay, Massif Central français) : flore, végétation et climat. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, géologie, Paris, 121 p.
- Allen J.R.L. (1984) - Sedimentary structures : their character and physical basis. Developments in Sedimentology. 30, Elsevier, Amsterdam, 2 vol., 593 and 663 p.
- Beaujeu-Garnier J. (1954) - Essai de géomorphologie limousine. *Rev. Géogr. alpine*, **42**, 269-302.
- Bellon H., Brousse R., Mervoyer B., Blais S. (1972) - Age absolu du massif du Mont-Dore. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **274**, (D), 2740-2743.
- Bessedik M. (1985) - Reconstitution des environnements miocènes des régions NW méditerranéennes à partir de la palynologie. Thèse d'Etat Sci., Montpellier, 162 p.
- Bomer B. (1954) - Le relief du Limousin septentrional. *Mém. et Doc.*, Centre Doc. Carto. Géogr., CNRS, 4, 65-95.
- Bomer B. (1956) - Carte morphologique du Bassin de Paris : le sud et le sud-est du Bassin de Paris. *Mém. et Doc.*, CNRS, 5, 103 p.
- Boulanger C., Bertera (1850) - Texte explicatif de la carte géologique du Cher, Impr. Nat., Paris, 231 p.
- Bout P. (1960) - Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse d'Etat Sci., Paris, Impr. Jeanne d'Arc, Le Puy, 350 p.
- Cantagrel J.M., Baubron J.C. (1983) - Chronologie des éruptions dans le Massif volcanique des Mts Dore (méthode potassium-argon). Implications volcanologiques. *Géologie de la France*, (2), I n°1-2, 123-142.
- Chaput E. (1917) - Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents. *Ann. Univ. Lyon*, nouv. série, I, n° 41, 303 p.
- Chamley H. (1989) - Clay Sedimentology. Springer Verlag, Berlin, 623 p.
- Cohen-Julien M., Quenardel J.M., Freytet P., Lemaire D., Lerouge G., Le Coeur C., Delbos R., Vautrelle C. (1991) - Carte géologique à 1/50 000 de Boussac. Notice explicative, 91 p. BRGM, Orléans.
- Cravatte J., Suc J.P. (1981) - Climatic evolution of north-western mediterranean area during pliocene and early pleistocene by pollen analysis and forams of drill Autan I. Chronostratigrafic correlations. *Pollen and Spores*, **27**, 2, 247-257.
- Debégla N., Debrand-Passard S. (1980) - Principaux accidents issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain dans le sud-ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), **22**, n° 4, 639-646.
- Debrand-Passard S. (1977) - Carte géologique à 1/50 000 de Bourges. BRGM, Orléans.
- Debrand-Passard S. (1995) - Histoire géologique résumée du sud du Bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. Bassin. de Paris*, **32**, 3, 15-25.
- De Grossouvre A. (1901) - Oligocène et Miocène du sud du Bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, (3), **28**, 986-994.
- De Grossouvre A., Stehlin H.G. (1912) - Les sables de Rosières près Saint-Florent (Cher). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, (4), **12**, 194-212.
- De Launay L. (1892) - Etudes sur le Plateau Central. La vallée du Cher dans la région de Montluçon. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 30, 40 p.
- Delfau M., Lenôtre N. (1992) - Mouvements verticaux actuels dans le Massif Central et le sud du Bassin parisien. Comparaisons de nivellments. Rapport BRGM R 35 411 SGN/GEO 92, 35 p.
- Désiré-Marchand J., Klein C. (1986) - Le relief du Limousin. Les avatars d'un géomorphotype. *Norois*, **33**, 129, 23-49.
- Dollfus G.F. (1900) - Relations entre la structure géologique du Bassin de Paris et son hydrographie. *Ann. Géogr.*, **9**, 313-339.
- Dollfus G.F. (1904) - Carte de Bourges à 1/320 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **98**, 3-17.
- Féraud G., Lo Bello P., Hall C., Cantagrel J.M., York D., Bernat M. (1990) - Direct dating of Plio-Quaternary pumices by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar step-heating and single-grain laser fusion methods : the example of the Monts-Dore massif (Massif central, France). *J. Volc. and Geotherm. Res.*, **40**, p. 39-53.
- Flageollet J.C. (1976) - Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins, l'exemple du Limousin et de la Vendée du NW. Thèse d'Etat Lettres, Paris, Mém. 35 des Sciences de la Terre de l'Université de Nancy, 461 p.
- Fleury R. (1991) - Carte géologique à 1/50 000 d'Argent-sur-Sauldre. Notice explicative, 62 p. BRGM, Orléans.
- Freytet P. (1988) - Quelques réflexions sur le relief du Limousin. *Norois*, **35**, 138, 201-221.
- Freytet P., Plaziat J.C. (1982) - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Contribution to Sedimentology n° 12, B.H. Purser ed., Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart, 217 p.
- Freytet P., Lerouge G., Quenardel J.M., Bogdanoff S., Bouvier P., Cohen-Julien M., Lemaire D., Rolin P., Schmitt P. (1985) - Esquisse néotectonique des pays limousins, marchais et bourbonnais (nord du Massif Central français). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **301**, (2), 1163-1168.
- 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. Bassin de Paris*, **23**, 2, 3-15.
- Freytet P., Dewolf Y., Joly F., Plet A. (1989) - L'évolution de la section Loire-Loing-Seine à la fin du Tertiaire. Réinterprétation géomorphologique des relations entre les Sables de Sologne et ceux de Lozère. Signification du complexe alluvial de la Montagne de Trin. *Bull. Inf. Géol. Bassin, Paris*, **26**, 2, 49-57.
- Goguel J. (1967) - Carte géologique à 1/80 000 de Bourges. 3<sup>ème</sup> éd. BRGM, Orléans.
- Gras J. (1963) - Le Bassin de Paris méridional, étude géomorphologique. Thèse d'Etat Lettres, Rennes, 494 p.
- Heller-Kallaï L., Rozenson I. (1981) - The use of Mössbauer spectroscopy of iron in clay mineralogy. *Phys. Chem. Minerals*, 7, 223-238.
- Janot C. (1972) - L'effet Mössbauer et ses applications à la physique du solide et à la métallurgie physique. Masson, Paris, 234 p.
- Jung J. (1946) - Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 372 p.

- Klein C. (1990) - L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale : aspects régionaux et essai de synthèse. *Mém. et Doc. Géol.*, Ed. CNRS, 177 p.
- Lablache G. (1982) - Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne. Etude cartographique, pétrographique, reconstitution du milieu de sédimentation. Document du BRGM, n° 49, 127 p.
- Lablache G., Marchand D., Lefavrais-Raymond A., Debrand-Passard S., Gros Y., Debégia N., Maget P., Lallier D. (1994) - Carte géologique à 1/50 000 de Saint-Amand-Montrond. Notice explicative, 81 p., BRGM, Orléans.
- Larue J.P. (1979) - Les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents dans le Massif Central et dans le sud du Bassin Parisien : étude géomorphologique. Thèse d'Etat Géographie, Clermont II, multigraphiée, 543 p. + annexes, 30 cartes et 129 planches.
- Larue J.P. (1981) - Les nappes alluviales de la vallée du Cher dans le Bassin de Montluçon. *Norois*, 111, 345-360.
- Larue J.P. (1992) - Volcanisme et dynamique fluviale dans le Massif Central. Actes du colloque AGF, Clermont Ferrand, 137-150.
- Larue J.P., Grenèche J.M. (1994) - Les dépôts détritiques pliocènes du contact Massif Armorocain-Bassin Parisien entre Angers et Laval (France). *Geodinamica Acta*, 7, 3, 158-168.
- Le Griel A. (1991) - L'évolution géomorphologique du Massif central français. Essai sur la genèse d'un relief. Thèse d'Etat Lettres, Univ. Lyon II, 2 t., 660 p. + 112 fig.
- Lemoine P. (1930) - Considérations sur la structure d'ensemble du Bassin de Paris. Livre jubil. *Soc. géol. Fr.*, 2, 481-498.
- Lerouge G. (1984) - Contribution à l'étude de la fracturation du nord-ouest du Massif central et du sud du bassin de Paris (France). Thèse 3ème cycle, Orléans, 2 vol., 394 p.
- Lesvignes A. (1981) - Le Bassin de Montluçon, étude géomorphologique. Thèse 3ème cycle, Lyon II, 108 p.
- Lo Bello P. (1988) - Géochronologie par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de pences quaternaires contaminées. Exemple des pences du Mont-Dore (Massif Central français). Utilisation d'un laser continu pour la datation de minéraux individuels. Thèse Sciences, Univ. Nice, 148 p.
- Lorenz C., Lorenz J. (1985) - Structuration du sud du bassin de Paris en blocs basculés de direction sud-armoricaine. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 301, (2), 239-241.
- Macaire J.J. (1981) - Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le SW du Bassin de Paris (Touraine et abords). Thèse Etat Sci., Tours, t. 1 : 304 p., t. 2 : 146 p.
- Meloux J.L. (1990) - La dépression périphérique du Boischaut: étude géomorphologique. Mém. Maîtrise, Géographie, Clermont II, 185 p.
- Meon H., Ballesio R., Guérin C., Mein P. (1979) - Approche climatologique du Néogène supérieur, d'après les faunes et les flores d'Europe occidentale. Mém. Muséum nat., Hist. Nat., (B), 27, 182-195.
- Mergoil J. (1962) - Les terrains tertiaires et quaternaires de la région de Montluçon. *Rev. Sci. Bourbonnais*, 138-146.
- Michard M. (1972) - Le bassin de Montluçon et ses bordures : étude géomorphologique. Mém. Maîtrise, Géographie ; Clermont-Ferrand, 85 p.
- Millot G. (1964) - Géologie des argiles. Paris, Masson, 499 p.
- Monjuvent G., Sarrot-Reynauld J. (1972) - Existence probable d'un important accident structural du socle à la limite du Massif central et du Bassin de Paris. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr.*, (2), 14, n° 3, 297-304.
- Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq J. (1970) - Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination. Masson, 578 p.
- Rasplus L. (1978) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse de Doct. Sci. Nat., Orléans, 3 vol., 454 p., 25 pl., 13 cartes h. t.
- Rasplus L. (1982) - Contribution à l'étude des formations continentales détritiques tertiaires du sud-ouest du Bassin de Paris. *Sci. géol.*, 66, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 227 p.
- Suc J.P., Zagwijn W.H. (1983) - Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. *Boreas*, Oslo, 12, 153-166.
- Tourenq J., Turland M. (1982) - Datation et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif Central. Synchronisme du Tertiaire terminal de Cosne d'Allier et des Sables et Argiles du Bourbonnais à l'aide des zircons volcaniques. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 294, (2), 391-394.
- Tourenq J. (1989) - Les sables et argiles du Bourbonnais : une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur, étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Document du BRGM, n° 174, 333 p.
- Tourenq J., Pupin J.P. (1993) - L'âge et la paléogéographie des sédiments cénozoïques du Massif Central déterminés grâce à la typologie des zircons. *Géologie de la France*, 1, 61-70.
- Turland M., Hottin A.M., Cojean R., Ducreux J.L., Debégia N., D'Arcy D., Mathis V., Carroué J.P., Piboule M. (1990) - Notice explicative de la feuille d'Hérisson à 1/50 000. Ed. BRGM, 118 p.
- Vatan A. (1947) - La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. Thèse d'Etat Sci., Paris, Ed. toul. de l'ingénieur, 215 p., 7 pl.
- Yvard J.C. (1978) - Géomorphologie du sud-ouest du Bassin de Paris. Thèse Etat, Paris IV, 4 vol., 1174 p.
- Zagwijn W.H. (1974) - The Plio-Pleistocene boundary in western and southern Europe. *Boreas*, Oslo, 3, 75-97.
- Zagwijn W.H. (1975) - Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the Lower Pleistocene of Europe. In: *Ices Ages: Ancient and Modern*, Seelx House Press, Liverpool, 137-152.
- Zagwijn W.H. (1985) - An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. *Geol. Mijn.*, Delft, 64, 17-24.

