CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

BRACIEUX

par

D. CRUZ MERMY, D. GIOT, P. MAGET,
F. CHARNET, L. GUILLOU-FROTTIER,
F. JAUDIN, R. IRRIBARRIA,
H. DELETANG, L. MAGGIORANI

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

Géosciences pour une Terre durable
brgm

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE BRACIEUX À 1/50 000

par

D. CRUZ MERMY, D. GIOT, P. MAGET, F. CHARNET,
L. GUILLOU-FROTTIER, F. JAUDIN, R. IRRIBARRIA,
H. DELETANG, L. MAGGIORANI

Coordination de
D. CRUZ MERMY

2007

BRGM Éditions
Service géologique national

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : CRUZ MERMY D., GIOT D., ROUSSET V. (2007) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bracieux (429). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cruz Mermy D., Giot D., Maget P., Charnet F., Guillou-Frottier L., Jaudin F., Irribarria R., Deletang H., Maggiorani L. (2007), 171 p.

– *pour la notice* : CRUZ MERMY D., GIOT D., MAGET P., CHARNET F., GUILLOU-FROTTIER L., JAUDIN F., IRRIBARRIA R., DELETANG H., MAGGIORANI L. (2007) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bracieux (429). Orléans : BRGM, 171 p. Carte géologique par Cruz Mermy D., Giot D., Rousset V. (2007).

© BRGM, 2007. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1429-2

SOMMAIRE

RÉSUMÉ 9

ABSTRACT 11

INTRODUCTION 15

SITUATION GÉOGRAPHIQUE 15

PRÉSENTATION DE LA CARTE 17

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL 17

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE 20

DESCRIPTION DES TERRAINS NON AFFLEURANTS 21

SOCLE CRISTALLIN PRIMAIRE 25

TERRAINS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES 26

TERRAINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES 27

Trias 27

Lias 27

Dogger 28

Malm 28

Crétacé inférieur 29

Crétacé supérieur, Cénomanien 30

Crétacé supérieur, Turonien et Sénonien 34

TERRAINS TERTIAIRES 35

Paléocène-Éocène inférieur 35

Éocène moyen et supérieur 39

GROUPE DES CALCAIRES LACUSTRES DE BEAUCE (RUPÉLIEN À AQUITANIEN) 41

Rupélien 41

Aquitanien 45

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS 48

TERRAINS TERTIAIRES 48

TERRASSES ALLUVIALES, QUATERNAIRE 66

TRAIT GÉNÉRAUX DES GRANDES NAPPES ALLUVIALES 75

DYNAMIQUE FLUVIATILE HOLOCÈNE DE LA LOIRE, EXEMPLE DU VAL D'AVARAY 77

FORMATIONS SUPERFICIELLES HORS ALLUVIONS 78

CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES 81

ÉVOLUTION TECTONIQUE ET GÉODYNAMIQUE **83**
STRUCTURATION RÉGIONALE ET TECTONIQUE PROFONDE **83**
STRUCTURATION ET DÉFORMATION MÉSO-CÉNOZOÏQUE, RÉGIONALE **85**
STRUCTURATION ET GÉODYNAMIQUE TERTIAIRE DU BASSIN DE SOLOGNE – ANALYSE DES DONNÉES DE SUBSURFACE **89**
ÉLÉMENTS DE GÉODYNAMIQUE QUATERNAIRE ET REMARQUES GÉOMORPHOLOGIQUES **97**

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT **99**
PÉDOLOGIE **99**
OCCUPATION DU SOL **103**
VÉGÉTATION **104**
HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU **105**
RÉGIME THERMIQUE RÉGIONAL **111**
RESSOURCES GÉOTHERMIQUES ET EXPLOITATION LOCALE **121**
SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES **124**
RISQUES NATURELS **126**
ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE **131**

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE **133**
DONNÉES ARCHÉOLOGIQUES SUR LE TERRITOIRE DE LA CARTE **133**
BIBLIOGRAPHIE **141**
DOCUMENTATIONS ET COLLECTIONS CONSULTABLES **151**
AUTRES DOCUMENTATIONS ET SITES INTERNET **152**

AUTEURS **153**

ANNEXES **155**
ANNEXE 1 - LISTE DES SONDAGES **157**
ANNEXE 2 - ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES **162**

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Schéma structural du socle du Bassin parisien d'après Autran *et al.* (1994) et Chantraine *et al.* (1996) modifié par Guillocheau *et al.* (1999) **16**

Fig. 2 - Carte d'implantation des principaux sondages profonds décrits dans cette notice **22**

Fig. 3 - Interprétation de la structuration et de la lithologie du socle d'après J. Corpel *in* Fleury *et al.*, 1997, modifiée **24**

Fig. 4 - Cadre paléogéographique du Miocène moyen dans le bassin de la Loire, avec indication de l'extension maximale du domaine marin Langhien-Serravallien globalement (Chaix et Cahuzac, 2005) **72**

Fig. 5 - Géométrie des corps alluviaux de lit majeur de la Loire du Val d'Avaray (Garcin *et al.*, 1999) **hors-texte**

Fig. 6 - Coupe schématique des alluvions récentes dans le lit majeur de la Loire (Garcin *et al.*, 1999) **73**

Fig. 7 - Schéma structural du bassin de Paris d'après Mascles 1990, modifiée par Prijac *et al.*, 2000 **82**

Fig. 8 - Carte piézométrique de la nappe des calcaires de Beauce (DIREN Centre, 2004) **108**

Fig. 9 - Coupe géologique W-E sous la Sologne (BRGM, rapport 88SGN110CEN) **hors-texte**

Fig. 10 - Report des températures (interpolations ou extrapolations) et cartes isothermes pour le Centre de la France. D'après le rapport BRGM 78SGN284GTH **hors-texte**

Fig. 11 - Zones délimitées par les valeurs du gradient thermique, d'après les données publiées et celles de la base de données mondiale (d'après Guillou-Frottier, 2003) **112**

Fig. 12 - Superposition des domaines de températures à 5 km de profondeur avec les données de flux de chaleur dans le Centre de la France **113**

Fig. 13 - Précisions par rapport à la figure 8, avec indications des valeurs du gradient thermique, d'après la base de données IHFC **114**

Fig. 14 - Mise en évidence de l'anomalie régionale du flux de chaleur au voisinage de Bracieux **115**

Fig. 15 - Mise en évidence d'une zone non sismique à partir de 2 sources d'informations différentes sur la sismicité (Sisfrance pour l'intensité, et Google Earth pour la magnitude) **118**

Fig. 16 - Position des 3 derniers séismes au cours des 5 dernières années ayant été enregistrés dans le Loir-et-Cher. Source : site internet des applications militaires du CEA (www-dase.cea.fr) **120**

LISTE DES CARTES

Carte 1 - Carte du toit de la craie *s.l.* **31**
Carte 2 - Carte de l'épaisseur cumulée des Argiles à silex et de l'Éocène détritique **32**
Carte 3 - Carte isopaque de l'Eocène détritique, en gris les zones dépourvues de dépôts et en noire les zones de maximum d'épaisseur **33**
Carte 4 - Carte des isohypses du toit de l'Éocène détritique **36**
Carte 5 - Carte des isopaques des marnes et calcaires lacutres de l'Éocène moyen à supérieur **37**
Carte 6 - Carte isohypse du toit des calcaires éocènes **38**
Carte 7 - Carte isopaque du Calcaire d'Étampes *s.l.* (Rupélien) **40**
Carte 8 - Carte isohypse du toit du Calcaire d'Étampes *s.l.* (Rupélien) **42**
Carte 9 - Carte isopaque de la Molasse du Gatinais **43**
Carte 10 - Carte isohypse du toit de la Molasse du Gatinais **44**
Carte 11 - Carte isopaque du Calcaire de Pithiviers **46**
Carte 12 - Carte isohypse du toit du Calcaire de Pithiviers **47**
Carte 13 - Carte des isopaques des Marnes et calcaires de l'Orléanais **52**
Carte 14 - Carte des isopaques des Marnes et sables de l'Orléanais (*s.s.*) **54**
Carte 15 - Carte de répartition des maxima d'épaisseur des formations de l'Orléanais **55**
Carte 16 - Carte des isopaques de Marnes et calcaires de l'Orléanais *s.l.* **56**
Carte 17 - Carte des isohypses du toit des Marnes et sables de l'Orléanais *s.l.* **58**
Carte 18 - Épaisseur des Sables et argiles de Sologne **60**
Carte 19 - Carte de l'isohypse de la base des Sables et argiles de Sologne **61**
Carte 20 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit de l'Éocène détritique et de l'Éocène calcaire **90**
Carte 21 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit des calcaires éocènes et du Calcaire d'Étampes **919**
Carte 22 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit du Calcaire d'Etampes et du Calcaire de Pithiviers **92**
Carte 23 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit du Calcaire de Pithiviers et des Marnes de l'Orléanais **93**
Carte 24 - Schéma strucutral régional **96**

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses réalisées sur la fraction argileuse des Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois **57**

Tabl. 2 - Comparaison des minéraux lourds extraite de la notice de Romorantin (Fleury *et al.*, 1997) **59**

Tabl. 3 - Analyses réalisées sur la fraction argileuse des Sables et argiles de Sologne **64**

Tabl. 4 - Formations du système ligérien présentes sur la carte **67**

Tabl. 5 - Formations du système Cosson présentes sur la carte **68**

Tabl. 6 - Formations du système Beuvron présentes sur la carte **68**

Tabl. 7 - Analyses réalisées sur la fraction argileuse des Cailloutis culminants **70**

Tabl. 8 - Stratigraphie sur l'ensemble du Val de Loire d'après la figure 4 (M. Garcin *et al.*, 1999) **75**

Tabl. 9 - Les 5 sites voisins de Bracieux **117**

Tabl. 10 - Liste des séismes recensés sur les départements du Loiret et du Loir-et-Cher, intensité de l'échelle MSK ; source Sisfrance2006 **131**

Tabl. 11 - Valeur au bleu de méthylène **132**

Tabl. 12 - Indice de plasticité **132**

RÉSUMÉ

La feuille de Bracieux, première édition, est l'une des dernières cartes géologiques au 1/50 000 du bassin de Paris à être éditée et ce, probablement du fait de son apparente monotonie et de la rareté de ses affleurements liée à son fort couvert forestier. En réalité, elle apparaît comme une carte charnière, située entre le cœur du bassin de Paris et le Massif central.

À cheval sur le plateau beauceron et la Sologne, elle révèle l'histoire et le développement de la dernière grande subsidence du Bassin parisien, passant d'un bassin lacustre endoréique à un large sillon continental préligérien ouvert sur l'ultime incursion marine miocène de la mer des Faluns. Ce dernier, alimenté par les grands fleuves charriant les éléments arrachés au Massif central, verra se développer un puissant corps fluviodeltaïque à l'origine des spécificités de la Sologne actuelle. Au-delà des mutations paléogéographiques, la carte de Bracieux permet d'observer l'évolution de la dynamique sédimentaire depuis le milieu calme et carbonaté des grands lacs de Beauce aquitaniens à une sédimentation détritique, fluviodeltaïque burdigalienne. Tous ces changements miocènes sont la conséquence de l'orogenèse alpine, par le soulèvement et le rajeunissement du Massif central, associés à la dernière grande subsidence du Bassin parisien méridional.

En plus d'éclairer une partie des derniers événements tectono-sédimentaires tertiaires de la région, la carte de Bracieux est également l'une des plus représentatives de la géodynamique quaternaire du bassin ligérien, marquée par les incisions et l'encaissement des cours d'eau depuis le Pléistocène inférieur jusqu'aux temps les plus modernes.

Entamées dès la fin des années 1990, de nouvelles explorations ont permis d'améliorer nettement les connaissances de ce secteur par rapport à la carte géologique de Blois au 1/80 000. Trois études sont à la base de cette édition : tout d'abord un levé détaillé des formations superficielles notamment des terrasses alluviales anciennes, ensuite une analyse régionale de la plupart des sondages et enfin la reprise intégrale d'un travail spécifique sur les très basses terrasses de la Loire dans le Val d'Avaray (Garcin *et al.*, 1999a, b, c).

Le territoire de la carte couvre la bordure occidentale du bassin lacustre de Beauce-Sologne, dont seuls les termes calcaires les plus élevés de l'Aquitanien affleurent en particulier en bord de Loire. Le territoire est surtout caractérisé par la prédominance des dépôts miocènes des Sables et argiles de Sologne, remodelés par les incisions alluviales quaternaires.

Le Calcaire de Pithiviers (Aquitanien) constitue le niveau supérieur de l'entité compréhensive des Calcaires de Beauce d'âge Oligocène à Aquitanien. Mis en place en milieux palustres et lacustres et affecté par des

phénomènes pédogénétiques, ses faciès passent des calcaires fins homogènes à des calcaires travertineux vacuolaires, irrégulièrement cristallisés, généralement fins et silicifiés, et globalement karstifiés. La mise en place de ces dépôts semble être contrôlée par des mouvements tectoniques, notamment le jeu synsédimentaire de la faille de Sennely et une flexuration NE-SW. Sur la feuille de Bracieux, le Calcaire de Pithiviers n'affleure qu'à proximité de la Loire et principalement sur la rive droite.

La formation des Marnes et sables de l'Orléanais (et du Blésois) regroupe les Marnes et calcaires de l'Orléanais à la base et les Marnes et sables de l'Orléanais *s.s.* Daté du Burdigalien, cet ensemble marque une transition entre les formations lacustres franchement carbonatées et les Sables et argiles de Sologne. Ces dépôts correspondent à la mise en place d'un nouveau réseau hydrographique issu du Massif central du fait de sa surrection. C'est à cette période que prend forme le sillon solognot, avec une flexuration NE-SW selon un axe Blois-Beaugency et une subsidence associée et parallèle passant vers Neung-sur Beuvron.

Les Sables et argiles de Sologne se sont probablement déposés entre le Langhien et le Zancléen selon un système chenalisé en incisant les Marnes et sables de l'Orléanais. Pouvant atteindre 65 m de puissance, l'épaisseur de cette formation diminue progressivement vers l'Ouest. L'étude de la morphologie du mur de la formation met en évidence une subsidence plus importante dans la partie méridionale de la Sologne, au pied de l'escarpement de la Sologne berrichonne. La subsidence aurait continué bien après la mise en place de ces dépôts fluvio-deltaïques comme l'atteste la surrection relative d'un seuil NNW-SSE bordant le bassin solognot en limite ouest de la carte. Sur la feuille de Bracieux, cette formation est composée essentiellement de niveaux d'argiles plastiques, verdâtres, plus ou moins sableuses à silteuses alternant avec des sables grossiers à moyens, plus ou moins argileux, gris à verdâtres, constitués d'un mélange de grains de quartz et de feldspaths. Cette composition atteste de l'origine centralienne des fleuves miocènes. Ces dépôts sont dépourvus de faunes et de minéraux du volcanisme montdorien.

Avec ses dénivelés de près de 60 m, les incisions des terrasses quaternaires, sont morphologiquement bien exprimées depuis le dépôt pléistocène des Cailloutis culminants formant la très haute terrasse alluviale FuL. Les dépôts des hautes et moyennes terrasses ne sont plus que résiduels mais morphologiquement bien marqués.

En reprenant les travaux de Garcin *et al.* (1999a, b, c) l'ancienne terrasse Fy de la Loire a été entièrement réinterprétée. La datation de plusieurs niveaux tourbeux a permis de mettre en évidence la divagation des méandres de la Loire depuis les 12 000 dernières années.

L'interprétation des cartes en isohypses des toits des formations a permis de préciser l'évolution géodynamique régionale et le contrôle structural des zones subsidentes depuis l'Éocène jusqu'au Burdigalien. Ainsi à la fin de l'Éocène, la fosse subsidente est localisée au Nord-Est, sur la carte de Lamotte-Beuvron, et s'étale progressivement vers le Sud-Ouest puis la fosse des Calcaires d'Étampes gagne toute la Sologne. Avec le Calcaire de Pithiviers, l'élargissement s'accentue, la fosse de Vouzon subsiste mais plusieurs fosses secondaires apparaissent au Sud et à l'Ouest. À partir du Burdigalien, la notion de fosse disparaît mais la subsidence restera active au moins jusqu'au Pliocène avant de s'inverser au Quaternaire jusqu'à des temps très récents (Delfau et Lenôtre, 1992).

L'étude des données de subsurface a permis de mettre en évidence que le bassin de Sologne, limité à l'Est par la faille subméridienne de Sennely, est principalement contrôlé par un système de failles à directions principales N40-60 et N140, de type armoricain. La fosse principale est limitée par une conjugaison de failles majeures (Sennely) et de seuils (flexures et failles sur l'axe de la Loire (N40), l'axe Mur – Souvigny (N60) et l'axe Blois – Soings (N140)).

ABSTRACT

The Bracieux sheet, in its first edition, is one of the last 1:50,000-scale geological maps of the Paris Basin to be published. The probable reason for this tardiness is its apparent monotony, and the scarcity of its exposures related to a dense forest cover. In reality, however, this is a pivotal map between the heart of the Paris Basin and the Massif Central.

Straddling the Beauce plateau to the north and the Sologne region to the south, the map reveals the history and development of the last major subsidence phase of the Paris Basin, passing from an lacustrine endorheic basin to a large continental pre-Loire depression that was open to the last Miocene marine incursion of the Faluns Sea. This depression, fed by great rivers that transported clastic material eroded from the Massif Central, was filled by a thick fluviodeltaic succession that is at the origin of the specific Sologne landscape of today. In addition to such paleogeographical changes, the Bracieux sheet provides an insight into the evolution of sedimentary dynamics, from the quiet carbonate environment of the great Aquitanian Beauce lakes to the Burdigalian detrital fluviodeltaic sedimentation. All these Miocene changes were caused by the Alpine orogenesis, through the uplift and rejuvenation of the Massif Central, concomitant with the last major subsidence of the southern Paris Basin.

The Bracieux map does not only clarify at least part of the last Tertiary tectono-sedimentary events of the region, but it is also one of the representative maps for the Quaternary geodynamics of the Loire Basin, marked by the deeply incised valleys that have developed since Early Pleistocene times until today.

The work in the map area initially started in the late 1990s, but new work since then has vastly improved our understanding of this area as first laid down in the earlier 1:80,000-scale Blois map. Three studies formed the basis of this edition: first of all a detailed mapping of the surficial formations and in particular the older alluvial terraces; then, a regional analysis of most available boreholes; and finally a completely new study of the very low-lying Loire terraces in the Avaray valley (Garcin *et al.*, 1999 a, b, c).

The area covered by the map includes the western edge of the lacustrine Beauce-Sologne basin, of which only the highest Aquitanian limestone is exposed in the Loire Valley banks. The area is particularly marked by the presence of the Miocene sand-and-clay deposits of Sologne, remodelled by Quaternary fluvial incision.

The Aquitanian Pithiviers Limestone is the uppermost level of the comprehensive Beauce limestones of Oligocene to Aquitanian age. Emplaced in a paludal to lacustrine environment and affected by pedogenetic phenomena, its facies changes from a fine and homogeneous limestone to a vuggy travertine limestone, irregularly crystallized and generally fine-grained, silicified and karstified. Emplacement of these deposits seems to have been controlled by tectonic movements, in particular syn-sedimentary movements along the Sennely fault and NE-SW flexuring. On the Bracieux sheet, the Pithiviers Limestone is only exposed near the Loire and then mainly on its right (northern) bank.

The Orléanais Marl and Sand formation, also found around Blois, groups the basal marl and limestone of the Orléans region and the Orléanais Marl and Sand *sensu stricto*. Dated as Burdigalian, this unit marks a transition between the clearly carbonate lacustrine deposits and the sand-and-clay deposits of Sologne. These deposits correspond to the emplacement of a new drainage system coming from the Massif Central because of its uplift. During this period the Sologne depression was created, with NE-SW flexuring along the axis Blois-Beaugency, and associated and parallel subsidence passing around Neung-sur Beuvron.

The Sologne Sand and Clay were probably deposited between the Langhian and the Zanclean along a channel system that incised the Orléanais Marl and Sand. Up to 65m thick, this formation progressively

thins to the west. A study of the morphology of the footwall of this unit shows stronger subsidence in the southern part of Sologne, at the foot of the Berry-Sologne escarpment. This subsidence would have continued well after these fluvio-deltaic deposits were laid down, as is attested by the relative re-emergence of a NNW-SSE sill that borders the Sologne basin near the west edge of the map. On the Bracieux sheet, this formation is essentially composed of greenish plastic-clay layers with varying sand and silt content, alternating with grey to greenish coarse- to medium-grained sand with variable clay content, composed of mixed quartz and feldspar grains. This composition shows the Massif Central origin of the Miocene rivers. These deposits do not contain any faunal elements, or any of the specific minerals of the Mont d'Or volcanism.

The Quaternary terraces, which can be incised by as much as 60m, are morphologically well expressed since the Pleistocene deposition of the culminating gravel deposits that form the very high alluvial 'FuL' terrace. The deposits of the high and middle terraces today only persist in residual form, but are morphologically well expressed.

Resuming the work by Garcin *et al.* (1999a, b, c), the old 'Fy' Loire terrace was completely reinterpreted. Dating of several peat levels has demonstrated the lateral wandering of Loire meanders during the past 12,000 years.

The interpretation of contour maps of the various formation roofs has led to a further definition of the regional geodynamic evolution and the structural control of subsiding areas from the Eocene until the Burdigalian At the end of the Eocene, for instance, the subsiding depression lay to the northeast, in the adjoining Lamotte-Beuvron map area, but gradually shifted to the southwest until the Etampes Limestone depression covered all of Sologne. With the Pithiviers Limestone this widening was further accentuated, whereby the Vouzon graben subsisted but several other depressions appeared to the south and west. From the Burdigalian onward, depressions as such disappeared. Subsidence, however, remained active at least until the Pliocene, before reversing during Quaternary to Recent times (Delfau and Lenôtre, 1992).

The study of subsurface data has shown that the Sologne basin, limited to the east by the sub-north-south Sennely fault, was mainly controlled by faults of the Armorican type with as main directions N040-060 et N140. The main graben was limited by a set of major faults (such as the Sennely one) and sills, *i.e.* flexures and faults along the Loire (N040), Mur–Souvigny (N060) and Blois–Soings (N140) axes).

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la carte au 1/50 000 de Bracieux est situé, en quasi-totalité, dans le département du Loir-et-Cher (41). Il s'étend entre les communes de Suèvres au Nord-Ouest, Cour-Cheverny au Sud-Ouest, Neung-sur-Beuvron au Sud-Est et Ligny-le-Ribault au Nord-Est, seule commune du Loiret présente sur la coupure.

La carte géologique de Bracieux présente deux domaines géologiques et géographiques différents dont la limite est soulignée par la vallée de la Loire.

La terminaison sud du plateau des calcaires lacustres de Beauce est représentée sur le coin nord-ouest de la carte, alors que la Sologne s'étend sur le reste de la carte, au Sud du fleuve.

La Beauce est un bas plateau peu vallonné, où perdure une agriculture céréalière, protéagineuse et oléagineuse grâce à un recouvrement de limons éoliens fertiles, déposés sur un calcaire perméable et finement karstifié. Entaillé par la vallée de la Loire, le plateau beauceron se termine par des coteaux et des escarpements. En fond de vallée, le calcaire est recouvert par les basses terrasses. En rive gauche, le calcaire s'enfonce sous les formations de Sologne.

Au Sud du fleuve, les paysages de Sologne présentent une morphologie étagée en terrasses reliées par des pentes faibles et régulières. Les vallons secs sont très souvent aménagés en étangs. Les vallées orientées ENE-WSW sont celles du Beuvron et du Cosson dont les interfluves culminent à près de 130 m.

En dehors de quelques cultures d'asperges sur les anciennes terrasses alluviales, les sols ingrats argilo-sableux n'ont pas permis d'y étendre une agriculture intense. Marquée par une forte couverture forestière (forêt domaniale de Boulogne et le parc du château de Chambord) et par un important réseau d'étangs artificiels, la Sologne est une région traditionnellement tournée vers la chasse et la pêche.

Sur la partie occidentale de la carte, de Cour-Cheverny à Montlivault, la proximité des calcaires lacustres a permis le développement d'un terroir viticole reconnu et apprécié, notamment avec les crus « Cheverny » et « Cour-Cheverny », dotés d'une appellation d'origine contrôlée.

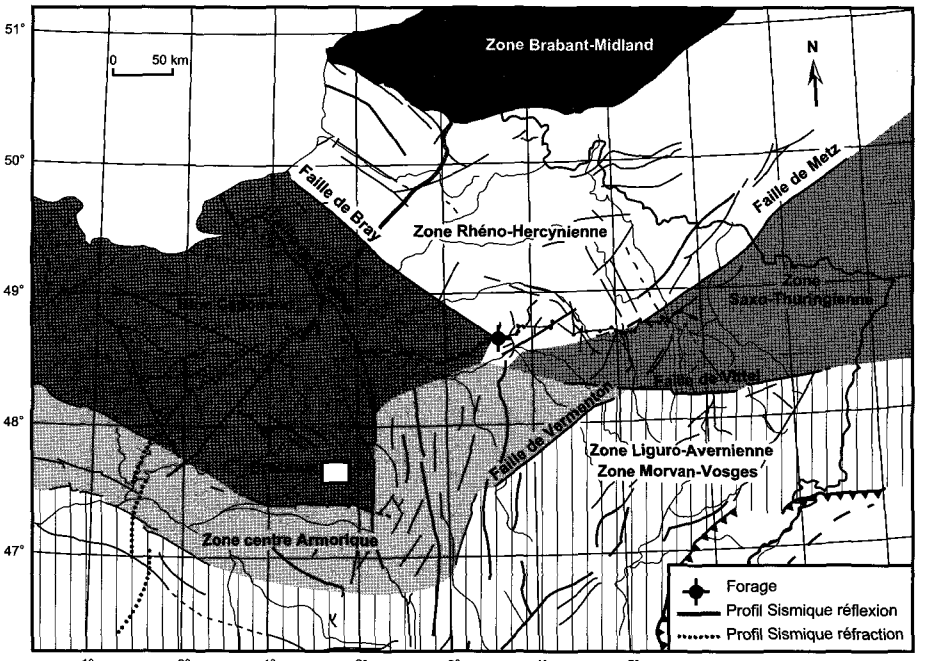


Fig. 1 - Schéma structural du socle du Bassin parisien d'après Autran *et al.* (1994) et Chantraine *et al.* (1996) modifié par Guillocheau *et al.* (1999)

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Bracieux se positionne dans les pays de la Loire moyenne, en partie sud du Blésois. Le substratum crayeux, non affleurant sur cette carte, essentiellement sénonien, apparaît à l'Ouest de la feuille, aux environs de Blois.

Le territoire de la carte couvre la bordure occidentale du bassin lacustre de Beauce-Sologne, dont la mise en place s'étale de l'Éocène moyen à la base du Burdigalien. Seuls affleurent, en particulier en bord de Loire, les termes calcaires les plus élevés rapportés au Miocène inférieur (Aquitanien).

Le territoire est caractérisé par l'affleurement prédominant des dépôts fluviatiles miocènes de la Formation de Sologne, développés lors du rajeunissement des reliefs du Massif central, conséquence de la phase paroxysmale de la tectonique compressive alpine du début du Miocène. Les dépôts du Burdigalien basal marquent la fin du bassin endoréique lacustre. Le début de la création du bassin ligérien intervient au Burdigalien dès l'apparition de matériel détritique terrigène mêlé aux carbonates. Ces matériaux mixtes sont bien exposés au Nord-Ouest. Le caractère fluviatile s'amplifie au Miocène moyen avec les Sables et argiles de Sologne qui constituent le terrain affleurant prépondérant. Les dépôts du Miocène supérieur et Pliocène ne sont pas clairement identifiés, la carte se situerait aux limites d'un domaine fluviatile développé à l'Est et au Nord, constituant les précurseurs des rivières issues du Massif central et du domaine des rias marines de la mer des Faluns présente à l'Ouest.

Le relief actuel, avec ses dénivelés de près de 60 m, est modelé par les incisions des terrasses quaternaires, morphologiquement bien exprimées ici.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le Bassin parisien tient son origine à sa structuration profonde (fig. 1), constituée de plusieurs blocs séparés par de grands accidents, hérités de l'orogenèse hercynienne. Ces grands accidents, dont la faille subméridienne de Sennely, située sur la bordure orientale de la feuille de Lamotte-Beuvron, contrôlent la sédimentation depuis le Permien jusqu'à l'aube du Quaternaire en générant des bassins subsidents.

D'après la carte de F. Guillocheau *et al.* (1999) (fig. 1) la feuille de Bracieux est située sur la bordure sud du bloc cadomien, à quelques kilomètres au Nord de la limite E-W le séparant du bloc armoricain.

Débutant avec la série du Keuper, la sédimentation triasique, faisant suite à la pénéplanation permienne, est relativement importante au droit de la

Sologne, avec une puissance totale de 500 m de dépôts essentiellement continentaux à lagunaires (conglomérats et grès) (Hamon et Merzeraud, 2005).

Au Jurassique, les transgressions marines se succèdent et s'étendent à l'ensemble du Bassin parisien dès le Lias inférieur. Les contraintes tectoniques d'alors réactivent les feuilles principales dans le socle dont les mouvements contrôleront pour partie la sédimentation mésozoïque et notamment les développement des plates-formes carbonatées oxfordiennes (Debrand-Passard, 1980-1982 ; Lerouge, 1984 ; Gely et Lorenz, 2005). À l'Ouest de la feuille de Sennely, dans les zones les plus subsidentes, les dépôts s'accumulent sur plus de 1 000 m d'épaisseur contre 800 sur les compartiments orientaux.

La mer se retire au Portlandien (Tithonien), laissant des dépôts marins lagunaires. Le Crétacé inférieur n'est représenté que par des dépôts fluviatiles « wealdiens » et des altérites latéritiques. Cette période correspond à une phase d'émersion majeure du bassin de Paris au cours de laquelle ses bordures s'exhaussent et sont intensément tronquées par l'érosion.

Une paléosurface continentale est actuellement reconnue depuis le Massif ardennais jusqu'au Berry, localement interrompue au niveau d'un golfe marin (Nivernais-Bourgogne) ouvert sur la Thétis dans le Sud-Est de la France.

Le retour des incursions marines crétacées se réalise à l'Albien (Sables verts et Argiles du Gault). La transgression se généralise au Cénomanien en déposant d'abord des sédiments littoraux argilo-détritiques puis essentiellement détritiques en particulier sur la bordure armoricaine (Sables du Maine et du Perche), la Touraine (Sables de Vierzon) et le Nord Berry. Au Centre du bassin de Paris, alors ouvert sur le domaine nordique, les craies prédominent.

Au Turonien, la mer de la craie montre, en Touraine, un faciès littoral particulier : les tuffeaux, mélange de dépôts carbonatés et détritiques siliceux.

À la fin du Sénonien, la mer se retire et les terrains soumis à l'émersion subissent une érosion et une altération importante, donnant naissance aux Argiles à silex et à des carapaces ferrugineuses (altérites fersialitiques et latérites).

À l'Éocène inférieur et moyen, la compression sud-nord, induite par la phase pyrénéenne fait rejouer de nombreuses structures profondes et crée des ondulations sub est-ouest à l'origine de synformes et d'antiformes comme l'anticlinal de Chémery (carte de Romorantin). Parallèlement, des bassins subsidents se créent (Bresse, Limagne, ...) et de larges épandages fluviatiles

s'étalent du Massif central à l'Ile-de-France. Les dépôts fluviatiles sont hétérogènes, sablo-conglomératiques et argileux, ils remanient les altérites pénécontemporaines formées sur le socle et les différents termes de la couverture sédimentaire mésozoïque. En dehors des plaines alluviales, des altérites puissantes se développent : carapaces sidérolithiques sur le socle cristallin, profiles latéritiques à pisolithes de fer dans le bassin. Le domaine marin est présent dans le Nord de la France et en Ile-de-France.

À l'Éocène moyen, des bassins lacustres calcaires apparaissent localement dans le bassin de Moulins, en Brenne et plus largement en Beauce alors qu'en Ile-de-France se développe un large golfe marin « Nummulitique » ouvert sur la Manche. Les lacs se généralisent à l'Éocène supérieur, en particulier dans le bassin de Beauce-Sologne où les dépôts calcaires sont répartis sur l'ensemble du territoire. Des incursions marines sont signalées vers Sennely où des foraminifères ont été décrits. Les dépôts sont des marnes et calcaires, parfois siliceux, tendres ou fortement indurés, de couleur beige, verte, brune. Les épaisseurs varient de 5 à 10 m sur l'ensemble de la carte de Bracieux, passent de 5 à 15 m sur le Sud de la carte Lamotte-Beuvron et atteignent 20 m au Nord-Est, en bordure d'un sous-bassin axé sur l'Orléanais.

À l'Oligocène, au Rupélien inférieur, la régression marine s'amorce en Ile-de-France. Les Sables de Fontainebleau littoraux et dunaires atteignent un maximum de développement dans le Nord-Est de la Beauce. Des sables coquilliers parviennent jusqu'à Orléans. Au Stampien supérieur, le lac du Calcaire d'Étampes, bien développé sur la Beauce et la Sologne, gagne l'Ile-de-France, marquant la fin des dépôts marins dans le bassin de Paris.

À l'Aquitanien (Miocène inférieur), le lac du Calcaire de Pithiviers succède au lac du Calcaire d'Étampes. L'aire d'extension se déporte vers le Sud abandonnant l'Ile-de-France et le Nord de la Beauce. Les aires subsidentes quittent l'Ile-de-France et migrent en Beauce et Sologne créant un bassin endoréique accidenté de fosses le long de la faille de la Seine-Sennely.

Au Miocène moyen, la surrection du Massif central, associée au basculement du bloc armoricain et à la subsidence en Sologne engendre la création d'un bassin ligérien ouvert sur la Manche. De grands cours d'eau en provenance du Massif central alimentent la dépression solognote et déposent dans une plaine d'inondation et dans un delta les Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois puis les Sables et argiles de Sologne. Parallèlement, la mer des Faluns transgresse depuis la Manche jusque dans la gouttière ligérienne et dépose des sables coquilliers dont les termes les plus orientaux parviennent jusqu'à Blois.

Au Miocène terminal, le soulèvement du bloc armoricain chasse définitivement la mer de la région. Au Pliocène, la surrection des reliefs méridionaux se poursuit et les volcans d'Auvergne, en particulier le Mont-Dore sont le siège d'une forte activité. Un fleuve « Pré-Loire », débouchant des Limagnes et avec un écoulement vers la Touraine et l'Atlantique et temporairement vers la Manche traverse la carte et abandonne les premiers dépôts des plus hautes terrasses, en particulier les Cailloutis culminants.

Par la suite, au cours du Quaternaire, le bassin ligérien se stabilise vers l'Atlantique et le paysage solognot acquiert ses caractères. Enregistrant les alternances glaciaire-interglaciaire, les cours d'eau s'encaissent. La surface la plus élevée, fortement résiduelle aujourd'hui et correspondant à la surface pliocène de la Pré-Loire, est incisée par de multiples vallées, la Loire au Nord, le Cosson et le Beuvron au Sud et abandonnent les dépôts des hautes, moyennes et basses terrasses.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Des travaux de préparations réalisés par R. Fleury ont consisté en une analyse stéréoscopique des photographies aériennes destinée principalement à reconnaître des morphologies comme de grands replats, interprétés comme les aires d'extensions de terrasses alluviales, des dépressions elliptiques attribuées à des phénomènes périglaciaires (alas et pingos) et certaines limites géologiques. Ces travaux furent complétés par une première série de sondages de reconnaissance pluridécamétriques.

Fin des années 1990, le lit majeur de la Loire fut l'objet d'un travail de recherche mené par D. Giot et E. Garcin, géologues au BRGM (Garcin *et al.*, 1999a, b, c). Une série de sondages réalisés entre Saint-Laurent-Nouan et Suèvres avait notamment permis de reconnaître l'évolution des méandres anciens, permettant de reconstituer l'histoire de la Loire depuis 14 000 ans BP jusqu'au lit actuel. De nombreux échantillons ont fait l'objet d'une analyse palynologique, complétée par des datations au carbone 14.

La partie beauceronne de la carte fut levée par V. Rousset (IGAL) en 1998 et 1999 avec l'aide de D. Giot (BRGM). Les résultats sont compilés dans son mémoire de fin d'étude de l'IGAL : « Relations sédimentologie, morphologie et structure tectonique en Sologne (région de Bracieux, Loir-et-Cher, France) ».

En 2002 et 2003, D. Cruz Mermy (BRGM) a repris les travaux menés par R. Fleury. Les affleurements étant rares dans cette région, plus de 300 sondages à la tarière à main et près de 110 sondages mécaniques ont été

nécessaires pour compléter les données existantes. Les sondages à la tarière à la main ont permis de reconnaître les formations superficielles et de préciser leur extension et leur épaisseur. Les terrasses alluviales anciennes, reconnues comme peu épaisses, apparaissent alors résiduelles, et sont pour la plupart entièrement érodées.

Cette dernière campagne de sondages a été l'occasion d'effectuer des analyses sur les principales formations. Ainsi, la quasi-totalité des formations affleurantes de cette carte a fait l'objet d'une analyse minéralogique, les argiles ont été testées à « la valeur de bleu de méthylène » (VB) pour préciser leur aptitude au gonflement et des analyses granulométriques ont été réalisées sur les sables.

Ces derniers travaux cartographiques ont été intégrés dans la carte harmonisée du département du Loir-et-Cher (Cruz Mermy et Giot, inédit), nécessaire à la cartographie départementale de l'aléa retrait-gonflement des argiles (Bouchut, Giot et Cruz Mermy, 2004). En dehors de certaines bordures où les sondages à la tarière ont permis de préciser les contours des alluvions, l'harmonisation des cartes géologiques à l'échelle du département puis de la région Centre (Giot, 2005, inédit) a été l'occasion d'assurer la continuité des contours d'une carte à l'autre, et de corréler les terrasses alluviales sur l'ensemble du bassin versant.

Cette notice a été rédigée par une équipe pluridisciplinaire. Le chapitre principal portant sur la géologie a été réalisé par D. Cruz Mermy et D. Giot (ingénieurs au BRGM). D. Giot a exploité l'ensemble des données de sondage de la région, à partir de quoi il a revu l'ensemble des chapitres sur la géologie profonde et sur la géodynamique. Ces chapitres s'appuient sur les cartes des formations géologiques qu'il a également réalisées après avoir revu l'ensemble des sondages. Les chapitres sur l'exploitation des substances utiles et les risques naturels ont été rédigés par D. Cruz Mermy. La partie hydrogéologie a été réalisée par Ph. Maget (BRGM). Le chapitre sur la pédologie et l'occupation des sols a été rédigé par F. Charnet (Institut pour le Développement Forestier). La partie sur les ressources géothermiques et leurs exploitations a été rédigée par L. Guillou-Frottier et F. Jaudin, ingénieurs au BRGM. Le chapitre sur l'archéologie et la préhistoire a été développé collectivement par les spécialistes régionaux : R. Irribaria, H. Delétang et L. Maggiorani.

DESCRIPTION DES TERRAINS NON AFFLEURANTS

Sur la carte Bracieux, les forages les plus profonds atteignent le toit des terrains crétacés sans les traverser. Les informations sur la géologie profonde anté-Éocène sont tirées des données de sondages profonds réalisés à

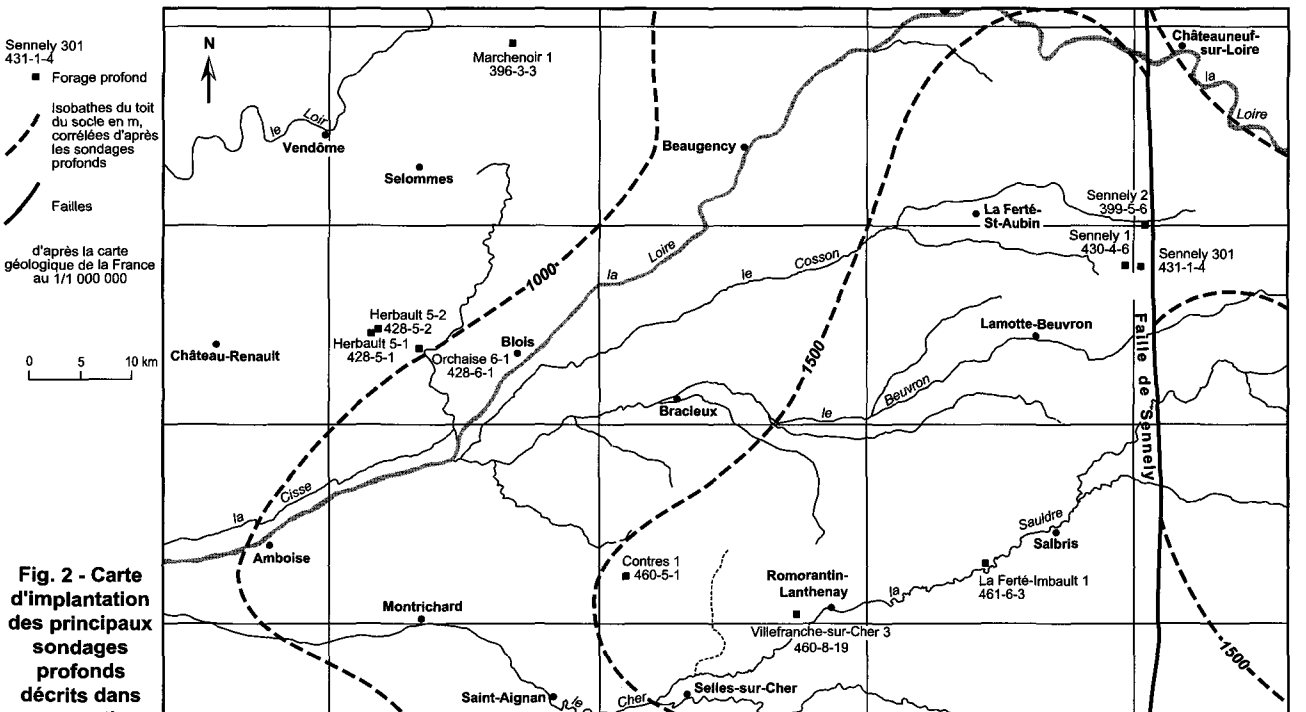


Fig. 2 - Carte d'implantation des principaux sondages profonds décrits dans cette notice

l'extérieur de la carte, en particulier au Sud, à l'Ouest et à l'Est de la feuille (fig. 2). Ces sondages profonds sont :

– 461-6-3 La Ferté-Imbault 1, carte à 1/50 000 Salbris. Implanté à La Ferté-Imbault (x = 571,240 ; y = 2 266,050 ; z = + 100,5 NGF ; profondeur = 1 891,3 m) arrêt dans le socle probablement ordovicien (Quartzophyllades) ;

– 396-3-3 Contres 1, carte à 1/50 000 Romorantin-Lanthenay. Implanté à 4 km au Nord de Chémery (x = 535,640 ; y = 2 265,047 ; z = + 131,0 NGF ; profondeur = 2 623 m) arrêt dans le Permo-Trias détritique ;

– 460-8-19 Villefranche-sur-Cher 3, carte à 1/50 000 Romorantin-Lanthenay. Implanté à Romorantin-Lanthenay (x = 552,737 ; y = 2 261,012 ; z = + 93,0 NGF ; profondeur = 1 427 m) arrêt dans le Trias détritique et carbonaté ;

– 399-5-6 Sennely 2, carte à 1/50 000 Châteauneuf-sur-Loire. Implanté à Sennely (x = 588,319 ; y = 2 300,129 ; z = + 126 m NGF ; profondeur = 1 545 m) arrêt dans le socle granitique reconnu à partir de 1 418 m de profondeur ;

– 431-1-4 Sennely 301, carte à 1/50 000 Argent-sur-Sauldre. Implanté à 3 km au Nord de Souvigny-en-Sologne (x = 587,103 ; y = 2 296,628 ; z = + 134,5 m NGF ; profondeur = 2 144,5 m) arrêt dans un granite à biotite, reconnus à partir de 1 990 m de profondeur ;

– 430-4-6 Sennely 1, carte à 1/50 000 Lamotte-Beuvron. Implanté à Souvigny (x = 586,167 ; y = 2 296,805 ; z = + 139 m NGF ; profondeur = 2 149,15) arrêt dans le Permo-Trias détritique ;

– 396-3-3 Marchenoir 1, carte à 1/50 000 Selommes. Implanté à Viévy-le-Rayé (x = 524,873 ; y = 2 319,637 ; z = + 145,06 m NGF ; profondeur = 973,44 m) arrêt dans le socle granitique ;

– 428-5-1 Herbault 5-1, carte à 1/50 000 Blois. Implanté sur la commune d'Herbault-Bois-Guérin (x = 509,975 ; y = 2 290,110 ; z = 138,4 ; profondeur = 304,95 m) arrêt supposé dans le Kimméridgien ;

– 428-5-2 Herbault 5-2, carte à 1/50 000 Blois. Implanté sur la commune d'Herbault-Bois-Guérin (x = 509,347 ; y = 2 289,982 ; z = 129,3 ; profondeur = 175,3 m) arrêt dans le Cénomanien ;

– 428-6-1 Orchaise 1, carte à 1/50 000 Blois. Implanté sur la commune d'Herbault-Bois-Guérin (x = 5 149,280 ; y = 2 288,720 ; z = 138 ; profondeur = 180,85 m) arrêt dans le Cénomanien.

Sur la figure 2, les courbes d'isovaleurs (traits discontinus) représentent la profondeur en mètre du toit du socle, corrélée d'après les sondages profonds, ces courbes et les failles représentées en traits pleins sont issues de la carte géologique de France au 1/1 000 000.

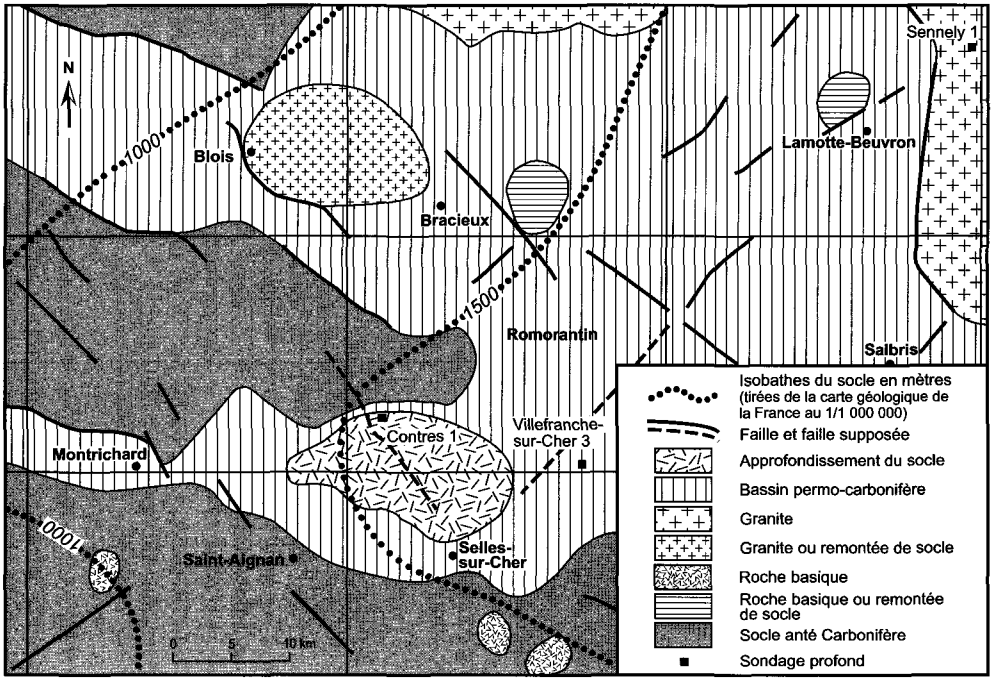


Fig. 3 - Interprétation de la structuration et de la lithologie du socle d'après J. Corpel *in* Fleury *et al.* 1997, modifié

SOCLE CRISTALLIN PRIMAIRE

Aucune information n'est directement accessible sur la carte concernant la nature du socle. Il a été reconnu sur les cartes voisines ponctuellement grâce à des forages profonds (fig. 2). Ces informations ont été complétées avec des interprétations de données géophysiques.

Un granite (granite de Blancafort et de Rebréchien) a été reconnu à -1 419 m au sondage de Sennely 2 (399/5/6) et à -1 990 m près de Souvigny-en-Sologne (431-1-4 / Sennely 301), soit à près de 30 km à l'Est de la carte de Bracieux. Sur la carte de Selommes, le forage « Marchenoir 1 » a atteint un granite à 2 micas à une profondeur de 973 m. De part et d'autre de la faille de Sennely (faille du Cher), les forages pétroliers ont reconnu les séries géologiques mésozoïques. À l'Ouest de la faille dans la partie effondrée du bassin de Sologne, le sondage 430-4-6 a traversé le Trias jusqu'à la cote -2 010 m, le toit du granite n'a pas été rencontré mais il pourrait se situer vers -2 050 m. D'après les études géophysiques menées par N. Debeglia en 1980, ce granite s'étendrait à l'Ouest de la faille de Sennely et vers le Sud sous une extension du bassin permo-carbonifère de Contres – Bourges.

D'après la carte du socle du bassin de Paris (Debeglia, 1980 ; Debeglia et Debrand-Passard, 1980 ; Weber, 1971, 1973) qui n'est pas reprise dans la présente notice, la feuille de Bracieux serait située au droit d'un substrat briovérien ou paléozoïque indifférencié, limité par deux structures profondes que sont le granite de Marchenoir au Nord et le bassin permo-carbonifère de Contres – Bourges, venant prendre en écharpe le coin sud-ouest de la carte. En limite orientale de la carte, sous la commune de Neung-sur-Beuvron, une zone à forte densité a été interprétée comme un pointement de roche basique.

Ces mêmes données gravimétriques, acquises par le BRGM ou la CGG entre 1951 et 1955, ont été réinterprétées par Corpel (*in* Fleury *et al.*, 1997) avec des outils de traitement améliorés afin de préciser la nature du socle dans cette région. Cette interprétation est basée sur une analyse automatique des gradients horizontaux et verticaux du champ gravimétrique (Castaing et Debeglia, 1992). Le schéma résultant fait apparaître les principaux ensembles lithologiques dont les densités contrastent de manière importante par rapport à la densité moyenne du socle et les accidents qui les affectent (Fleury, 1997) (fig. 3).

Ainsi ont été différenciés :

– le socle anté-carbonifère (Dévonien) ;

– le bassin permo-carbonifère de Contres – Bourges d'orientation armoricaine (N120°E) qui se manifeste par une atténuation des anomalies

gravimétriques associées au socle sous-jacent. Contrairement à ce qui avait été publié précédemment, il s'étendrait sur la quasi totalité de la surface de la carte de Bracieux ;

– en bordure nord de la carte de Bracieux, le granite de Marchenoir, reconnu en sondage profond sur la carte de Selommes (Marchenoir 1) ;

– sur la bordure ouest de la carte, une petite structure pourrait correspondre soit à un épaississement du bassin permo-carbonifère, soit à un dôme granitique ;

– en limite sud de la carte, un supposé pointement de roche basique sous le bassin permo-carbonifère, pourrait être aussi interprété comme une remontée de socle.

La profondeur supposée du socle est principalement issue de l'interpolation entre les sondages profonds des cartes environnantes (fig. 3). Elle serait comprise entre 1 000 m et 1 500 m selon un axe NW-SE en montrant un approfondissement croissant en se rapprochant de la faille de Sennely.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES

Tous les sondages cités dans cette partie sont localisés sur la figure 2 et leurs caractéristiques sont décrites en tête de chapitre.

Ordovicien (Ouest de Salbris)

À l'Ouest de Salbris (fig. 2), des schistes et quartzophyllades rapportés à l'Ordovicien (Sapin, 1967) ont été reconnus vers la cote -1 952 m (sondage La Ferté-Imbault 461-6-3). Il s'agit d'argilites vertes à noires, à lits silto-gréseux ou finement gréseux, reposant sur des quartzophyllades gris verdâtre. Quelques niveaux carbonatés ont été traversés au toit des argilites. Les premières ont été parallélisées aux Schistes d'Angers et les secondes aux grès armoricains sous-jacents.

Le Dévonien serait ici absent.

Permien

D'après les travaux d'analyses géophysiques par N. Debeglia (*in* Mégnien, 1980 et Weber, 1973), le bassin permien semblait initialement n'être localisé que sous le Sud de la Sologne, et ne s'étendait pas jusqu'à Bracieux. Les dernières réinterprétations des données gravimétriques (Corpel, *in* Fleury *et al.*, 1997) tendraient à nous indiquer la présence au droit de la carte, du bassin permo-carbonifère de Contres – Bourges (fig. 3).

Atteint à la côte -1 309 m, (Contres 1, 460-5-1), le forage est resté dans le Permien jusqu'à -2 491 m. L'épaisseur dépasse 1 183 m, mais selon S. Sapin (1967), l'épaisseur totale du Permien pourrait dépasser 2 600 m. Les terrains sont des argiles schisteuses, sableuses et micacées, généralement rouges à verdâtres avec quelques passées d'anhydrite. Les 800 premiers mètres sont surtout détritiques et les passées évaporitiques sont rares. Au forage de la Ferté-Imbault 1, l'ensemble permo-triasique sans distinction cumulerait 640 m d'épaisseur.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES

Trias

Grès, argile (épaisseur 500 à 330 m)

L'épaisseur maximum du Trias (500 m) est atteinte entre les failles de Sennely et de La Ferté-Imbault (430-4-6) et décroît progressivement vers l'Ouest pour atteindre 334 m à Contres (460-5-1) (fig. 2).

Les terrains triasiques (Sapin, 1967) présentent une base détritique (242 m), constituée d'une alternance de microconglomérats, de grès grossiers, argileux et rougeâtres, de grès blancs peu consolidés et des argiles bariolées silteuses. La partie supérieure est caractérisée par l'apparition d'un ciment dolomitique. Ce dernier a été interprété par Y. Hamon et G. Merzeraud (2005) comme un paléosol intra-norien correspondant à un événement majeur du Bassin parisien, qui pourrait être son basculement vers l'WNW lié à la rupture de la Pangée.

La partie supérieure est un ensemble d'argiles bariolées, silteuses, de grès argileux et d'argiles à anhydrite (50 m). Ces dernières sont couronnées par un ensemble gréseux (134 m) aux faciès proches des grès de base. Les argiles rhétiennes (60 m) à niveaux de grès fins, constituent les derniers éléments de cette série.

Lias

Calcaire, marne (épaisseur 130 à 200 m)

D'Est en Ouest, la puissance du Lias décroît de la même façon que le Trias mais avec des épaisseurs moindres, passant de 398 m à Sennely 1 à moins de 150 m à Contres 1.

Le Lias inférieur (92 m) est représenté par des calcaires beiges à gris, sub-récifaux, oolithiques, graveleux, à ciment cristallin, incluant des niveaux marneux à la base (Hettangien). Y sont également décrits des niveaux

glauconieux, des passées détritiques et des marnes roses, vertes ou bleues à calcaires bioclastiques. On notera les variations de faciès du Sinémurien supérieur (Lotharingien) devenant plus argileux vers l'Ouest.

La partie supérieure débute avec un Pliensbachien épais de 140 m à Sennely 1 et passant à une quarantaine de mètres à La Ferté 1. La base du Toarcien (10 à 15 m) est un ensemble d'argiles calcaires brunes, feuilletées considérées comme l'équivalent des « schistes cartons ». Elles sont surmontées par des argiles noires, silteuses, parfois micacées et contenant quelques bancs de calcaire argileux.

Dogger

Calcaire (épaisseur environ 200 m)

Le sondage de La Ferté 1 a fourni la coupe de référence du Dogger pour la région (Sapin, 1967). Il s'agit d'une succession de trois grandes barres calcaires inégales et séparées par des intervalles marneux. L'épaisseur des dépôts diminue vers l'Ouest.

Le sondage de La Ferté 1 a traversé de bas en haut :

– une première barre calcaire d'une trentaine de mètres. Il s'agit d'un calcaire beige à gris, à pâte fine, légèrement gréseux et argileux à la base. Il est surmonté d'un niveau de marnes (64 m) à ostracées (*Ostrea acuminata*), gris à verdâtre, plus ou moins calcaires et très bioclastiques. Ce premier ensemble serait attribué à l'Aalénien-Bajocien ;

– la seconde barre (70 m) est composée de calcaires microcristallins, graveleux, bioclastiques avec des passées oolithiques et des niveaux silicifiés. Le deuxième intervalle marneux est gris verdâtre, sableux, avec des passées de calcaires argileux finement gréseux. Le Dogger se termine par une dernière barre carbonatée de quelques mètres à la Ferté 1 contre une quinzaine à Sennely 1. Ces trois derniers niveaux pourraient être attribués au Bathonien.

Malm

Marne, calcaire (épaisseur 560 à 650 m)

Dans la notice de Lamotte-Beuvron par S. Debrand-Passard (notice en cours de publication), le Jurassique supérieur, traversé dans le sondage de Sennely 1, a été réinterprété d'après des levés de terrain en Champagne berrichonne effectués par S. Debrand-Passard (1980/1982).

De bas en haut il a été établi la succession suivante :

– Marnes oxfordiennes sombres, d'épaisseur réduite (23 m) voire lacunaire ;

– Marnes à spongiaires (16 m), plus calcaires que les précédentes, glauconieuses, parfois dolomitiques et gréseuses, riches en spongiaires et dotées d'une importante macrofaune ;

– Calcaires lités inférieurs, argileux (126 m). Le faible contenu faunistique traduit un environnement de plate-forme externe ;

– Calcaires de Vons ou Calcaires crayeux de Bourges (56 m). Calcaires beiges, graveleux, oolithiques à nombreux débris d'échinodermes, bryozoaires et polypiers. Ces faciès correspondent à des milieux péri-récifaux ;

– Calcaires lités supérieurs subdivisés en Calcaires de Montierchaume (44 m) et Calcaires de Levroux inférieurs (45 m). Leur faciès est proche des Calcaires lités inférieurs mais sont beaucoup moins argileux, surtout dans la partie supérieure ;

– le Kimméridgien débute par des faciès subrécifaux avec les Calcaires de Levroux supérieurs et les Calcaires de Buzançais (60 m). Ils précèdent la transgression des Marnes de Saint-Doulchard (134 m), caractérisées par une succession de petites séquences riches en débris d'ostracées. Elles sont surmontées par les Calcaires de Saint-Martin-d'Auxigny épais de plusieurs décamètres et dont la base contient encore les ammonites du Kimméridgien. Sur la feuille de Blois, il serait atteint à 284 m de profondeur (Herbault 5-1) sans qu'il ne soit traversé ; il y est décrit comme un assemblage de marnes et d'argiles à coquillages et des bancs de calcaire durs ;

– le Tithonien (« Portlandien ») débute au sein de la séquence précédente et se poursuit par des faciès plus calcaires et d'apparence fracturée (calcaires bréchoïdes) d'une puissance de 63 m. La partie sommitale du Tithonien est caractérisée par un faciès laguno-continental : le Purbeckien.

Crétacé inférieur

(épaisseur non reconnue)

La base du Crétacé est marquée par une lacune du Valanginien.

Au sondage de Sennely 301, l'Hauterivien est représenté par 6,5 m d'argiles sombres, sableuses et glauconieuses. Le Barrémien y est décrit par 9,5 m de sables fins et moyens à niveaux de lignite.

L'Albo-Aptien se présente à Sennely 1 sous un ensemble de marnes glauconieuses (20 m) contenant des petites chailles roulées, et un second ensemble glauconieux de même épaisseur, constitué de grès, d'argiles sableuses et de sables.

Au forage de La Ferté-Imbault, des sables et argiles bariolées, épais de 80 m sont attribués à l'intervalle Barrémien à Albien.

Aux sondages de Soings-en-Sologne, des calcaires glauconieux et sables, épais de 40 m, auxquelles succèdent 60 m d'argiles gris-noir, glauconieuses, représentent le Crétacé inférieur.

Sur la feuille de Blois (forage Herbault 5-1), G. Lecointre (1959) attribue à l'Albien les terrains (argiles sableuses, jaunes, noires, grises à plaquettes) compris entre 197 et 294 m de profondeur, soit 97 m d'épaisseur, mais « *certains de ces faciès pourraient également être attribués à des niveaux inférieurs du Crétacé* » (Lorrain *et al.*, inédit).

L'ensemble de ces dépôts appartient à un domaine marin littoral, ouvert en Bourgogne sur le domaine téthysien. Au droit de la carte de Bracieux, ces dépôts ne seraient pas présents, remplacés par des formations continentales non reconnues ici.

Crétacé supérieur, Cénomanien

Marne, sable (épaisseur 100 m environ)

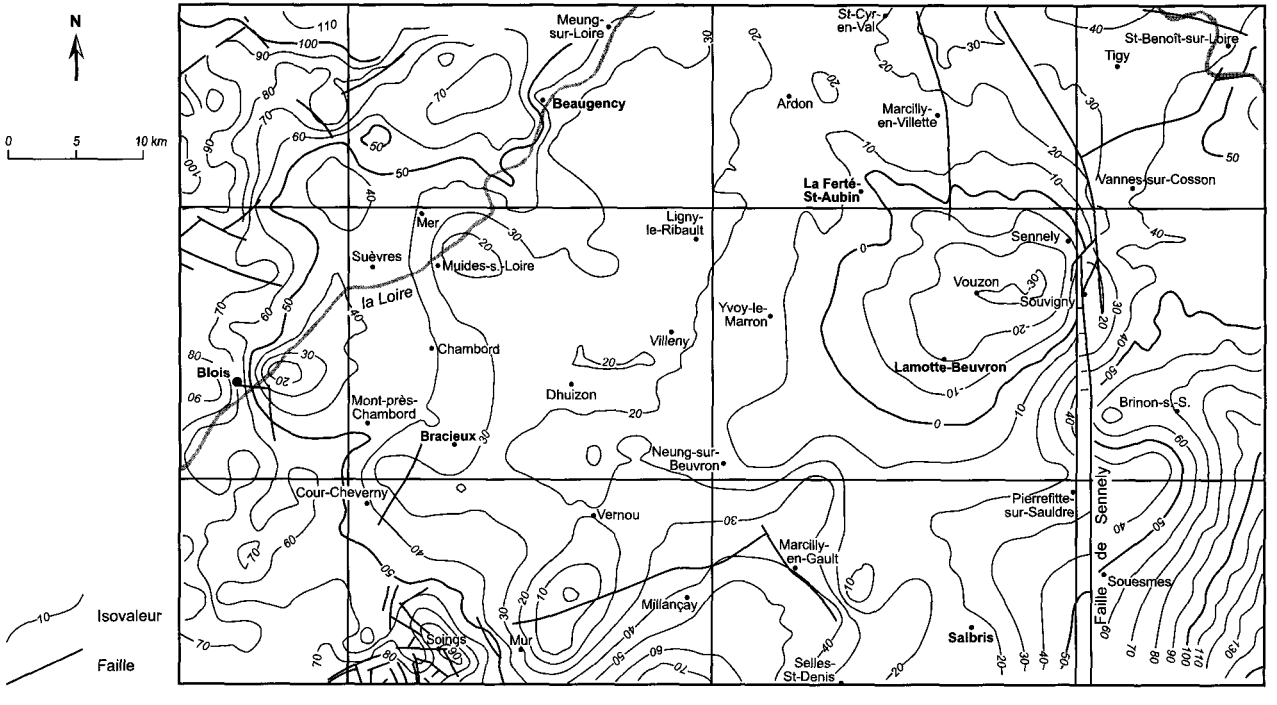
L'épaisseur diminue progressivement vers l'Ouest, passant de 103 m à La Ferté-Imbault 1 et 112 m à Sennely 1, à 83 et 63 m sur la feuille de Blois (forage Herbault 5-1 et Orchaise 1). On notera qu'à l'Est de la faille de Sennely, le Cénomanien n'atteint pas 90 m d'épaisseur (Sennely 301).

Le Cénomanien se compose de trois formations distinctes :

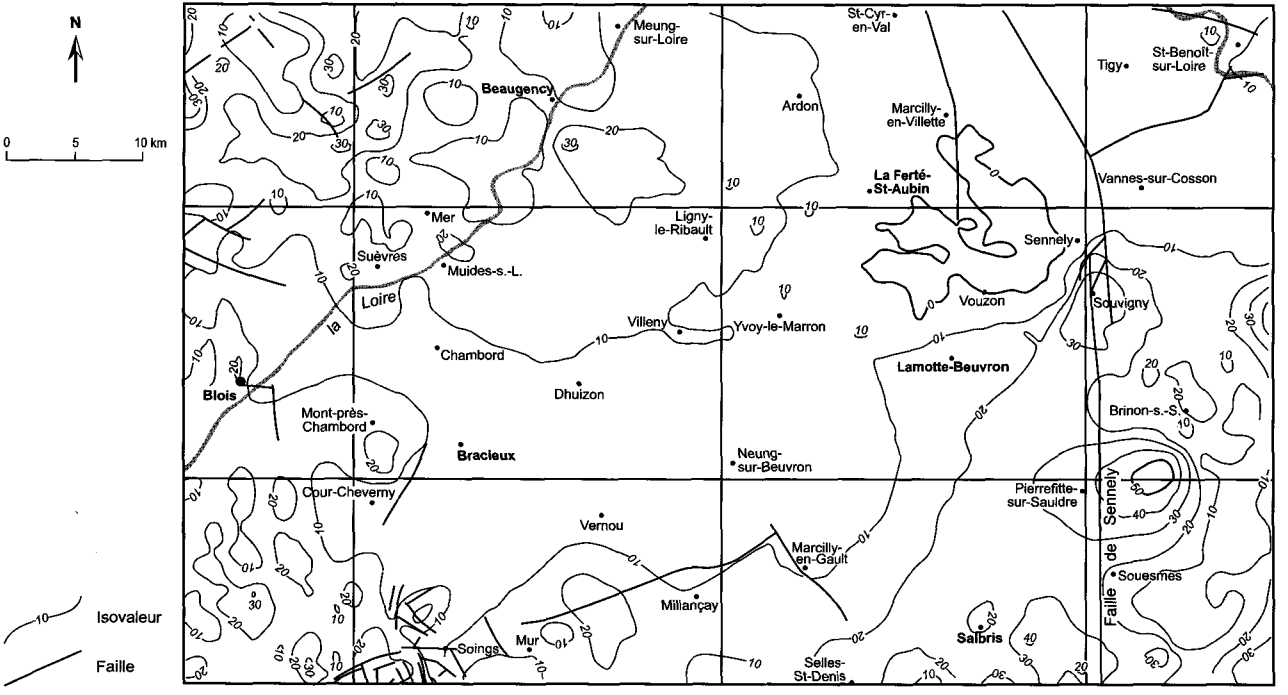
– à la base, les Marnes inférieures se présentent en une succession d'argiles et de marnes à foraminifères grises à noires, silteuses, parfois pyriteuses et souvent glauconieuses. Des calcaires tendres, gris-jaune à verdâtres, plus ou moins sableux sont associés à des « gaizes » blanc-gris à verdâtres. L'ensemble des Marnes inférieures et des gaizes présente une épaisseur de 37 m à Sennely 1. G. Lecointre (1959) réinterprète le forage 428-5-2 et décrit à la base du Cénomanien des marnes et sables glauconieux contenant un passage calcaire (0,3 m) et un niveau de craie marneuse et glauconieuse (3,2 m), surmontés par 11 m de sables marneux micacés. Ces derniers peuvent également être rattachés au Sables de Vierzon ;

– les Sables de Vierzon épais de 18 m à Sennely 1, sont quartzeux, à grains fins à moyens, assez bien classés. Les sables sont plus ou moins argileux, plus ou moins glauconieux et contiennent parfois des carbonates. Fréquemment silicifiés, ces sables donnent alors des grès de dureté variable. Sur la carte de Romorantin, ce niveau est peu épais et a perdu son caractère distinctif. À Herbault (feuille de Blois) les niveaux de sables et grès glauconieux atteignent 10 m d'épaisseur ;

– le Cénomanien se termine par les Marnes à ostracées dont la puissance atteint 32 m au sondage de Sennely 1 et 4 m dans le sondage Herbault 5-2.



Carte 1 - Carte du toit de la craie *s/*



Carte 2 - Carte de l'épaisseur cumulée des Argiles à silex et de l'Éocène détritique

Carte 3 - Carte isopaque de l'Éocène détritique

Ces marnes sont blanches à grisâtres et contiennent une fraction sableuse irrégulièrement glauconieuse et quelques chailles roulées. Des interstratifications d'argiles vertes et glauconieuses sont fréquentes. Cette série est riche en macrofaune et se termine par un niveau épais de 10 m de craie argileuse à foraminifères et dépourvue de silex.

Crétacé supérieur, Turonien et Sénonien

Craie (épaisseur 30 à 60 m)

L'ensemble crayeux turono-sénonien (30 à 60 m) débute par une trentaine de mètres à Sennely 1 de craie marneuse à silex noduleux (craie marneuse à inocérames du Turonien inférieur), riche en foraminifères. Dans la partie médiane, la craie devient blonde, se charge en débris de bryozoaires et en quartz (Tuffeau de Bourré du Turonien moyen). La partie sommitale est une craie jaunâtre, riche en niveaux de silex blonds, en quartz et en glauconie et contient parfois des micas (Turonien supérieur à Coniacien). Les affleurements les plus proches sont situés sur la carte de Blois où le faciès craie blanche est attribué aux formations de la Craie de Blois (Campanien) et de la Craie de Villedieu (Coniacien à Santonien).

Le Turonien a été entièrement traversé sur la feuille de Blois dans les forages d'Orchaise et d'Herbault. La coupe interprétée par G. Lecointre en 1959 du forage 428-5-2 indique de bas en haut :

– 29 m de Turonien inférieur composés de craie marneuse bleuâtre (3 m) et de craie blanche à silex noirs (26 m) ;

– 22 m de Turonien moyen (Tuffeau de Bourré) avec une base de 3 m de tuffeau à cherts recouvert de 18 m de craie micacée, grisâtre ;

– 40 m de Turonien supérieur (Tuffeau jaune de Touraine) comprenant la succession suivante : craie glauconieuse à *Ostrea columba*, calcaire gréseux, tuffeau blanc à cherts branchus, craie tuffeau jaune, sableuses à *Ostrea eburnea* et *Trigonia scabra*.

Sur Bracieux, aucune datation précise n'a été faite dans le Crétacé, mais il est probable que son toit date du Sénonien. La carte 1 donne l'altitude en isohypses de ce toit. Bracieux est localisé sur la bordure ouest de la fosse solognote centrée sur Vouzon (cote - 20 m), le toit de la Craie varie de la cote 20 à la cote 45 m.

La décalcification de ces derniers niveaux est à l'origine des Argiles à silex. Les épaisseurs sont très variables (carte 2), souvent importantes lorsque les terrains crétacés supérieurs affleurent : 26 m sur la feuille de Romorantin au Sud, 20 m sur Blois au Nord, elles se réduisent généralement et parfois disparaissent (carte 3) sous le recouvrement des terrains tertiaires lacustres.

La formation des Argiles à silex a démarré dès la régression de la mer crétacée et s'est prolongée au Tertiaire. L'altérite montre en partie inférieure, sur la feuille de Romorantin un ensemble décarbonaté de sables ou de grès fins tendres de couleur blanc jaunâtre ou des grès indurés de couleur brunâtre. Les sables, plutôt dérivés du Turonien, sont quartzeux et glauconieux, fins, enrobés dans une matrice kaki à lie-de-vin avec des taches brunes, liées à l'oxydation. Le sable peut disparaître totalement au profit d'une matrice argileuse. Les Argiles à silex dériveraient des craies franches non sableuses à silex (Sénonien). Les silicifications, sous forme de silex gris, jaune ou brun, sont plus fréquentes dans la partie supérieure des dépôts. On attribue cette altérite à un contexte continental latéritique (Sidérolithique).

TERRAINS TERTIAIRES

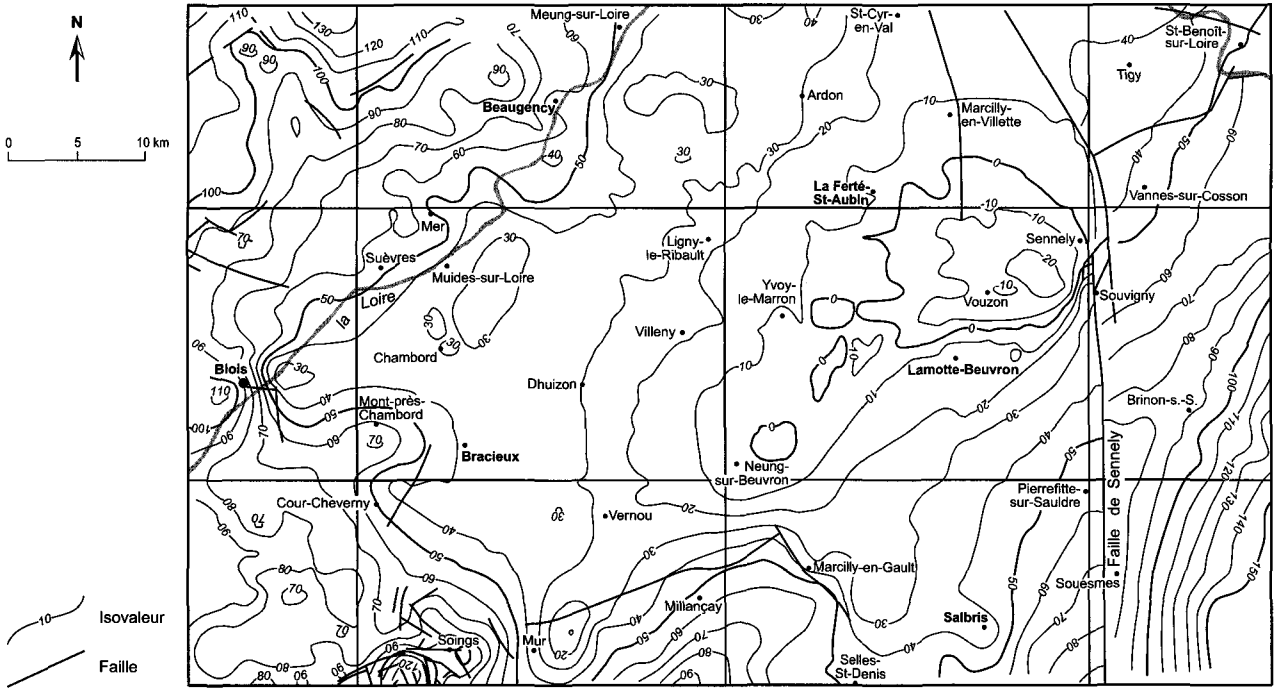
Paléocène-Éocène inférieur

Argiles à silex, argile, sable (épaisseur entre 0 et 27 m)

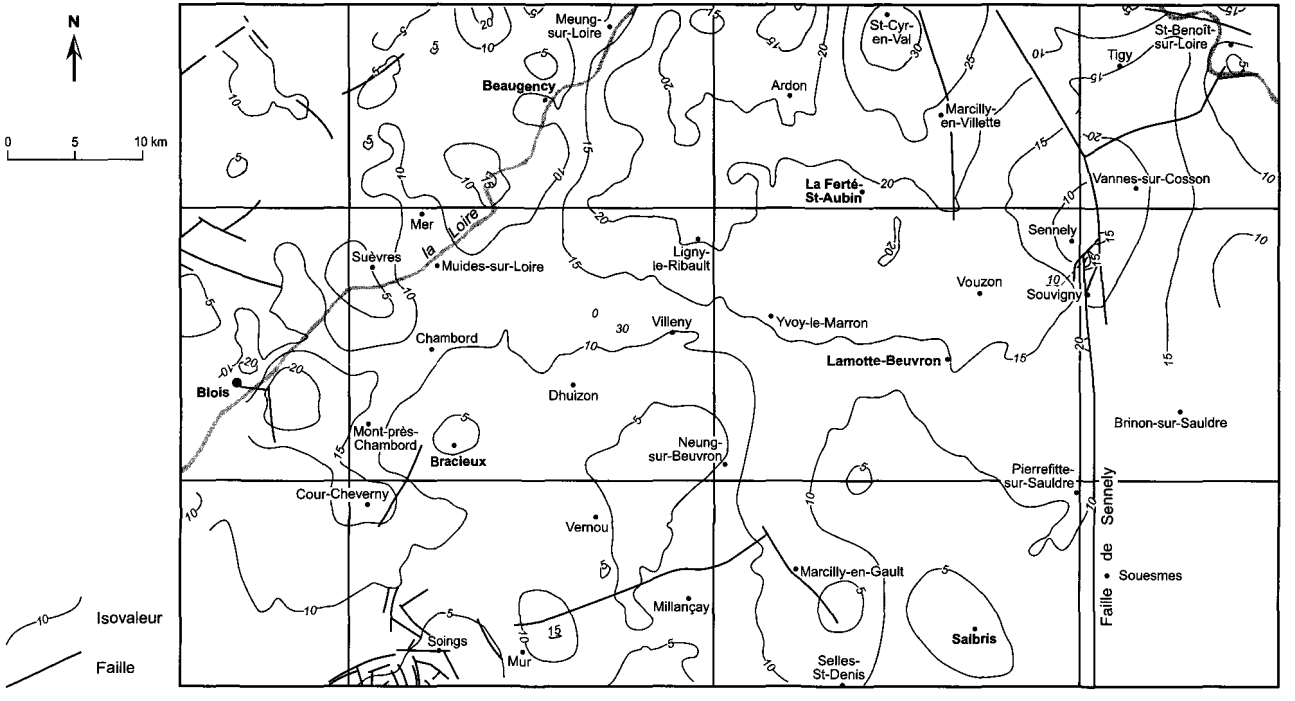
Les argiles à silex sont régulièrement recouvertes d'un dépôt détritique grossier, caillouteux, dont les blocs peuvent atteindre 30 cm (feuille Romorantin). Les plus gros éléments sont souvent mal roulés, il s'agit de grès silicifiés empruntés aux argiles à silex. Les principaux éléments sont des silex à cortex gris-noir et à cœur brun, très bien roulés et de la taille des graviers 40 à 80 mm marqués de nombreuses traces de chocs. La matrice est un sable hétérométrique et une argile bariolée. Des sédiments détritiques argilo-sableux y sont associés ou superposés. Des grès à silex, silicifiés par un ciment de calcédoine, sont parfois reconnus (perrons, silcrètes), très localement le ciment est ferrugineux. Ces dépôts ne recèlent aucun élément de datation, ils sont considérés comme anté-Lutétien.

Des sondages peu nombreux (14), traversent l'Éocène détritique uniquement dans la moitié occidentale de la feuille de Bracieux. En bordure du bassin de Sologne (carte 2), l'irrégularité de l'épaisseur (0 à 25 m) est de règle et est probablement liée à la présence de karst à la base et souvent à des ablations. Un maximum de 27 m est atteint aux environs de Cheverny. Dans le bassin (Bracieux-Neung-Ivoy-Lamotte), les informations sont rares mais semblent indiquer une épaisseur systématiquement faible (10 m maxi). Sur la carte Lamotte-Beuvron, l'épaisseur reste probablement faible dans le bassin (rares informations au Sud-Ouest) mais retrouvent de très fortes valeurs (35 m) au voisinage de la faille de Sennely.

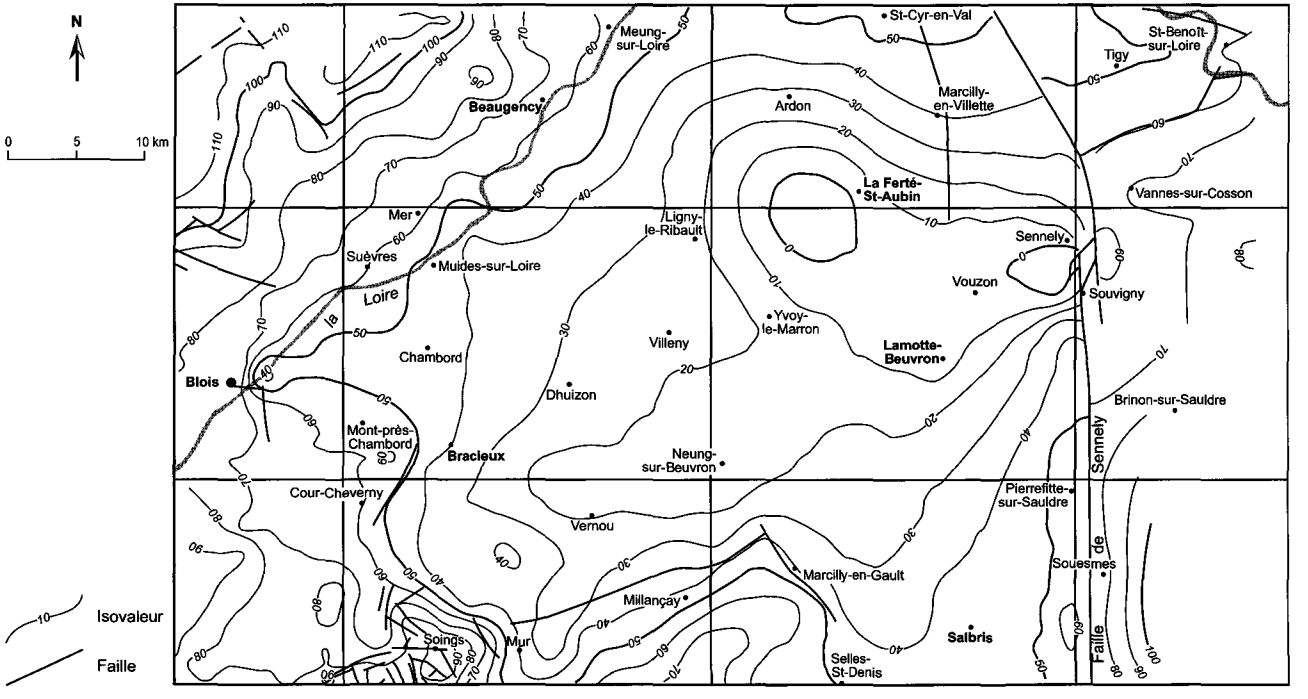
Sur l'ensemble de la Sologne, une carte de blocs (carte 3) obtenue en calculant l'épaisseur par différence entre les grilles interpolées du toit de la Craie et du toit des formations détritiques éocènes, confirme que les maxima d'épaisseur se localisent en bordure de bassin (zones noires). Le centre du



Carte 4 - Carte des isohypses du toit de l'Éocène détritique



Carte 5 - Carte des isopaques des marnes et calcaires lacustres de l'Éocène moyen à supérieur



Carte 6 - Carte isohypse du toit des calcaires éocènes

bassin, malgré la rareté des points de sondages, ne montrerait que des dépôts réduits ou parfois absents (zones en gris clair).

Le toit de l'Éocène détritique (carte 4) passe d'une altitude voisine de + 60 m sur la bordure ouest de la feuille à environ + 10 m dans l'angle sud-est. La carte des isohypses du toit de l'Éocène détritique dessine une fosse s'approfondissant vers l'Est où le maximum atteint la cote de - 20 m à l'Ouest de la faille de Sennely, vers Vouzon et Lamotte. On remarquera, en bordure nord-ouest, la chute rapide de ce toit selon une direction SW-NE, passant de près de + 65 m d'altitude à moins de + 30 m. Cet alignement, en partie faillé au niveau de Blois, est interprété en flexure de Suèvres à Beaugency. Cette structure tronque le « plateau nord » structuré par les failles armoricaines (horsts et grabens NW-SE).

Le cadre tectonique du bassin tertiaire n'est que partiellement reconnu, principalement sur ses bordures où les accidents majeurs sont orientés N20° à N45° et NS.

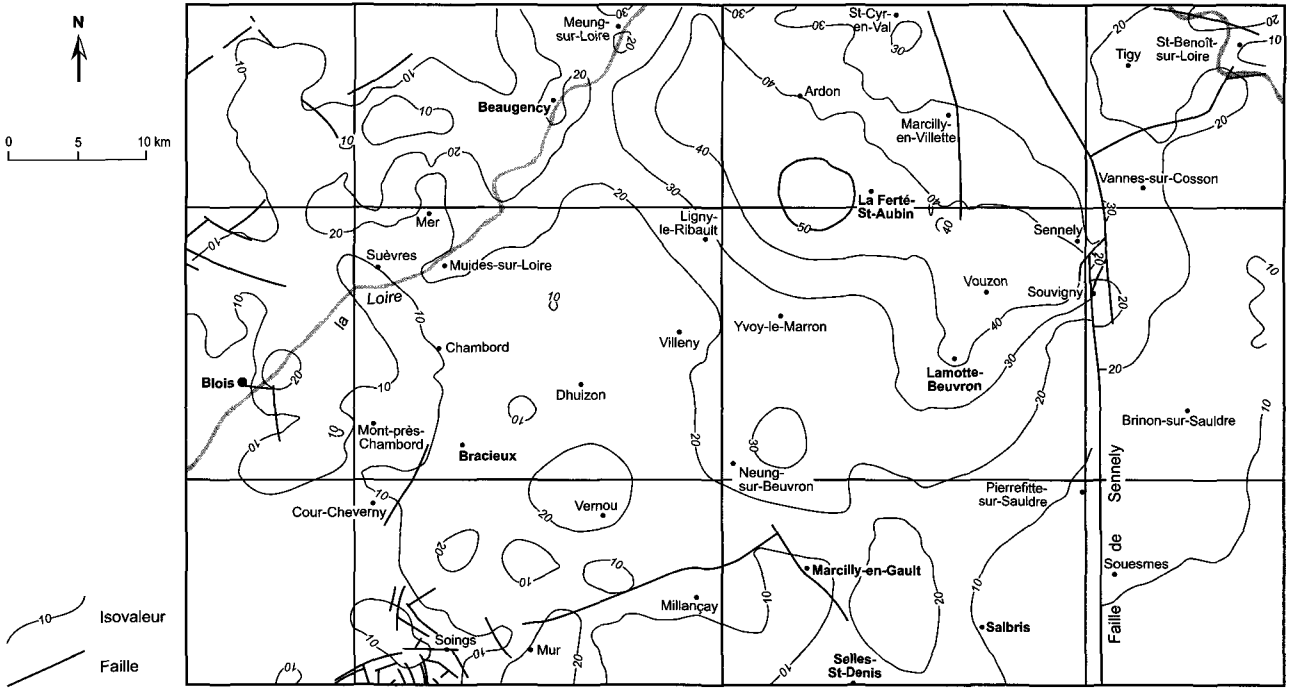
Éocène moyen et supérieur

Calcaires et marnes lacustres (épaisseur 5 à 20 m)

Sur la carte de Bracieux, une vingtaine de sondages atteint ou traverse des marnes et calcaires lacustres attribués à l'Éocène. Les faciès reconnus rappellent des faciès décrits plus au Nord en Petite Beauce (argiles vertes à concrétions calcaires) et vers Villeau (calcaire poudreux daté de l'Éocène moyen) et Morancez (calcaire dur) ou prennent des faciès de calcaire souvent sombre (brun ou gris) parfois fortement siliceux. Des influences marines (calcaire à milioles) sont signalées dans la fosse de Sennely.

Les épaisseurs (carte 5) traversées sont très inégales et varient de 2 et 16 m. Cette variation est en partie liée à la difficulté de distinction avec les formations calcaires rupéliennes sus-jacentes. Cependant les données sur la puissance des dépôts, indiquées par la carte d'isopaques donnent les tendances avec 5 à 10 m au Sud et à l'Ouest pouvant atteindre jusqu'à 20 m au Nord-Est de la carte.

La carte des isohypses (carte 6) montre un toit passant de plus de + 60 m d'altitude en moyenne à l'Ouest avec un sillon E-W axé sur Blois où la cote + 40 m est atteinte à une bordure de fosse vers l'Est et le Sud-Est où la cote 20 m est atteinte. Le cœur de la fosse atteint la cote 0 vers Vouzon et la Ferté-Saint-Aubin.



Carte 7 - Carte isopaque du calcaire d'Étampes *s/* (Rupélien)

GROUPE DES CALCAIRES LACUSTRES DE BEAUCE (RUPÉLIEN À AQUITANIEN)

Les Calcaires de Beauce sont un ensemble complexe de dépôts lacustres qui se sont succédé depuis le Rupélien (Stampien) représenté par le Calcaire d'Étampes, jusqu'à l'Aquitanien comportant à la base la Molasse du Gâtinais suivi du Calcaire de Pithiviers. Il faut noter qu'aucun dépôt n'est attribué au Chattien sur l'ensemble des formations du Groupe des Calcaires de Beauce (lacune ?).

Ces attributions lithostratigraphiques sont essentiellement réalisées ici par corrélation et cohérence géométrique avec la succession observée en Beauce. Aucune datation n'a été obtenue en Sologne.

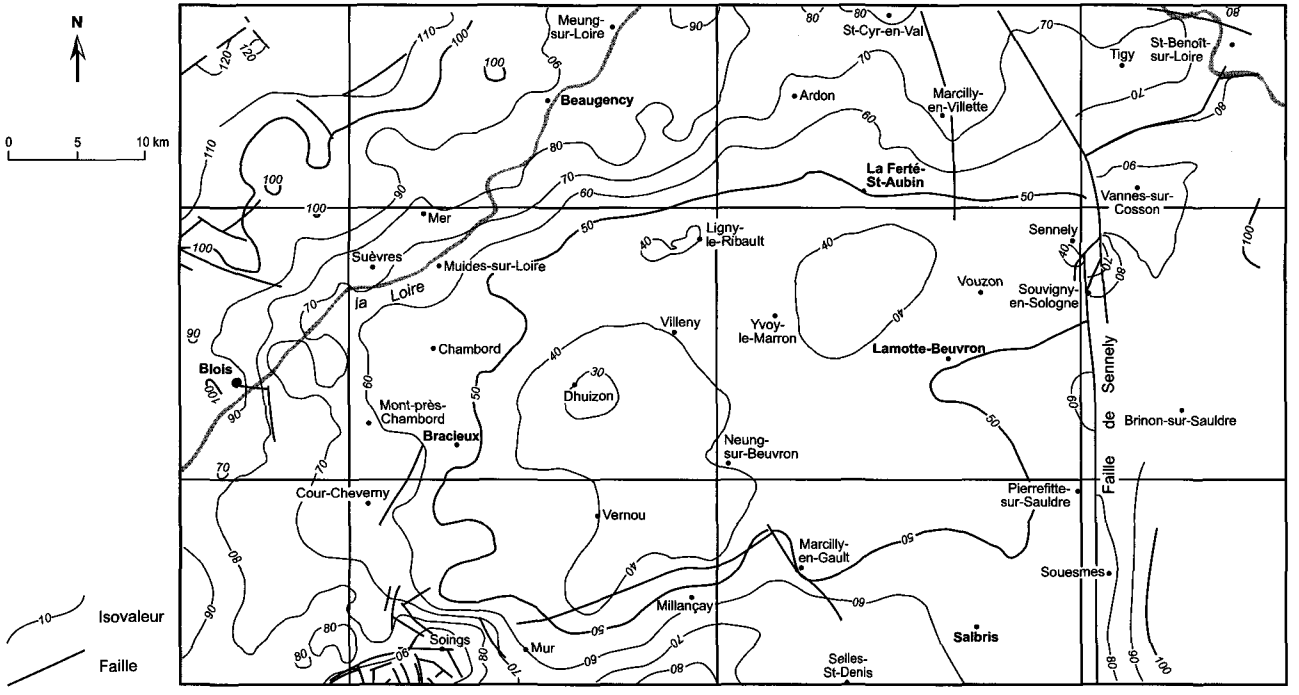
Rupélien

Calcaire d'Étampes *s.l.* ; calcaire et marne lacustre (épaisseur 5 à 26 m)

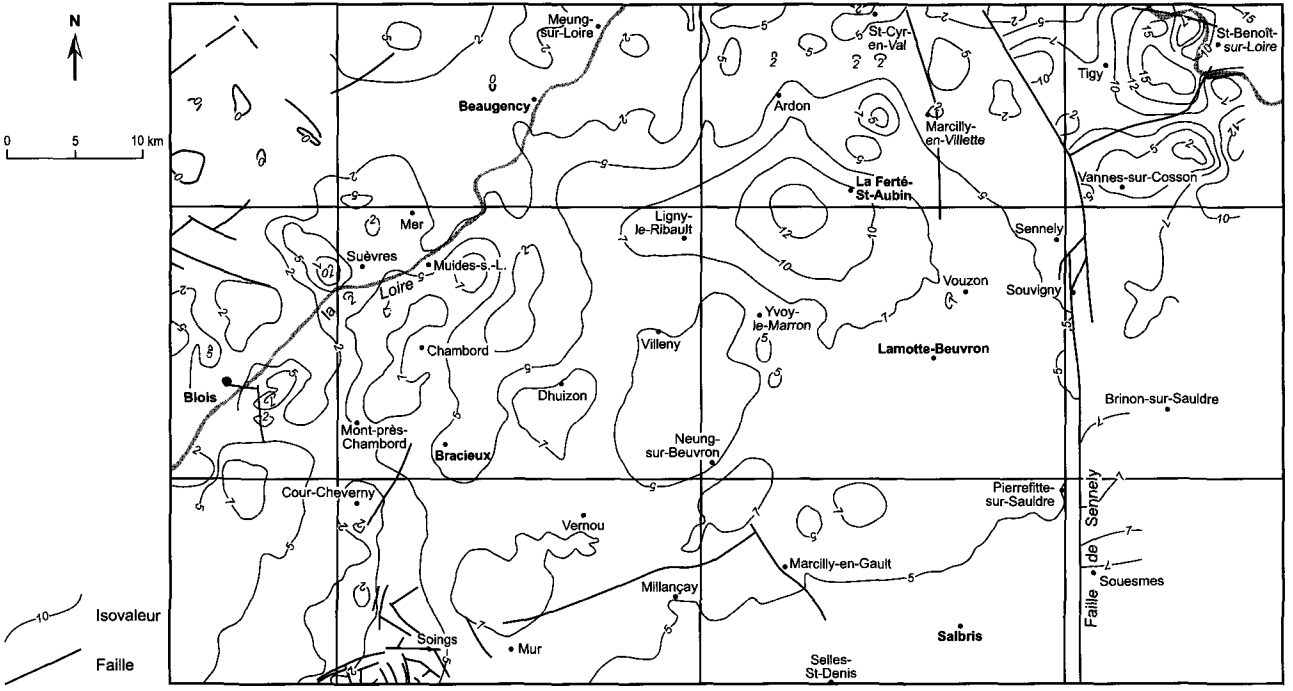
Le Calcaire d'Étampes constitue la base des Calcaires de Beauce (Oligocène inférieur, Rupélien (« Stampien »). Il transgresse vers le Sud sur les calcaires lacustres éocènes puis sur l'Éocène détritique. La base de la formation est souvent constituée de dépôts plus argileux, des marnes blanches et vertes à intercalations calcaires. Exceptionnellement la présence de sable est notée. Les parties médianes et supérieures de la formation sont composées de calcaires durs et tendres, grumeleux, bréchiques, à ooïdes (intraclastes encroûtés), siliceux à intercalations de calcaires entièrement silicifiés, de marnes et d'argiles. La partie sommitale est souvent fortement indurée par silicification. Vers l'Est du bassin, les marnes et argiles prédominent.

Le Calcaire d'Étampes, dans le bassin, est généralement recouvert par la Molasse du Gâtinais lorsqu'elle est exprimée et par le Calcaire de Pithiviers. Dans l'angle nord-ouest de la carte, il est entaillé par le lit majeur de la Loire et recouvert d'alluvions. Une dalle siliceuse (« opalite »), dans le secteur de Muides, célèbre par son usage préhistorique, appartiendrait à la partie sommitale du calcaire rupélien. Ce niveau, situé entre 2 et 3 m de profondeur à Muides, est parfois visible en période d'étiage, en position géologique, il est aussi atteint et prélevé dans les sablières de Muides par le dragage alluvionnaire.

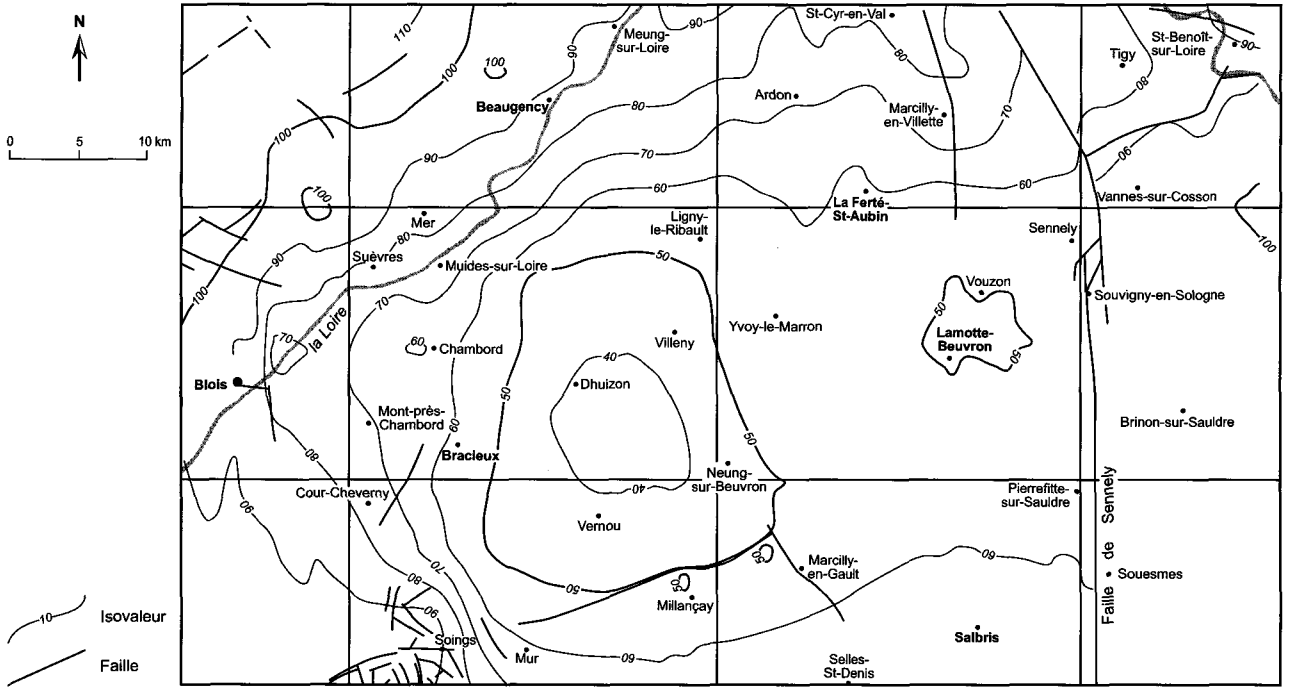
L'épaisseur de la formation (carte 7) passe de 30 m dans l'angle nord-est de la feuille vers Ligny-le-Ribault, en marge du corps principal développé sur la fosse de Sennely et diminue progressivement vers l'Ouest jusqu'à n'atteindre qu'une dizaine de mètres. Le corps principal, aligné selon une



Carte 8 - Carte isohypse du toit du calcaire d'Étampes *sl* (Rupélien)



Carte 9 - Carte isopaque de la Molasse du Gâtinais



Carte 10 - Carte isohypse du toit de la Molasse du Gâtinais

direction Meung-sur-Loire – Vouzon, atteint 50 m de puissance à l'Ouest de La Ferté. Son orientation suggère un contrôle par des accidents de direction armoricaine N140.

Le toit du Calcaire d'Étampes (carte 8) passe de + 90 m d'altitude dans l'angle nord-ouest et plonge jusque vers la cote + 40 m dans la fosse. Un point bas vers + 30 m est centré sur Dhuizon. En bordure occidentale, l'altitude reste voisine de + 60 à + 70 m. Par rapport à la géométrie d'ensemble de la fosse au toit de l'Éocène, on note que les points bas se déplacent vers l'WSW.

Aquitanien

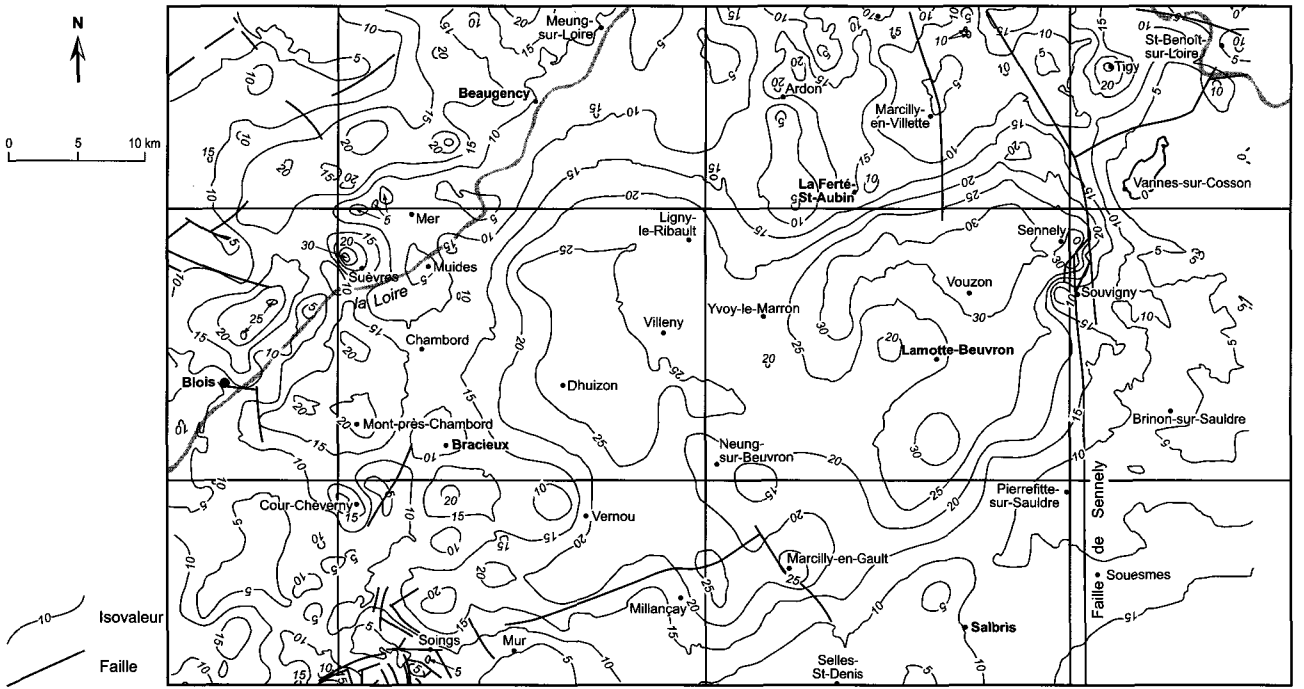
Molasse du Gâtinais ; marne lacustre (épaisseur environ 10 m)

Équivalent latéral probable des Marnes de Voise présentes dans le Nord-Ouest de la Beauce, la molasse, dans sa localité type du Gâtinais, est un mélange de sables fins à grossiers, d'argiles et de marnes. Ce niveau repère permet de distinguer le Calcaire de Pithiviers du Calcaire d'Étampes sur l'ensemble du bassin de Beauce-Sologne. La Molasse, avec ses apports détritiques fluviatiles essentiellement présents dans l'Est souligne la rupture climatique connue à la limite oligo-miocène. Elle marque le début des dépôts de l'Aquitanien (Miocène basal).

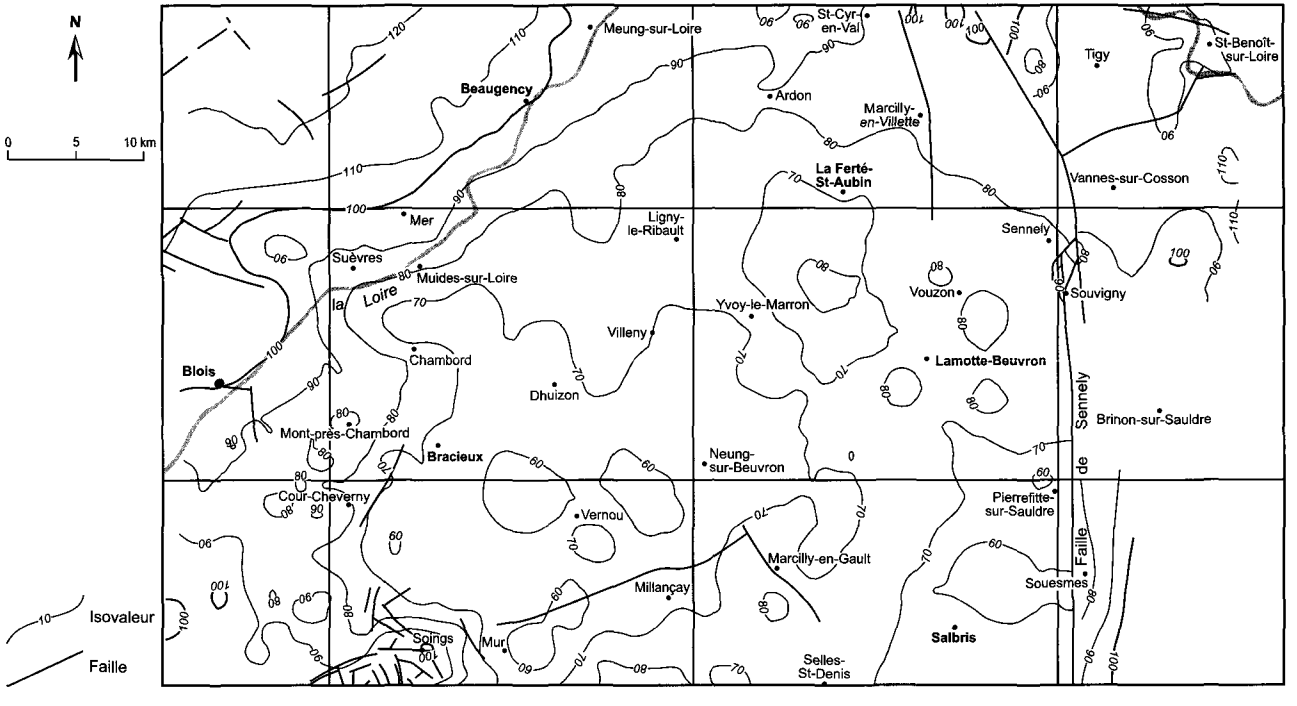
L'identification de cette formation en forage est souvent mal aisée, en partie liée à la faible épaisseur du faciès d'argile verte à nodules calcaires qui la caractérise dans toute la partie ouest de la Beauce et de la Sologne. La composante détritique, présente en Gâtinais, n'est pas représentée ici.

L'épaisseur de cette formation (carte 9), bien que très variable (lacune sédimentaire ou non reconnaissance dans les forages) reste approximative. Elle atteindrait 12 m au maximum vers Ivoy-le-Marron – La Ferté-Saint-Aubin. Sur la carte de Bracieux, elle varie de 1 à 7 m.

Les isohypses du toit de la Molasse du Gâtinais (carte 10) dessinent un bassin comparable à celui du toit du Calcaire d'Étampes avec un point bas entre Dhuizon, Neung-sur-Beuvron et Vernou, vers la cote + 40 m. La Molasse serait théoriquement proche de l'affleurement, vers la cote + 80 m, dans la partie basale de l'incision du lit majeur de la Loire dans le secteur de Suèvres et Muides. Les recouvrements sableux alluviaux et les colluvions de versant n'ont pas permis l'observation directe, aussi la formation n'est pas cartographiée.



Carte 11 - Carte isopaque du calcaire de Pithiviers



Carte 12 - Carte isohypse du toit du Calcaire de Pithiviers

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

TERRAINS TERTIAIRES

m1*Pi*. **Calcaire de Pithiviers : calcaires et marnes lacustres (Aquitanien) (10 à 20 m)**. Le Calcaire de Pithiviers constitue le niveau supérieur de l'entité compréhensive des Calcaires de Beauce d'âge Oligocène à Aquitanien. Au Nord, en Beauce, l'Aquitanien se poursuit avec le dépôt des Marnes de Blamont qui ne sont pas reconnues en Sologne.

L'épaisseur des calcaires ne dépasse pas une vingtaine de mètres sur la carte et est caractérisée par une forte irrégularité (carte 11) avec des minima voisins de 5 m. Cette irrégularité, constante sur les bordures nord et ouest, est interprétée comme le résultat d'une érosion de sa partie supérieure. L'érosion se développerait dès l'Aquitanien terminal et serait suivie de la mise en place, en discordance, des dépôts burdigaliens.

À l'échelle de la Sologne, le corps calcaire principal s'étend largement au Sud d'une ligne Ligny-le-Ribault – Vannes-sur-Cosson. La limite vers l'Est correspond à la faille de Sennely dont le jeu synsédimentaire apparaît clairement. La bordure sud semble limitée par une flexure Soings – Marcilly-en-Gault – Souvigny. Une mise en place contrôlée par la tectonique semble évidente.

La carte en isohypses du toit du Calcaire de Pithiviers (carte 12) montre que la Sologne est alors scindée en deux sous-bassins. Le premier, occidental, le plus large, au Nord de l'axe haut Marcilly-en-Gault – Lamotte – Souvigny ; le second, oriental, plus réduit, axé sur Salbris.

La fosse occidentale est assez semblable à celle observée au toit de l'Oligocène avec un léger déport vers le Sud. La fosse orientale est l'ombilic de subsidence qui a appelé le dépôt des Sables et argiles de Sologne et la structure du toit, érodée, dessine un chenal ou gouttière isolé par l'axe haut.

Sur la carte Bracieux, le toit du Calcaire de Pithiviers s'abaisse depuis le Nord et l'Ouest vers l'Est et le Sud en passant de + 105 m d'altitude en rive droite de la Loire à moins de + 60 m au Sud dans la fosse.

Le Calcaire de Pithiviers est une masse calcaire complexe déposée en milieux palustres et lacustres et affectée par des phénomènes pédogénétiques. Les faciès variés passent des calcaires fins homogènes à des calcaires travertineux vacuolaires, irrégulièrement cristallisés, généralement fins et silicifiés et parfois friables. Quelques brèches sédimentaires sont attribuées à des phénomènes de dessiccation et de bioturbation. Des pisolithes, des ooïdes et des encroûtements algaires y sont également décrits (Ménillet, 1980 ;

Ménillet et Edwards, 2000). Les accumulations de mollusques d'eau douce sont fréquentes.

Ce calcaire est largement utilisé comme moellons, pierres d'angle et linteaux, dans la construction. L'extraction ancienne se faisait en petites carrières à ciel ouvert ou en chambres souterraines accessibles par des puits verticaux. Actuellement, il est exploité à ciel ouvert en Beauce, pour la confection de granulats concassés, dans de grandes carrières où il est aisément observable, en particulier au Nord de Mer.

« L'opalite » de Muides se présente sous forme de rognons ovoïdes, plaquettes et dalles. Ces accidents siliceux sont localisés dans des faciès crayeux à faible phase argileuse sépiolitique. Ce terme fut proposé par F. Ménillet (ingénieur au BRGM), lors d'une table ronde en janvier 1990 réunissant à Blois géologues et archéologues pour définir un faciès particulier de silicification du calcaire propre à Muides. Une série de 8 lames minces provenant d'échantillons de divers sites (Muides, Avaray, Nouan, Suèvres pour la Loire moyenne et Jablines pour la Région parisienne) permit alors à F. Ménillet de distinguer sur tous les sites sauf Muides, d'une part, « *les silexites banales avec un fond constitué essentiellement de petits quartz ou de micro-quartz en puzzle et mosaïque. La calcite, sous forme d'un fin voile micritique en plages résiduelles est encore présente dans plusieurs échantillons. Les restes d'organismes sont fréquents : tests de mollusques et Ostracodes* ». D'autre part, les échantillons de Muides qui « *ont un microfaciès semblable et assez original avec des parties très sombres à structure finement graveleuse largement silicifiée, mais probablement héritée du calcaire initial, avec d'assez nombreux Ostracodes et gyronites de Charophytes. La silice ne s'y trouve pas uniquement sous forme de quartz et de calcédonite, mais aussi sous des formes cristallines à très basse biréfringence : pseudocalcédonite, lussatite et lussatine, habituelles dans les opalites et généralement absentes ou rares dans les silexites. Ces plages graveleuses se trouvent en inclusion ou en veines dans une silexite banale* ».

De cette forme particulière d'opalite, l'usage du terme « opalite » s'est rapidement répandu chez les archéologues-lithiciens devenant improprement un synonyme de « silex tertiaire ».

C'est le nom générique des accidents siliceux constitués d'opale, substance siliceuse isotrope au microscope optique, contenant à l'analyse aux rayons x diverses formes de silice cristalline : tridymite et cristobalite de basse température, pseudo-calcédonite, lussatite, lussatine. Ces faciès sont fréquents dans les calcaires d'eau douce crayeux du bassin de Paris, à argiles fibreuses (sépiolite, attapulgite).

En Sologne comme en Beauce, la fraction argileuse est généralement constituée de smectite, d'attapulgite et de sépiolite, ces deux derniers minéraux étant plus fréquents dans les faciès argileux.

Sur le territoire de la carte de Bracieux, des analyses minéralogiques effectuées sur des niveaux superficiels affleurants ou sub-affleurants du Calcaire de Pithiviers, indiquent une composition argileuse à dominante smectitique ou illitique avec une faible signature kaolinique (smectite 80 à 21 %, kaolinite 2 à 3 % et l'illite entre 10 et 76 %). Une contamination du toit du Calcaire de Pithiviers par illuviation pourrait être à l'origine de cette composition.

Marnes de Blamont ; marne lacustre (Aquitanien) (non représentées)

Les Marnes de Blamont (Aquitanien) sont présentes en Beauce et affleurent au Nord de la forêt d'Orléans. En Sologne, elles n'ont pas été rencontrées ni à l'affleurement ni en sondage. Il est considéré qu'elles ont été totalement érodées avant la mise en place des formations burdigaliennes.

m2O. **Marnes et sables de l'Orléanais (*s.l.*) : argile, marne, sable (Burdigalien) (5 à 25 m).** Autrefois cette formation fut considérée comme un équivalent latéral de la partie inférieure des Sables et argiles de Sologne (Gigout, carte Beaugency), mais grâce à l'examen systématique des sondages et à des datations obtenues sur les Sables et argiles de Sologne, il est aujourd'hui admis qu'elle est antérieure. La confusion était possible par la grande similarité des faciès détritiques entre les deux formations et par la position souvent bordière des Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois surtout dans la bordure nord et ouest du bassin ainsi que par sa réduction ou disparition dans le fond du bassin sous la Sologne (Giot, 2002[1]).

À l'affleurement, la puissance des différentes formations est difficile à établir, aussi un regroupement cartographique est proposé sous l'appellation Marnes et sables de l'Orléanais (*s.l.*). Cet ensemble regroupe les Marnes et calcaires de l'Orléanais et les Marnes et sables de l'Orléanais (*s.s.*), ces derniers étant des équivalents des Marnes et sables du Blésois (feuille 1/80 000 Blois).

Sur la carte de Bracieux, les Marnes et sables de l'Orléanais affleurent au Sud de la Loire et dessinent une auréole irrégulière autour des Sables et argiles de Sologne. Sur la feuille de Blois au 1/80 000 un affleurement fossilifère de ces Sables du Blésois a été décrit sur Suèvres mais n'a pas été

[1] D. Giot (2002) – Notice de la carte géologique du Loiret.

retrouvé lors de nos investigations. Cet affleurement très ponctuel pourrait correspondre à un remplissage d'une poche karstique, contexte souvent favorable au piégeage d'ossements fossiles.

Ces dépôts à concrétions carbonatées pédogénétiques correspondent à une transition entre des formations palustres et lacustres franchement carbonatées des Calcaires de Beauce et des Sables et argiles de Sologne.

L'analyse détaillée des faciès permet de distinguer une assise inférieure constituée d'argiles vertes avec ou sans concrétions carbonatées et des marnes vertes à beiges. Cette entité est distinguée sous l'appellation de **Marnes de l'Orléanais**. Localement des masses calcaires de taille variable s'individualisent, elles sont identifiées comme **Calcaires de l'Orléanais**. Ces masses calcaires seraient équivalentes au Calcaire de Montabuzard définies sur la carte de Beaugency (Denizot, 1927, p. 436).

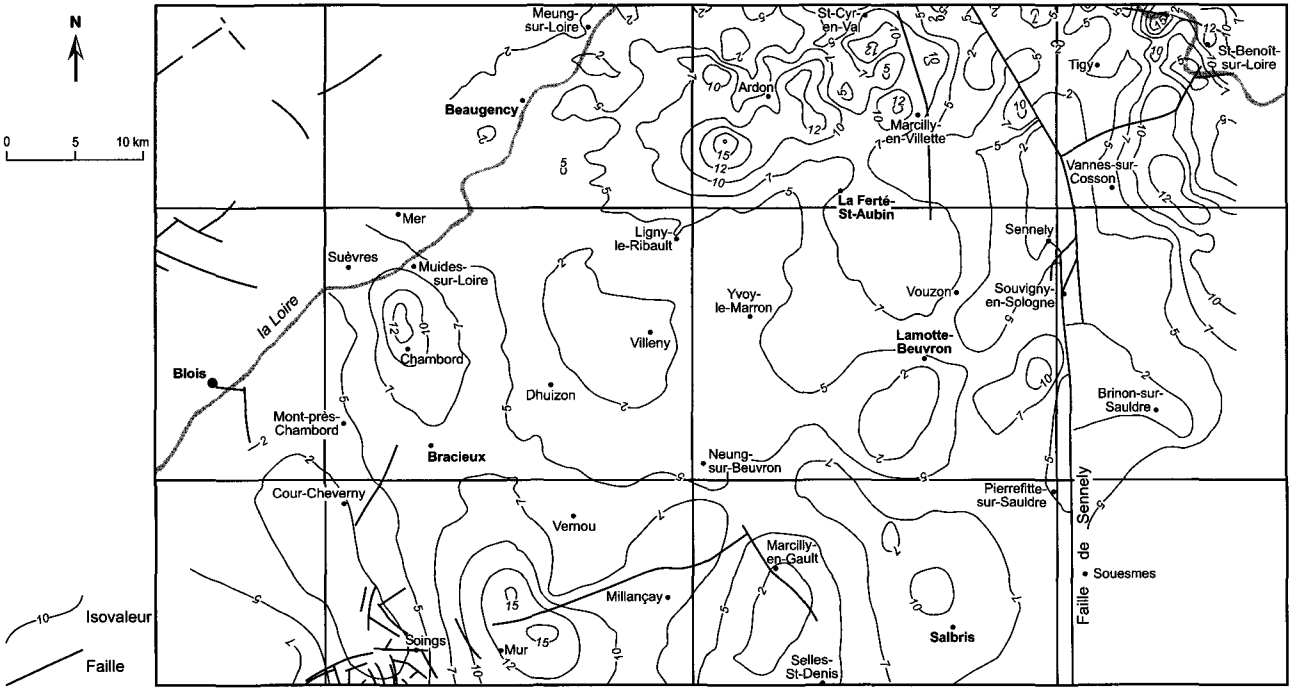
L'analyse des forages solognots permet de distinguer une entité argilo-calcaire compréhensive baptisée **Marnes et calcaires de l'Orléanais**. Une carte en isopaques (carte 13) montre la répartition très irrégulière de ce faciès avec des îlots dépassant la dizaine de mètres. Le secteur connu de Beaugency, peu épais et n'ayant pas fait l'objet de forage particulier, ne se singularise pas sur la carte. Sur la carte de Bracieux, le niveau est bien représenté avec une forte épaisseur entre Muides et Bracieux et une zone de faible épaisseur axée sur Villeny.

Les Marnes et calcaires de l'Orléanais, très bien développés vers Orléans, ont une présence plus sporadique en Sologne. La répartition périphérique est confirmée, la formation est réduite voire absente au centre du bassin et apparaît sous forme d'îlots sur les bordures.

Au-dessus se développe une série d'alternance de termes argilo-carbonatés et sablo-argileux. Dans les forages, elle est définie à sa base par l'apparition des sables et au sommet par la disparition des carbonates. Cette entité correspondrait à une définition *sensu stricto* des **Marnes et sables de l'Orléanais**.

L'arrivée de ces éléments détritiques est liée à la création d'un nouveau réseau hydrographique issu du Massif central du fait de sa surrection causée par la phase orogénique alpine paroxysmale miocène (Giot, 2002).

Les sables burdigaliens sont génétiquement identiques aux sables du Miocène moyen, ils montrent une composition quartzo-feldspathique parfois micacée. La granularité varie des silts aux rudites fines et l'aspect « sable gros sel » est évoqué pour les niveaux grossiers. Des niveaux à éléments lithiques de la taille des graviers et petits galets sont parfois observés.



Carte 13 - Carte des isopaques des Marnes et Calcaires de l'Orléanais

Le paysage de mise en place correspond à un milieu fluviatile à réseau divaguant dans une plaine d'inondation où se décantent des silts et des argiles.

Les Marnes et sables de l'Orléanais se différencient des Sables et argiles de Sologne par la présence irrégulière d'une phase carbonatée. Des nodules de calcaire pulvérulent blanc, de taille centimétrique et des ciments carbonatés se rencontrent parfois en strates distinctes mais sont généralement mélangés dans des proportions variables aux sables et aux argiles. Sur la carte nous n'avons pas relevé de marnes *sensu stricto*.

Comme l'indiquent les restes de charophytes trouvés sur le territoire de la carte de Romorantin, l'origine de ces dépôts est lacustre à palustre. Les éléments carbonatés correspondent à des concentrations pédogénétiques mis en évidence par la présence de débris de microcodium.

L'exploitation des données de forages sur l'ensemble de la Sologne permet toutefois de maintenir la distinction entre une unité argilo-calcaire inférieure et une unité mixte sablo-argilo-carbonatée supérieure.

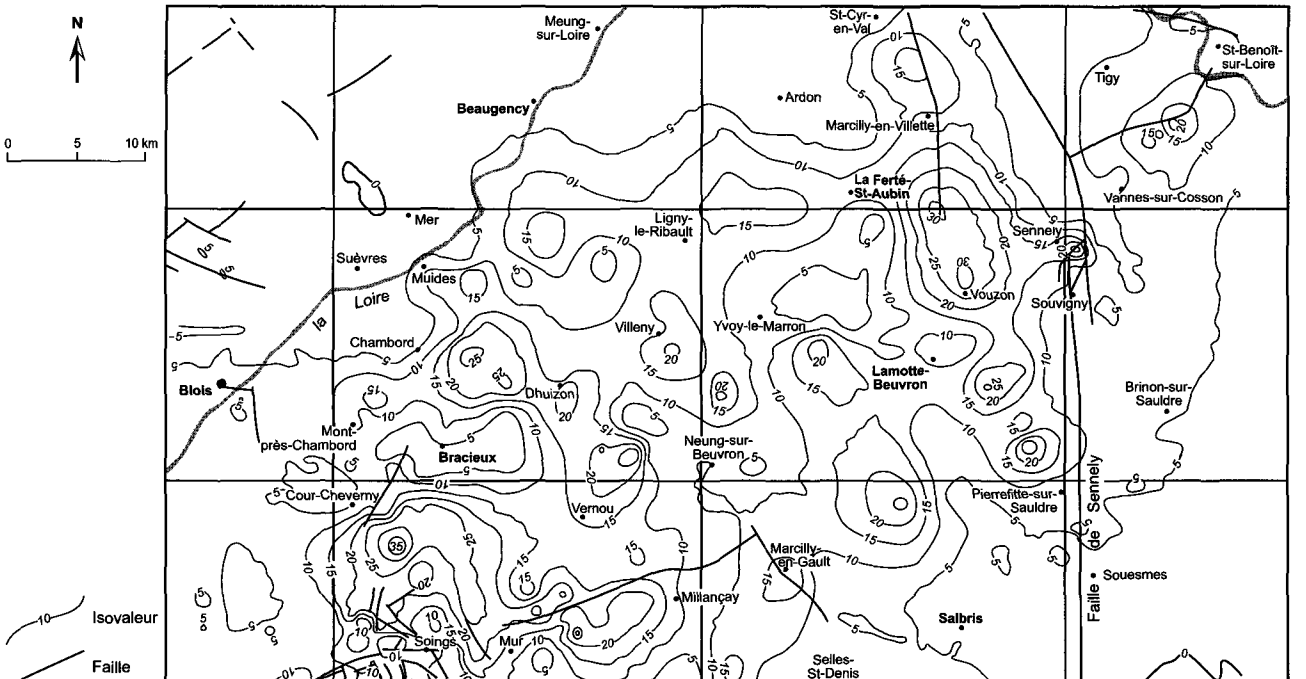
La carte d'épaisseur (carte 14) des Marnes et sables de l'Orléanais (*s.s.*) montre elle aussi une distribution hétérogène en îlots.

Sur la feuille de Bracieux, l'épaisseur maximale est atteinte au Sud-Ouest de Neung-sur-Beuvron avec 32 m et la zone d'épaisseur maximale, d'environ 20 m, s'aligne sur une direction NW-SE, dont l'apex septentrional est situé au droit du château de Chambord.

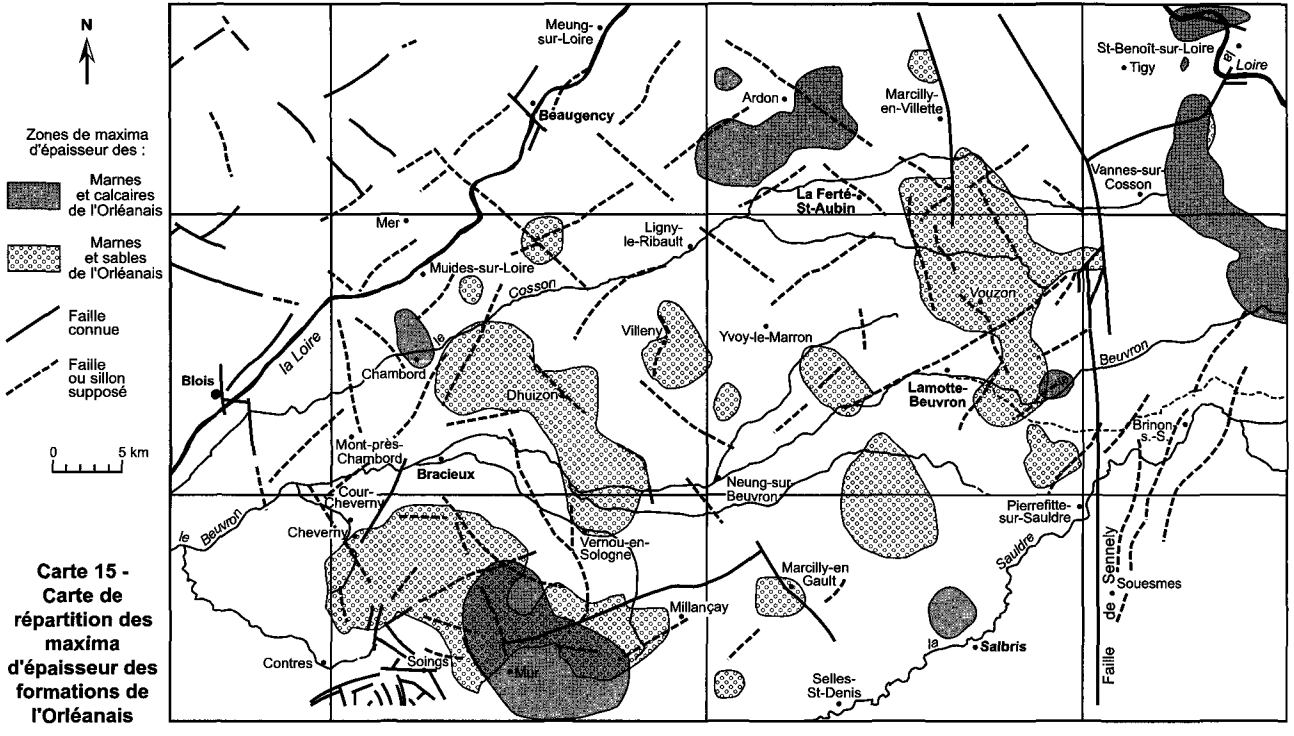
Sur la Sologne, des épaisseurs variant entre quelques mètres et 35 m sont observées (Romorantin, Fleury *et al.*, 1997).

On remarquera en comparant les cartes 13 (épaisseur des Marnes et calcaires de l'Orléanais) et 14 (épaisseur des Marnes et sables de l'Orléanais, *s.s.*) que les masses argilo-calcaires s'intercalent entre les corps sablo-argileux (carte 15). Ainsi les relations géométriques montrent que l'assise argilo-calcaire (variation d'épaisseur de 0 à 15 m) est compensée partiellement par les corps sablo-argilo-carbonatés.

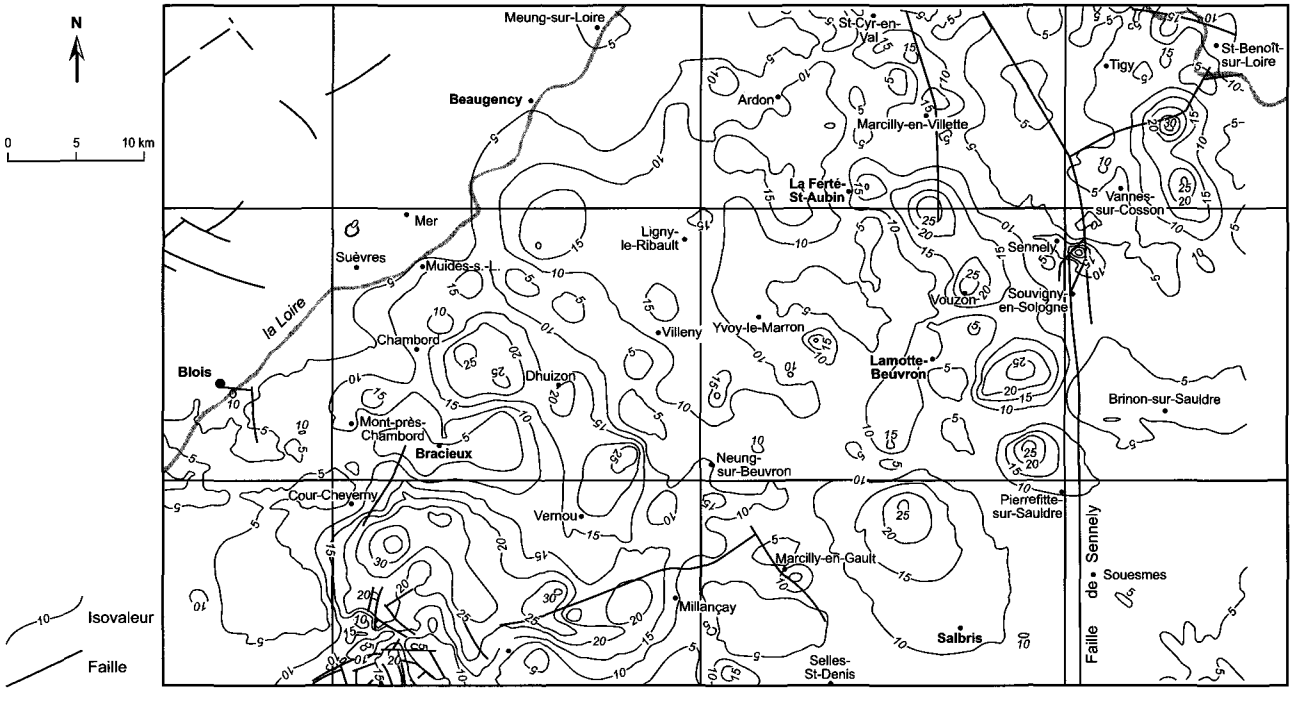
Si l'on cumule les deux unités (Marnes et sables de l'Orléanais (*s.l.*)), les épaisseurs totales (carte 16) montrent également une forte variabilité avec toujours les fortes épaisseurs réparties selon des îlots isolés par des zones à faible épaisseur. Cette distribution, actuelle, est la résultante d'une subsidence différenciée : différence entre bordure et centre du bassin, incidences des accidents tectoniques tels que failles, horsts ou grabens et des processus de dépôts sédimentaires qui génèrent eux-mêmes des reliefs spécifiques tels que



Carte 14 - carte des isopaques des Marnes et Sables de l'Orléanais (*ss*)



Carte 15 - Carte de répartition des maxima d'épaisseur des formations de l'Orléanais



Carte 16 - Carte isopaque des Marnes et Calcaires de l'Orléanais *s/*

emboîtement de terrasses, plaine alluviale, chenaux érosifs, levées. La part relative des différentes causes n'est pas évidente à dégager.

En superposant la répartition des épaisseurs supérieures à 15 m des Marnes et sables de l'Orléanais (*s.l.*) à la carte structurale du toit de cette même formation (carte 17), on constate que les « massifs » épais correspondent à des secteurs situés en partie haute vers les cotes + 80 à + 90 m et sont « contournés » par des chenaux incisés vers les cotes + 60 à + 75 m. Ces chenaux sont à remplissages de Sables et argiles de Sologne.

Parfois, des sillons recoupent les zones épaisses comme à l'Est de La Ferté-Saint-Aubin et à l'Est de Mur ; cet illogisme pourrait correspondre à des artéfacts liés à l'interpolation de forages de répartition irrégulière.

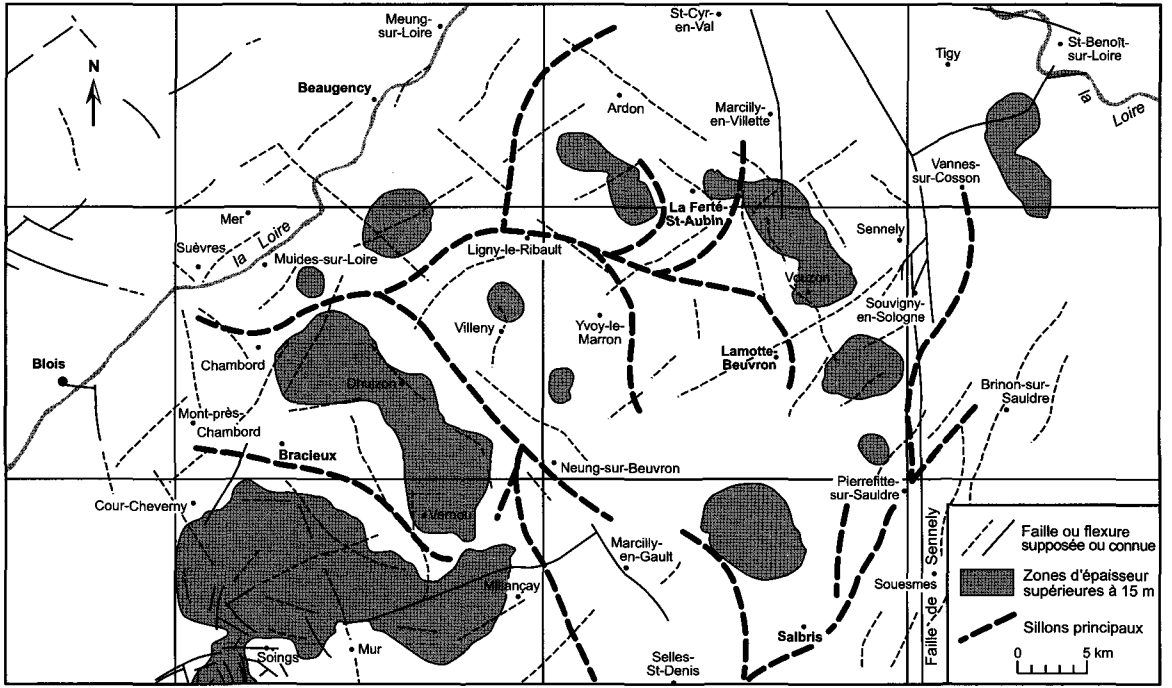
Pour expliquer la morphologie actuelle du bassin, globalement en dépression par rapport à ses bordures avec une cote minimale vers + 65 m, et pour tenir compte de la polarité d'écoulement du réseau fluvial d'Est en Ouest, il faut impliquer une subsidence relative du centre bassin, de l'ordre de 35 à 40 m, pour franchir le seuil occidental (cote + 95 m). Le long de ce seuil, les informations tectoniques ne sont pas précises mais on peut imaginer une flexure NNW-SSE localement accidenté de failles (schéma structural, carte 24).

La carte en isohypses du toit du Calcaire de Pithiviers (carte 12) a montré que la Sologne est scindée en deux sous-bassins. Le bassin occidental, le plus large au Nord de l'axe haut Marcilly-en-Gault – Lamotte – Souvigny, reçoit l'essentiel des Marnes et sables de l'Orléanais. L'autre, oriental, plus réduit, axé sur Salbris, reçoit peu de dépôts, et reste fortement marqué car incisé plus tard.

Les analyses minéralogiques (RX - tabl. 1) montrent une nette dominance des smectites (Sm - 87 %) et la présence faible de kaolinite (K - 12 %) et d'illite (I - 1 %). Ces données montrent que les Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois sont en moyenne plus riches en smectite (Sm) que les Sables et argiles de Sologne. Cette différence est liée au fait que les analyses minéralogiques des Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois

Localisation	Description de l'échantillon	Profondeur de l'échantillon	RX	VB
Forêt Domaniale de Boulogne	Argiles vertes plastiques légèrement sableuses à nodules de calcaire pulvérulents	1,7	Sm = 87 K = 12 I = 1	12,7
Parc de Chambord, Pavillon de Bracieux	Argiles vertes plastiques légèrement sableuses à nodules de calcaire pulvérulents	11,5	Sm = 94 K = 5 I = 1	8,4

Tabl. 1 - Analyses réalisées sur la fraction argileuse des Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois.



Carte 17 - Carte des isohypses du toit des Marnes et sables de l'Orléanais (*sl*)

n'ont été faites que sur des niveaux franchement argileux, donc moins riches en kaolinite, issue de la dégradation des feldspaths.

Les analyses à la « valeur de bleu » (VB = aptitude à la fixation et au départ d'eau) indiquent que les argiles contenues dans les Marnes et sables de l'Orléanais ont « une activité » forte à très forte, ce qui atteste leur forte sensibilité au phénomène de retrait-gonflement.

Les analyses des minéraux lourds, réalisées pour la notice de Romorantin (tabl. 2), indiquent une forte ressemblance avec les Sables et argiles de Sologne en dehors du fait que seuls les Marnes et sables de l'Orléanais contiennent de l'épidote à hauteur de 5 % et qu'ils sont plus pauvres en monazite (1 %).

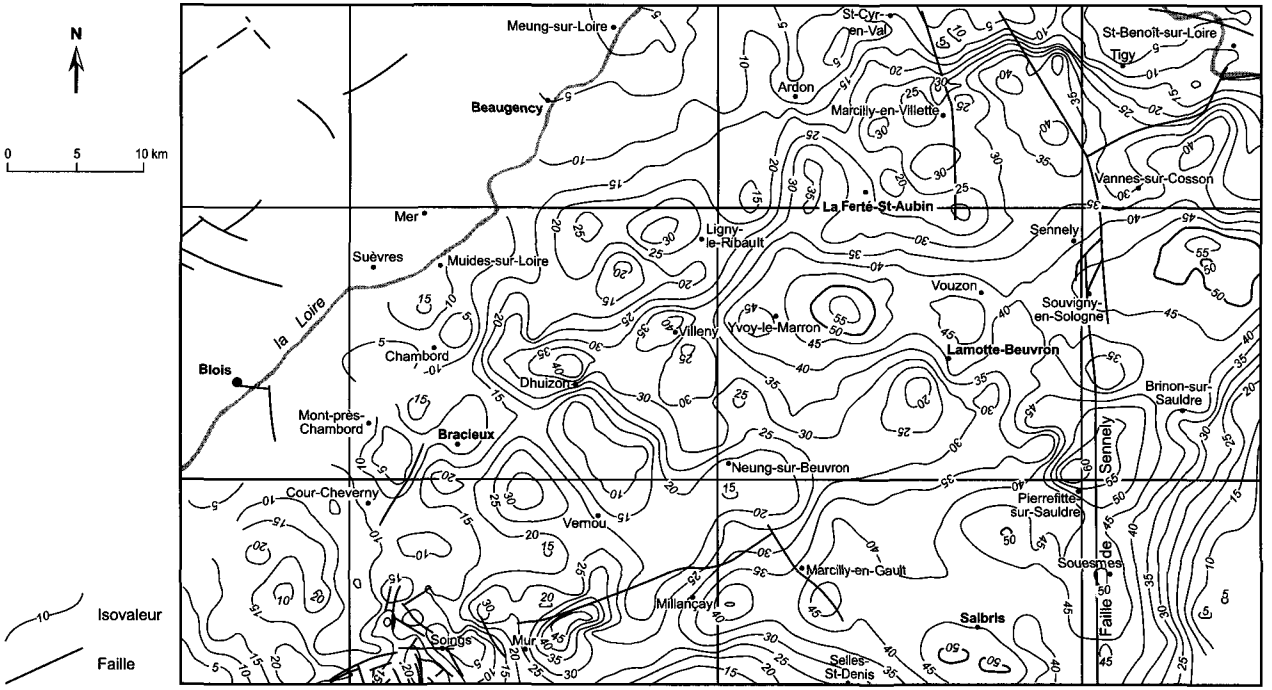
	Tourmaline	Zircon	Rutile, anatase, brookite	Grenat	Andalousite	Staurotide	Disthène	Sillimanite	Epidote	Monazite
SAS	26	19	9	1	14	21	2	3	0	5
SMOB	31	26	7	3	9	13	2	2	5	1

Tabl. 2 - Comparaison des minéraux lourds contenus dans les Sables et argiles de Sologne et les Marnes et Sables de l'Orléanais et du Blésois, extraite de la notice de Romorantin (Fleury *et al.*, 1997).

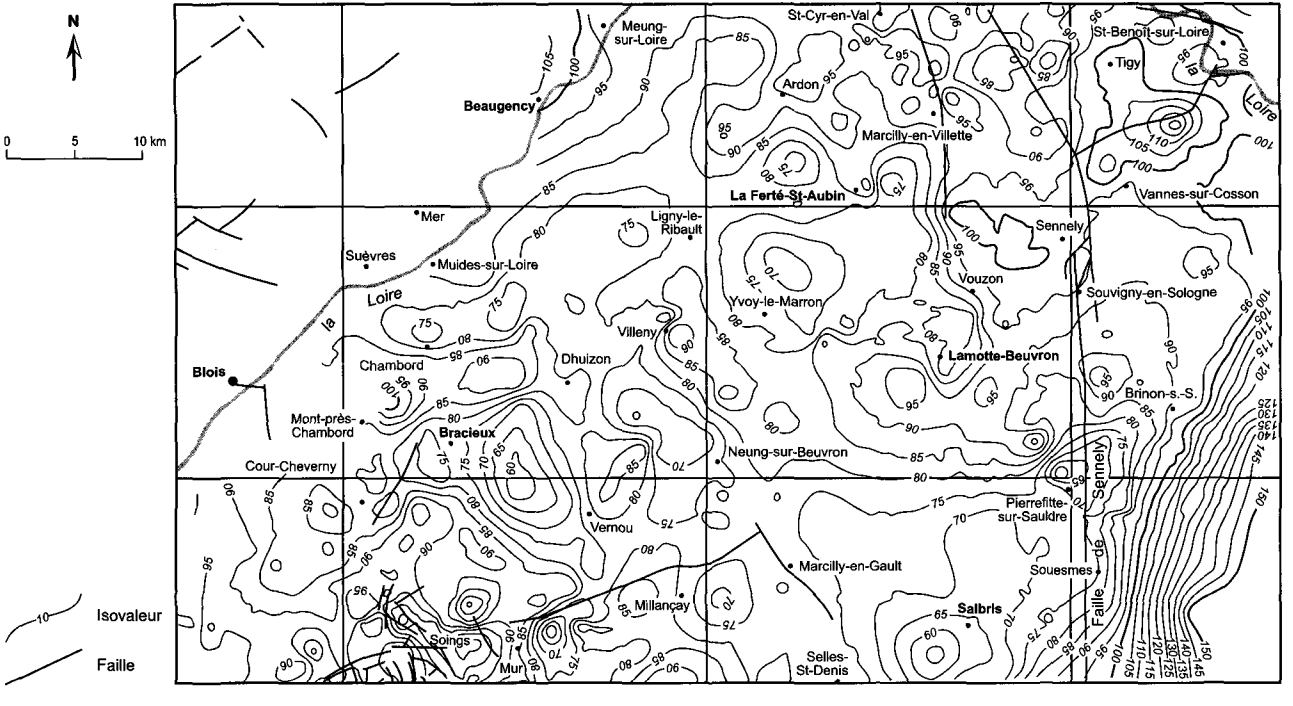
Sur la feuille de Blois au 1/80 000, a été reconnu à Suèvres un niveau de sable fossilifère contenant *Steneofiber deperti*, *Mastodon augustideus*, *Palaegale gervaisi* et une lentille marneuse à *Unio*, *Melania aquitanica* et *Planorbis declivis* ; ces formations correspondent à la partie supérieure des « Sables du Blésois ». À Chitenay, au Sud de Blois, la base de ces sables a livré des restes de *Rhinoceros tagicus*, *Cainotherium* sp., *Brachyodus onoideus*, *Procervulus* sp., *Steneofiber* sp.

D'autres restes de vertébrés ont été trouvés sur les territoires des feuilles de Beaugency, Tavers, Avaray, Chevilly, Ingré, Rebréchien. Ils attestent de l'âge burdigalien à langhien des Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois (Ginsburg, 1974).

m3-p1*So.* **Sables et argiles de Sologne : sable, argile (Miocène moyen à Pliocène inférieur (Langhien – Zancléen)) (5 à 50 m).** Les Sables et argiles de Sologne se sont déposés sur les Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois.



Carte 18 - Épaisseur des Sables et argiles de Sologne



Carte 19 - Carte de l'isohypse de la base des Sables et argiles de Sologne

La formation est conservée sur une grande partie de la Sologne et de façon plus localisée en forêt d'Orléans. Malgré sa large extension, elle affleure mal, souvent recouverte d'alluvions quaternaires y compris aux cotes les plus hautes qu'elle atteint sous la très haute terrasse des Cailloutis culminants. Sur les talus d'incision des différentes terrasses, les Sables et argiles de Sologne ont été cartographiés comme affleurants. En fait, en l'absence d'excavation, un recouvrement colluvial pluridécimétrique plus ou moins épais les masque presque toujours.

La Formation des Sables et argiles de Sologne est la formation tertiaire la plus développée sur la feuille de Bracieux, tant par la surface qu'elle couvre que par la puissance des dépôts.

Sur la Sologne, l'épaisseur enregistrée dans les forages (carte 18) peut atteindre 65 m vers Pierrefitte-sur-Sauldre, à l'Ouest de la faille de Sennely. Cette carte est faussée par les incisions au niveau des vallées quaternaires. En raison des érosions ultérieures, la carte des épaisseurs montre deux corps principaux résiduels, l'un orienté E-W Vouzon – Dhuizon (ligne de crête des Cailloutis culminants), l'autre, orienté NE-SW Souvigny – Salbris.

Sur Bracieux, l'épaisseur des dépôts est plus importante dans le centre oriental de la feuille. Préservée ici sous la très haute terrasse des Cailloutis culminants, entre le Cosson et le Beuvron, elle avoisine 50 m à l'Est de Villeny. Comme il a été remarqué sur le territoire de la carte de Romorantin, la puissance des Sables et argiles de Sologne diminue progressivement vers l'Ouest où elle atteint difficilement la trentaine de mètres près de Mont-près-Chambord, avant de disparaître totalement au niveau du seuil occidental. Ces variations d'épaisseur résultent de l'érosion, au droit des vallées, de l'ordre de 40 à 45 m, par l'encaissement du réseau hydrographique au cours du Quaternaire.

Pour tenter de reconstituer la géométrie initiale de cet ensemble alluvial, le toit étant érodé, il faut analyser la forme de la surface de la base de la formation. Des zones profondes (carte 19) dans le bassin se situent à l'altitude de + 60 m en Centre-Ouest (Ouest de Vernou) et Sud-Est de la Sologne (Salbris). Ces zones profondes s'alignent selon des sillons sinueux (carte 17). Un système en chevelu se développe au Nord-Ouest avec des axes principaux : Yvoy-le-Marron, Ligny-le-Ribault, Chambord, Mur – Cour-Cheverny. Un autre plus rectiligne s'individualise au Sud-Est de Brinon-sur-Sauldre à Salbris, au pied de l'escarpement limitant au Nord-Ouest la Sologne berrichonne. Des axes hauts séparent les chenaux, en particulier la zone haute Vannes-sur-Cosson – Lamotte semble séparer le système en chevelu du système rectiligne.

Sur la carte Bracieux, la base des Sables et argiles de Sologne s'approfondit du Nord-Ouest vers le Sud-Est, avec un abaissement de l'altitude de ce toit, de 90-95 m sur les bordures occidentales à moins de 60 m en limite sud de la feuille. On note surtout une disposition en chenaux et lignes de crêtes qui provoquent des variations d'altitude rapides de 20 à 25 m. Un chenal principal NE-SW (Ligny-le-Ribault – Chambord) reçoit un « affluent » provenant de Neung-sur-Beuvron. Un autre chenal aboutit vers Bracieux, provenant du Sud-Est. Un axe haut principal Dhuizon – Vernou, sépare les deux chenaux.

Le seuil occidental, actuellement porté à l'altitude de 95 m, ne peut être franchi par l'écoulement alluvial que si l'on admet une subsidence du centre du bassin, postérieurement au dépôt et d'une amplitude de 30 m par rapport à la zone exutoire occidentale.

La formation de Sologne est un ensemble complexe de sables et d'argiles, dont les mélanges et les proportions sont extrêmement variables. Il s'agit essentiellement de niveaux d'argiles plastiques, vertes à bleu sombre, voire beige jaunâtre lorsqu'elles sont oxydées, plus ou moins sableuses à silteuses alternant avec des sables grossiers à moyens, plus ou moins argileux, gris à verdâtres. À noter que la frange d'oxydation superficielle peut atteindre 4 m de profondeur, les couleurs tirent sur le beige et l'ocre. Les sables sont constitués d'un mélange de grains de quartz et de feldspaths et sont souvent argileux. Présents surtout dans les fractions grossières, les feldspaths représentent 30 à 20 % de la phase sableuse. Il s'agit pour l'essentiel de feldspaths potassiques (Fleury, 1990). Les grains sont souvent bien triés, et les feldspaths témoignent d'une usure moyenne et d'une faible altération. La taille millimétrique des grains leur a valu le nom de sables « gros sel ». Les sables indurés voire cimentés en grès, décrits à l'amont du système solognot, n'ont pas été rencontrés sur cette carte.

Au Nord de la commune de Bracieux, un sondage a mis en évidence la présence d'un niveau de graviers propres, de quartz hyalin et de silex de couleur brun-miel. Ce niveau, épais de 6 m, est très bien classé, non argileux et recouvert par 5 m d'argile verte.

Les analyses granulométriques effectuées sur des niveaux sableux donnent des résultats très homogènes, avec des courbes cumulatives quasiment identiques. Ces sables sont pauvres en limons (< 1/16 mm) et 90 % de la masse totale de ces niveaux est constituée de grains de moins de 2 mm.

Dans la notice Romorantin (tabl. 2), des analyses sur les minéraux lourds indiquent que la fraction sableuse est caractérisée par une absence quasi totale de l'épidote, une faible quantité de grenat (1 %) alors que la staurotide et l'andalousite, présentes dans les mêmes proportions que dans les faluns et

les sables deltaïques, représentent respectivement 21 % et 14 %. La tourmaline reste prépondérante avec 26 % contre 19 % pour le zircon. La teneur en minéraux titanés est également identique aux autres corps sableux (9 %) alors que la monazite n'est présente que dans les Sables et argiles de Sologne à hauteur de 5 %.

Des échantillons argileux (13) ont été soumis à une analyse par diffractométrie aux rayons X (RX) et au test au bleu (VB - tabl. 3). La phase minérale constituant les argiles des Sables et argiles de Sologne est essentiellement de la smectite (Sm) dont la teneur varie entre 44 et 91 % avec une moyenne de 75 %. L'illite (I) est également présente mais dans des proportions relativement faibles : entre 1 et 7 % et une moyenne de 1,8 %. La seconde phase minérale la plus importante est la kaolinite (K), 8 à 51 %, soit une moyenne de 22 % (tabl. 3). Cette dernière phase augmente avec l'altération des feldspaths (51 %) dans les niveaux sableux.

Les valeurs au bleu (VB - tabl. 3), donnant une idée de l'activité argileuse de la formation, varient entre 2,2 et 14. Les valeurs les plus élevées étant données dans les échantillons essentiellement argileux alors que les formations argilo-sableuses sont caractérisées par une valeur faible à moyenne (< 6), ceci s'expliquant également par la phase kaolinite issue de l'altération des feldspaths. La composition smectitique des Sables et argiles

Localisation	Description de l'échantillon	Profondeur de l'échantillon (m)	RX évaluation semi-quantitative	VB
Dhuizon, la Ronce	Argile plastique vert-pâle, légèrement sableuse à grains fins de feldspaths et de quartz	1,2	Sm = 75 K = 23 I = 2	8,5
Forêt domaniale de Boulogne	Argile plastique vert-foncé, légèrement sableuse à feldspaths et quartz et traces blanches non carbonatées	1,3	Sm = 91 K = 8 I = 1	11,4
Dhuizon, le chêne	Argile plastique vert-pâle, limoneuse à sableuse à feldspaths et quartz	1,5	Sm = 77 K = 22 I = 1	6.8
Villeny nord	Argile vert-kaki, légèrement sableuse à grains de feldspaths altérés	1,1	Sm = 86 K = 13 I = 1	13.6
Foret domaniale de Boulogne	Argile gris-verdâtre, légèrement sableuse à quartz et feldspaths	4,5	S = 85 K = 14 I = 1	14,7
Parc de Chambord	Sables argileux, très grossiers, gris sombre, à quartz et feldspaths	2	S = 56 K = 37 I = 7	3,2
Montrieux-en-Sologne	Argile verte peu sableuse à petits galets de quartz et de silex	1	S = 77 K = 23 I = 1	6,7
La Ferté-Saint-Cyr, Rhuys	Argile verte, plastique légèrement sableuse à feldspaths	0,7	S = 91 K = 8 I = 1	11,8
La Ferté-Saint-Cyr, La Chapellerie	Sables argileux, très grossiers, gris-roux, à quartz et feldspaths, et rares graviers de quartz	0,8	S = 83 K = 15 I = 2	3,1
Dhuizon étangs	Argile verte, plastique, légèrement sableuse à feldspaths	1,3	S = 82 K = 17 I = 1	12,1
Parc de Chambord	Sables argileux, très grossiers, gris sombre, à quartz et feldspaths	1	S = 69 K = 29 I = 2	5,6
Dhuizon, centre	Sable fin argileux rouille à verdâtre, à grains de quartz et feldspaths.	1	S = 44 K = 51 I = 5	2,2
Château du Mesnil, Villeny	Argile verte et plastique	2	S = 63 K = 35 I = 2	10,1

Tabl. 3 - Analyses réalisées sur la fraction argileuse des Sables et argiles de Sologne.

de Sologne est à l'origine de sa forte sensibilité au phénomène de retrait gonflement et est responsable de nombreux désordres affectant les constructions en période de sécheresse.

Sur le territoire de Bracieux, les faciès sont beaucoup plus argileux qu'à l'Est, au point que l'on est tenté de les appeler « Argiles et sables de Sologne ». Ceci dit, les changements de faciès sont légion et les évolutions sont aussi bien latérales que verticales. Les extensions latérales de ces horizons sont limitées, généralement décamétriques à hectométriques, avec une géométrie en lentilles ou en chenaux. Cette grande variabilité s'explique par l'origine de la formation, à savoir un réseau de chenaux fluviatiles détritiques évoluant dans une plaine deltaïque en direction de la mer des Faluns qui transgressait de l'Ouest vers l'Est jusqu'à Blois.

Les dépôts franchement marins déposés dans la mer des Faluns remontent au Sud jusqu'à Soing-en-Sologne et sur la butte de Chémery (carte de Romorantin) et à l'Ouest, ils atteignent Blois, mais n'ont pas été reconnus sur la carte de Bracieux.

Les Sables et argiles de Sologne, formation constituée de grains de quartz et de feldspath, de silt et d'argile, sont issus du démantèlement des massifs granitiques et métamorphiques du Massif central. Les matériaux auraient été acheminés dans le bassin solognot via un paléo-Cher et/ou une paléo-Loire suivant les auteurs (Douvillé, 1878 ; Chaput, 1917 ; Denizot, 1927 ; Vatan, 1947 ; Rasplus, 1978 et Fleury *et al.*, 1997). L. Rasplus (1978) démontre l'absence de minéraux volcaniques dans les Sables et argiles de Sologne et élimine ainsi le possible transit de ces sédiments par la paléo-Loire. Cependant, les Sables de Vendat, d'origine ligérienne, peuvent ne pas contenir ces minéraux. R. Fleury (*in* Fleury *et al.*, 1997) en conclut que la paléo-Loire est la voie naturelle de transport des Sables et argiles de Sologne, mais cet argument n'est pas nécessaire et suffisant pour éliminer une alimentation par le paléo-Cher.

En outre, les possibles chenaux d'alimentation du haut bassin ligérien de l'époque pouvaient être distants et sans rapport avec les appareils volcaniques contemporains (Giot, 2002).

D'après S. Debrand-Passard *et al.* (1998), les formations des Marnes et sables de l'Orléanais et des Sables puis les Argiles de Sologne se sont mises en place selon un fleuve qui s'écoulait vers l'Ouest, entre le Miocène inférieur et supérieur, progressant vers la Touraine en comblant au fur et à mesure le golfe ligérien. À la transition entre le Miocène terminal et le Pliocène inférieur, le relèvement de la partie sud du bloc armoricain aurait dévié le cours de ce fleuve d'alimentation des Sables et argiles de Sologne en un écoulement sud-nord en Beauce rejoignant la Manche, après avoir suivi le tracé de l'actuelle Seine.

Les traces de ce changement correspondraient d'après S. Debrand-Passard *et al.* (1998) à la partie supérieure des Sables et argiles de Sologne et aux Sables de Lozère ; ces deux formations se réunissant respectivement selon les niveaux moyens et inférieurs d'un même fleuve s'écoulant vers le Nord.

Dépourvus de faune, les Sables et argiles de Sologne étaient initialement considérés comme datés du Miocène inférieur (Burdigalien). Les relations stratigraphiques avec les Marnes et Sables de l'Orléanais et du Blésois et les intercalations des faluns (Langhien-Serravalien-Tortonien) avec les Sables et argiles de Sologne tendent à les rajeunir et à les dater du Miocène moyen au Pliocène inférieur (Zancléen). En effet, leur mise en place en continuité avec les Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois, dont les termes ultimes sont du Langhien inférieur, démontrerait que cette formation aurait pu débuter dès le Langhien. Des analyses effectuées sur le territoire de la carte de Romorantin montrent l'absence de minéraux lourds du volcanisme montdorien, ce qui indiquerait que les Sables et argiles de Sologne seraient antérieurs aux Sables et argiles du Bourbonnais donc antérieurs au Pliocène supérieur (Tourenq, 1989 ; Fleury *et al.*, 1997[2]).

TERRASSES ALLUVIALES, QUATERNAIRE

Les cours principaux sont : la Loire, le Cosson et le Beuvron ; tous s'écoulent d'Est en Ouest.

La cartographie des dépôts alluviaux a permis de reconstituer l'évolution de l'encaissement des vallées.

Les incisions et les surcreusements successifs des cours d'eau des vallées de la Loire et de ses affluents sont liés aux différentes périodes « glaciaires » qui se sont succédé durant tout le Quaternaire, mais d'après Macaire (1984) l'encaissement serait lié à des mouvements épirogéniques et les phases d'alluvionnement correspondraient au début des périodes froides.

Les périodes froides sont également le siège de phénomènes de fragilisation des versants (concentration de glace dans les sables et argiles, fentes de gel, gélifluxion, ...). Dès les premiers radoucissements estivaux, le permafrost fond depuis sa surface supérieure et les phénomènes de solifluxion s'accélèrent, et de façon plus intense sur les versants exposés au Sud les soumettant à une érosion plus forte, expliquant une pente plus raide que sur les versants nord. Ces matériaux glissés sont alors emportés avec les premières débâcles alimentant les dépôts d'alluvions.

[2] Notice de la carte géologique de Romorantin.

Ces dépôts sont séquencés selon leurs positions altimétriques relatives. Les dépôts les plus anciens sont situés sur les côtes et les dépôts plus récents s'emboîtent au fur et à mesure des surcreusements fluviatiles, formant une succession de terrasses depuis l'amont jusqu'au fond des vallées. La notation des terrasses est généralement comprise entre Fu et Fz ; la première correspondant à la terrasse la plus ancienne et Fz aux dépôts actuels, limites cantonnées aux lits majeurs des cours d'eau. S. Debrand-Passard *et al.* (1998) ont également mis en avant la relation entre l'âge des dépôts et leurs profils pédogénétiques ou d'altérations.

L'analyse morphologique réalisée par R. Fleury, lors de ses travaux de préparations, démontra la présence de nombreux replats, laissant suggérer des dépôts alluviaux des hautes terrasses. Des sondages à la tarière manuelle ont été réalisés sur ces structures afin de vérifier la présence et l'épaisseur des alluvions. Les sondages ont révélé que les alluvions étaient très présentes dans les fonds de vallées mais elles n'ont été rencontrées qu'à l'état résiduel sur les coteaux.

De plus, l'harmonisation des formations alluviales à l'échelle départementale a nécessité une redéfinition stratigraphique de certaines d'entre elles. Cette redéfinition et la corrélation des cartes entre elles ont été réalisées selon l'altimétrie des terrasses alluviales, en prenant en compte la pente générale d'écoulement et en partant du niveau d'étiage des principaux cours d'eau.

L'encaissement débute avec les dépôts de la haute terrasse FvL, attribuable à la pré-Loire, puis les rivières solognotes individualisent leur propres bassins versants de part et d'autre d'interfluves comme la crête de Dhuizon – Villeny pour le Cosson et le Beuvron.

Notations sur le système Loire

FzeL	Lit actif de la fin du XIX^{e} siècle à l'actuel
FzdL 1	Lit actif au XIX^{e} siècle (1) et levées sableuses associées (2)
FzdL 2	Levées sableuses associées au XIX^{e} siècle
FzcL 1	Lit actif au XVIII^{e} siècle
FzcL 2	Levées sableuses associées au XVIII^{e} siècle
FzbL	Lit actif à partir d'environ -4 000 ans
FzaL	Lit actif à partir d'environ -12 000 ans, paléochenaux argilo-tourbeux (1)
FzL	Alluvions du lit majeur d'âge non distingué, paléochenaux argilo-tourbeux (1)
FwL	Sables, graviers : terrasse + 15 à 20 m de la vallée de la Loire
FvL	Sables, graviers : terrasse + 22 à 33 m de la vallée de la Loire
FuL	Sables, graviers : terrasse + 50 à 60 m de la vallée la Loire

Tabl. 4 - Formations du système ligérien présentes sur la carte.

Notations sur le système Cosson

Fz	Sables, graviers du lit majeur des rivières de Sologne
Fy	Sables, graviers de basse terrasse + 5 à 8 m des rivières de Sologne
FxC	Sables, graviers : terrasse + 10 à 14 m de la vallée du Cosson
FwC	Sables, graviers : terrasse + 15 à 18 m de la vallée du Cosson

Tabl. 5 - Formations du système Cosson présentes sur la carte.

Notations sur le système Beuvron

Fz	Sables, graviers du lit majeur des rivières de Sologne (2 à 3 m d'épaisseur)
Fy	Sables, graviers de basse terrasse + 5 à 8 m des rivières de Sologne
FxB	Sables, graviers : terrasse + 9 à 12 m de la vallée du Beuvron
FwB	Sables, graviers : terrasse + 17 à 20 m de la vallée du Beuvron
FvB	Sables, graviers : terrasse + 26 à 35 m de la vallée du Beuvron

Tabl. 6 - Formations du système Beuvron présentes sur la carte.

FuL. **Alluvions de la très haute terrasse ou Cailloutis culminants de la Loire + 50 à + 60 m : galets, graviers, sables et argiles (Pléistocène inférieur) (≤ 3 m).** Ces alluvions correspondent aux plus anciens dépôts du système ligérien solognot. Parfois baptisés « Cailloutis culminants », ce nom vient de la position sommitale entre + 50 et + 60 m au-dessus du lit actuel de la Loire et de l'analogie avec une très haute terrasse dite des « Cailloutis culminants », définie en forêt d'Orléans (cartes géologiques Châtillon-Coligny : Gigout, 1977, Châteauneuf-sur-Loire : 1970, Bellegarde : Gigot, 1984) qui correspond à la formation alluviale très élevée, résiduelle, d'altitude + 57 m par rapport à la Loire.

Initialement les Cailloutis culminants furent considérés comme la partie sommitale de l'unité des Sables et argiles de Sologne et d'âge Miocène moyen, mais leur composition et leur faciès ont permis de les distinguer en une unité à part.

D'après G. Denizot (1927), M. Gigout (1977) ; feuille de Châtillon-Coligny) et P. Jézéquel (1996), ils pourraient localement contenir des minéraux hérités du Massif central et du volcanisme montdorien, ce qui indiquerait qu'ils seraient du Pliocène supérieur et pourraient alors être rattachés aux Sables et argiles du Bourbonnais (Debrand-Passard *et al.*, 1998). Plus récemment, d'autres analyses fournies par Larue (1999) indiquent que les Cailloutis culminants seraient dépourvus de quartz de ponce du Mont Dore contrairement aux Sables du Bourbonnais.

La formation de la forêt d'Orléans, initialement datée du Mio-Pliocène (Gigout), est maintenant attribuée au Pléistocène inférieur (Farjanel *in* Gigot, 1984) car dépourvue de pollens miocènes et pliocènes.

Les « Cailloutis culminants » (FuL) auraient été largement déposés sur une grande plaine d'épandage par un fleuve préligérien qui prenait sa source dans le Massif central, parcourant la Sologne et la Beauce et se déversant pour un temps dans la Manche. Le tracé originel est difficile à établir, seuls des lambeaux subsistent tels ceux localisés sur la crête de Dhuizon – Villeny et que l'on rattache à la crête de la forêt d'Orléans.

Les Cailloutis culminants de Sologne ne sont conservés que sur l'interfluve Cosson – Beuvron où ils surmontent les Sables et argiles de Sologne, qu'ils érodent. Cette haute terrasse arme une ligne de crêtes orientée sensiblement E-W. La surface de base de ces alluvions passe de la cote 130 m à l'Est à moins de 120 m à l'Ouest. Avant de disparaître totalement, les derniers éléments en place sont trouvés aux abords de Mont-près-Chambord. Les Cailloutis culminants « disparaissent » entièrement entre la colline de la Sente des Houx, dans la forêt domaniale de Boulogne, au château de la Hardonnière, à l'Ouest de Dhuizon.

En sondage, l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 0,5 à 1 m avec un maximum de 3 m aux alentours de Villeny et Dhuizon (sondage 6-19 et V2).

La formation se compose d'un mélange de sables, graviers et galets, grossiers, peu triés. Ces cailloutis compacts bénéficient d'une granulométrie grossière à la limite des blocailles, constitués de galets et de graviers émoussés, de silex noirs, oranges, bruns à miel et de quartz hyalins à laiteux, dont la taille peut dépasser 10 cm. La matrice est un sable quartzo-feldspathique, grossier, hétérométrique, argileux, gris-jaune à rougeâtre.

La nature de certains éléments a été reconnue comme les chailles calloviennes (Denizot, 1927) des blocs de grès grisâtres et phosphatés, considérés comme albiens, et des éléments de grès perrons éocènes (non observés sur la feuille de Bracieux) qui auraient été transportés sur des radeaux de glace (Gigout *et al.*, 1971).

En milieu alluvial de plaine sous climat périglaciaire, les blocs sont généralement interprétés comme des blocs glaciels.

Les sables sont essentiellement constitués de grains de quartz luisants sub-anguleux à anguleux, attestant de leur transit par voie fluviatile. Une partie non négligeable est formée de feldspaths dont la proportion est d'environ 20 %. Ils sont également caractérisés par la présence de micas (muscovite) et de quelques galets et graviers éolisés et quelques rares dreikanters. Ces

derniers sont souvent des silex noirs, marqués par des arêtes « usées » et dont les faces polies sont légèrement concaves. Ces éléments éolisés peuvent être repris dans des alluvions plus récentes, ce qui explique qu'on les retrouve parfois dans les basses terrasses.

Les Cailloutis culminants sont souvent d'une teinte gris verdâtre marbrés de rouge orangé. Ces couleurs attestent d'une altération importante.

Deux analyses granulométriques (cf. annexes V2 et D7) effectuées sur matériaux des Cailloutis culminants donnent des courbes cumulatives quasiment identiques. Ces courbes, très étalées, attestent de la dynamique fluviatile de mise en place. Cependant elles montrent une forte proportion de fines (< 1/16 mm), près de 30 à 40 %. Cette dernière étant probablement d'origine illuviale. En effet un cycle alluvial se termine souvent par le dépôt de limons, souvent érodés sur les formations anciennes, mais aussi remaniés par illuviation au sein des niveaux inférieurs plus grossiers de sables et galets, enrichissant les graves de cette fraction « fine ».

Les analyses de la fraction argileuse montrent une signature minéralogique originale à savoir : kaolinite (K) 86 %, illite (I) 9 %, vermiculite 5 % et la smectite (Sm) entre 0 et 5 %. La vermiculite pourrait provenir de l'altération des micas. La faible proportion de smectite se corrèle assez bien avec la faible « activité argileuse » indiquée par les valeurs au bleu (VB - tabl. 7).

Localisation	Description de l'échantillon	Profondeur de l'échantillon (m)	RX	VB
Villeny, le réservoir	Argiles orange très sableuses à graviers de silex et quartz, grains de feldspaths, quartz et micas	0,8	K = 86 I = 9 Vermiculite = 5	3,3
Dhuizon - Mon idée	Sable grossier argileux rouille, à grains de quartz et feldspaths.	0,8	Sm = 4 K = 86 I = 5 Vermiculite = 5	4,2

Tabl. 7 - Analyses réalisées sur la fraction argileuse des Cailloutis culminants

Hautes terrasses Fv ; gravier, sable : épaisseur 0,4 à 1 m

Fvb. **Alluvions de la Haute terrasse à + 40 m ; graviers, sables (1 m) (sondage S1).** Les dépôts les plus anciens, succédant aux Cailloutis culminants, correspondent aux premiers dépôts de la Loire (Fvb*L*). Ils incisent nettement les dépôts miocènes et ont été observés à la cote + 118 m NGF, au Nord de la crête de Dhuizon, à près de 40 m au-dessus du lit de la Loire. L'équivalent de ces dépôts au Sud de la crête n'a pas été rencontré ; cependant, il n'est pas impossible qu'une incision du Beuvron se soit produite à la même période.

Fva. **Alluvions de la Haute terrasse de + 25 à + 35 m : graviers, sables (quelques décimètres).** C'est à partir de la glaciation suivante

que les bassins versants actuels se sont individualisés. La Loire a migré vers le Nord et un de ses méandres a pu initier le creusement de la vallée du Cosson. C'est au même moment que les vallées de la Sauldre et du Beuvron se sont clairement séparées. Les dépôts correspondant (FvaL et FvaB) sont situés à des cotes altimétriques équivalentes comprises entre + 22 à + 33 pour la Loire et + 26 à + 35 pour le Beuvron. Aucune terrasse équivalente pour le Cosson n'a été identifiée, mais il n'est pas exclu que la terrasse FvaL soit commune avec la terrasse FvaC. Les alluvions Fv du Beuvron ne subsistent qu'à l'état résiduel sur quelques décimètres d'épaisseur.

La terrasse FvaL arme la crête au Nord du Cosson. Elle est très résiduelle et les sondages à la tarière manuelle ont permis d'identifier une épaisseur moyenne tournant autour de 30 cm. Un maximum de 80 cm a été traversé au Nord de Crouy-sur-Cosson et au Nord de La Ferté-Saint-Cyr.

Le faciès est apparenté à celui de Fw. Sur la carte de Bracieux, cette terrasse atteint la cote de + 113 m, soit 5 m sous la terrasse FvbL ; là encore il n'est pas impossible qu'il s'agisse d'une seule et même terrasse.

D'une façon générale, les dépôts correspondant à ces terrasses sont rares et peu épais.

Fw. **Alluvions des Moyennes terrasses de + 15 à + 20 m : graviers, sables (< 3 à 4 m)**. L'incision suivante Fw est située entre +15 et + 20 m au-dessus des cours actuels des vallées. La terrasse Fw de la Loire rive gauche est bien représentée et est épaisse de plusieurs mètres. Cette terrasse s'amenuise progressivement depuis le département du Loiret où elle est bien développée et exploitée (7 à 12 m) pour disparaître en amont de Blois. Ici l'information disponible est peu importante et laisse prévoir un amincissement à 3 ou 4 m. Le matériel est un sable graveleux légèrement argileux et rubéfié (« sables rouges »).

Comparativement les terrasses Fw du Cosson et du Beuvron n'ont été conservées que sur quelques points hauts. C'est à ce niveau d'incision que l'on observe que le Cosson suit la Loire dans une migration vers le Nord associée à son enfoncement. En revanche le Beuvron ne semble pas migrer mais s'enfonce simplement de façon quasi symétrique dans son bassin versant, limité par la crête des Cailloutis culminants au Nord et l'interfluve avec la Sauldre au Sud dont les plus hauts niveaux recèleraient quelques résidus des cailloutis.

Dans la plupart des cas, ces terrasses sont très résiduelles.

Fx. **Alluvions des Moyennes terrasses à + 10 m : graviers, sables (< 6 m)**. La terrasse Fx est absente de la vallée de la Loire, entièrement érodée par l'incision suivante. On notera que les dépôts de ces terrasses des

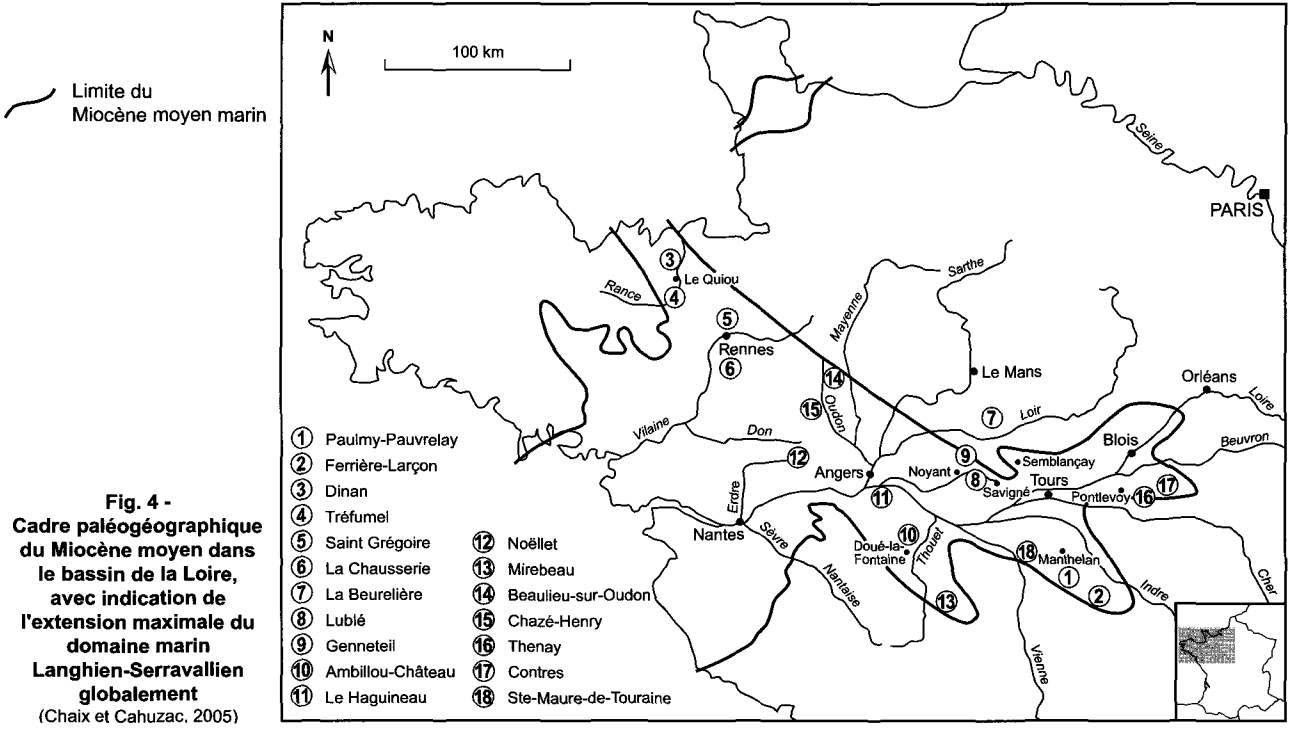


Fig. 4 - Cadre paléogéographique du Miocène moyen dans le bassin de la Loire, avec indication de l'extension maximale du domaine marin Langhien-Serravallien globalement
(Chaix et Cahuzac, 2005)

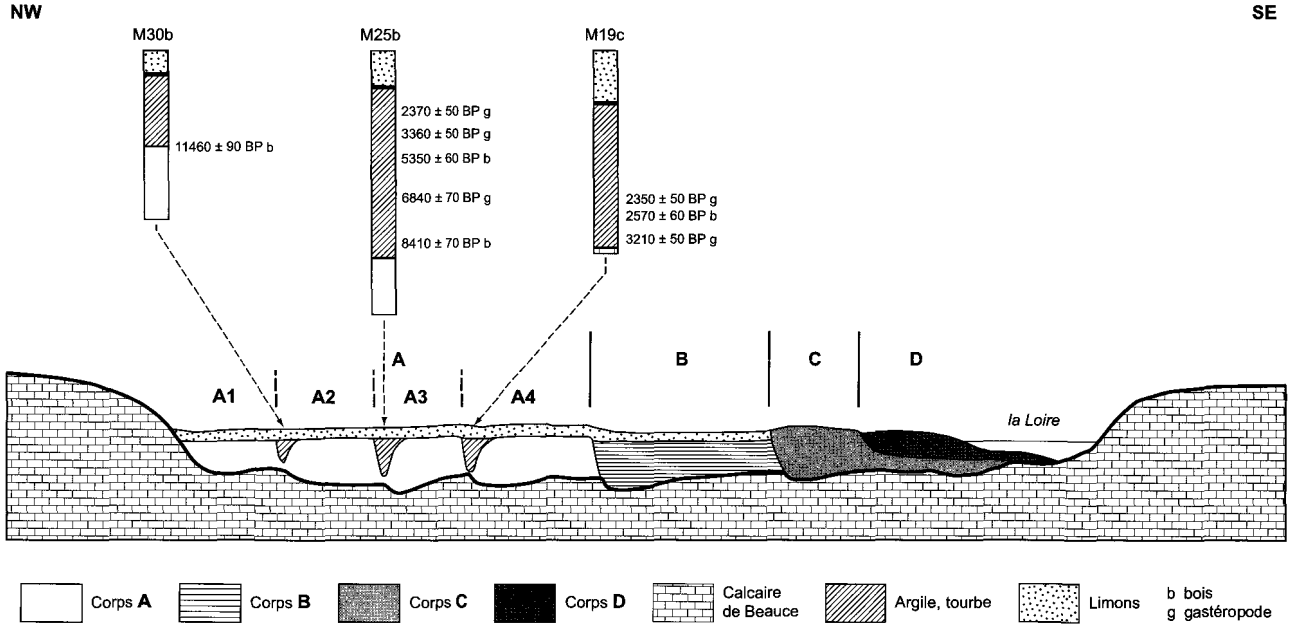


Fig. 6 - Coupe schématique des alluvions récentes dans le lit majeur de la Loire (Garcin *et al.*, 1999)

rivières solognotes se font plus présents vers le Sud. Quelques résidus ont été trouvés dans la vallée du Cosson (sondage C24) et de grandes plages sableuses, situées à une cote similaire (Cosson : + 9 à + 12 m ; Beuvron : + 10 à + 14 m) ont été reconnues dans la vallée du Beuvron.

Ces dépôts, quelle que soit la vallée, atteignent jusqu'à 4 m, de façon très ponctuelle pour les rivières solognotes et de manière plus généralisée pour la terrasse de la Loire.

Fy. **Basses terrasses + 5 à + 8 m ; gravier, sable (1 à 2 m).** Les terrasses Fy (+ 5 à + 8 m) des rivières solognotes sont les plus représentées, en surface, sur la carte, du fait de leur relative jeunesse et qu'elles ne sont soumises à l'érosion que depuis « peu » de temps. En revanche, leur épaisseur dépasse rarement les 2 m.

Sur l'ensemble des cartes du Val de Loire, la distinction purement altimétrique était utilisée pour identifier un niveau Fy élevé de quelques mètres par rapport au lit mineur, soit en terrasse continue, soit en montille.

Pour le tronçon de la vallée de la Loire présent sur la carte, suite aux travaux de recherches multidisciplinaires dans le Val d'Avaray (fig. 4) (Garcin *et al.*, 1999 ; Garcin *et al.*, 2001), une large surface alluviale, située au-dessus du niveau d'étiage jusqu'à + 5 m, préservée de l'érosion alluviale récente, a conservé un système de paléochenaux, terrasses intermédiaires emboîtées et levées sableuses, le tout partiellement recouvert de limons d'inondation historiques (post romain) à très récents (fig. 5, hors texte).

La chronologie relative basée sur la géométrie et des datations effectuées dans les paléo-chenaux tourbeux de cette « basse terrasse » ont montré que l'âge de ces dépôts s'étalait de l'actuel à moins de 12 000 ans, recouvrant la fin du Tardiglaciaire (Pléistocène terminal) et l'Holocène en quasi continuité (fig. 6).

Il a été décidé de ne pas conserver la notation ancienne pour les alluvions du lit majeur de ce secteur qui ne reflète pas du tout la continuité sédimentaire et dont l'âge est trop jeune pour correspondre à un alluvionnement postglaciaire. L'existence, par ailleurs, de dépôts postglaciaires n'est pas pour autant remise en cause, l'incision Fy par rapport à une terrasse Fx étant reconnue en amont. Cette stratigraphie beaucoup plus fine reste locale, elle s'appuie sur la préservation exceptionnelle de ce site et sur un volume conséquent d'investigations scientifiques.

Notations sur le système Loire du Val d'Avaray (M. Garcin *et al.*, 2001)

Corps sédimentaires F	Ensemble du lit vif (Fze*L*)
Corps sédimentaires E	Ensemble des barres de méandre de la centrale de Saint-Laurent
Corps sédimentaires D	Lit actif au 19^{e} siècle (Fzd*L*1) et levées sableuses (Fzd*L*2)
Corps sédimentaires C	Lit actif au 18^{e} siècle(Fzc*L*1) et levées sableuses (Fzc*L*2)
Corps sédimentaires B	Lit actif d'âge non daté, probablement post romain (Fzb*L*)
Corps sédimentaires A5	Lit actif d'âge non daté, probablement à partir de -2 300 ans jusqu'à l'époque romaine (Fza*L*)
Corps sédimentaires A4	Lit actif de -3 500 à -2 300 ans (Fza*L*)
Corps sédimentaires A3	Lit actif de -2 300 à -9 500 ans (Fza*L*)
Corps sédimentaires A2	Lit actif à partir de -11 500 ans (Fza*L*)
Corps sédimentaires A1	Lit actif d'âge non reconnu, antérieur à 11 500 ans (Fza*L*)

Tabl. 8 - Stratigraphie sur l'ensemble du Val de Loire d'après la figure 4 (M. Garcin *et al.*, 1999).

TRAITS GÉNÉRAUX DES GRANDES NAPPES ALLUVIALES

D'après J. J. Macaire (1984), le creusement des vallées du Sud et Sud-Ouest du Bassin parisien, dont les cours sont tous issus du Massif central, résulterait de mouvements épirogéniques positifs et la sédimentation alluviale aurait une origine climatique ; elle apparaîtrait au début des périodes de refroidissement et cesserait avec le maximum glaciaire.

Les formations alluviales sont essentiellement constituées de dépôts siliceux. Les sables, constituant dominants, sont composés de quartz, feldspaths (jusqu'à 30 %) et micas (surtout pour les alluvions de la Loire). Ils sont mêlés à d'autres composants en quantité variable : des minéraux lourds, des feldspaths, des micas, des argiles et enfin de la matière organique accumulée sous forme de poches tourbeuses.

Les alluvions de la Loire se discernent des autres alluvions par la nature des éléments qui composent sa fraction grossière. Cette dernière, composée essentiellement de graviers contient aussi des blocs décimétriques qui sont en majeure partie du silex auquel s'ajoutent du quartz et notamment des fragments de roches éruptives et métamorphiques (basalte, rhyolites, andésite, trachyte, granites, gneiss, micaschistes,...) issues du Massif central.

Les alluvions du Cosson et du Beuvron sont issues de l'érosion de la Sologne. Les matériaux alluviaux sableux sont issus directement du substratum argilo-sableux et caillouteux (Sables et argiles de Sologne, Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois et Cailloutis culminants). Ils conservent donc leur faciès peu évolué quartzo-feldspathique, hétérométrique et montrent une granulométrie moyenne à très grossière. De faibles proportions d'argiles

subsistent généralement. Des proportions décroissantes d'Est en Ouest de graves à silex, quartz et grès rappellent l'origine ligérienne et sancerroise des matériaux grossiers.

D'un point de vue lithologique, les différences sont faibles entre deux terrasses successives d'un même bassin versant. Pour cette raison les descriptions des alluvions regrouperont des terrasses selon leur âge et leur altération.

Alluvions des hautes et des très hautes terrasses (Fu, Fv)

Les alluvions des hautes terrasses (Fw) et des très hautes terrasses (Fv, Fu) sont très proches d'un point de vue lithofaciès et granulométrique.

Ces alluvions anciennes sont caractérisées par une altération poussée qui se traduit par une rubéfaction des sols, une coloration rougeâtre à brunâtre, des niveaux d'argiles jaunes à rouges, des éléments de socles « pourris » et des niveaux enrichis en éléments ferriques (alios). La fraction argileuse peut être très importante suivant les zones d'alimentation et le degré d'altération. Celle-ci est systématiquement composée de kaolinite et de smectite, auxquelles se mêlent localement des argiles micacées.

Ces dépôts sont des sables, graviers et galets hétérométriques, plus ou moins noyés dans une matrice argilo-sableuse à limoneuse. Les sables sont quartzo-feldspathiques, les graviers et galets sont surtout des quartz, des silex et plus rarement des calcaires, dont le degré d'usure est variable d'une vallée à l'autre.

Alluvions des moyennes terrasses (Fw, Fx)

Les alluvions des moyennes terrasses sont décrites comme des sables grossiers à fins, brun-roux, argileux à limoneux, contenant quelques galets de quartz et de silex.

Dans la vallée de la Loire, la terrasse Fw est fortement érodée par les alluvions récentes de la basse terrasse, créant une côte abrupte d'une quinzaine de mètres. La terrasse Fx n'est pas identifiée.

Les matériaux provenant de la Loire sont caractérisés par une phase argileuse constituée de kaolinite, d'argile micacée, de smectite, de vermiculite, de chlorite et d'interstratifiés (feuille de Montrichard).

Ces dépôts sont pour la plupart délavés ; dans les zones de forte épaisseur la proportion d'argile est légèrement plus importante que dans des alluvions récentes. Ces alluvions sont peu altérées et ne présentent que très rarement une coloration rousse.

Alluvions modernes du lit majeur, Holocène et alluvions récentes des basses terrasses, Holocène (Fy, Fz)

À l'issue de l'incision postglaciaire, estimée à une dizaine de mètres (érosion de Fy vers ± 8 m), en particulier sur la Loire, ces dépôts occupent les fonds des vallées. Leurs caractéristiques lithologiques varient en fonction des cours d'eaux, des bassins versants et de la zone de dépôts : graviers et galets des lits vifs et des chenaux, sables des barres de méandre, îles et bourrelets de débordement, limons d'inondation, argiles et tourbes des bras d'abandon (« boires »), etc. La plupart des auteurs des cartes géologiques du département décrivent des formations argilo-limoneuses, des dépôts sablo-graveleux plus ou moins argileux où s'intercalent des horizons pédologiques d'argiles grises, bleues ou noires de type gley. Sur la carte de Bracieux, d'importantes accumulations de dépôts argilo-tourbeux sont localisées dans les anciens méandres de la Loire et du Cosson.

Les alluvions sont constituées de sables et graviers, généralement gris à beiges, et peuvent contenir des galets décimétriques de silex, de roches calcaires, métamorphiques ou volcaniques. Les sables sont essentiellement des grains de quartz blancs, accompagnés dans des proportions variables par des feldspaths, des micas, des minéraux lourds (grenats, tourmalines, staurotides, corindons) et d'autres minéraux issus des provinces cristallines et volcaniques d'Auvergne tels que des pyroxènes.

Sur l'ensemble du cours traversant la carte, l'ensemble alluvial de la Loire Fz montre de fortes variations d'épaisseur. D'amont en aval : Saint-Laurent-Nouan 5 à 9,7 m, Courbouzon 5,3 à 8,2 m, Nouan-Muides 3,7 à 9,4 m, Suèvres 4,4 à 10,4 m.

Sur la carte, aucune structure dite en « montil », attribuée par les auteurs des cartes voisines à des reliques de terrasse Fy, n'a été reconnue. Les levées altimétriques observées (îles de Saint-Dié, île de Muides, île de Nouan) correspondent principalement à des bourrelets de débordement et à des barres.

DYNAMIQUE FLUVIATILE HOLOCÈNE DE LA LOIRE, EXEMPLE DU VAL D'AVARAY

Dans le cadre d'un projet visant à évaluer l'impact de l'Homme sur la dynamique fluviatile de la Loire sur 10 000 ans, des recherches pluridisciplinaires ont permis de définir les cadres chronologiques et stratigraphiques des alluvions ligériennes dans un secteur de la Loire. Les datations multiples couplées à l'étude palynologique réalisées dans le val d'Avaray ont permis de dater les phases d'incision et d'alluvionnement polyphasé durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Le val d'Avaray est situé dans le lit majeur de la Loire entre Blois et Beaugency, dont une partie est située dans le cadre de la carte de Bracieux.

Sur ce secteur, les travaux anciens proposaient une phase de surcreusement weichsélienne suivie de trois phases de remblaiement superposé du wechsélien (Fx) à l'Holocène (Fy) affleurant en « montils », superposées et emboîtées (Berger et Desprez, 1969 ; Gigout *et al.*, 1970, 1974). Ce projet a permis de mettre en évidence un mode de mise en place tout à fait différent.

La morphologie du fond de la vallée n'est que partiellement acquise au Tardiglaciaire. Elle est ensuite remodelée par plusieurs phases d'incision (pouvant affecter le substratum) puis de remplissage au cours de l'Holocène (Garcin *et al.*, 1999). Ces phases se produisent à la faveur du déplacement brutal du lit vif du fleuve en liaison avec la migration du méandre de Saint-Laurent. Les dépôts les plus anciens sont conservés en pied de coteau (corps A), la plaine du val d'Avaray s'est constituée selon une dizaine de stades. Chaque stade correspond à la migration du méandre qui s'accompagne de l'érosion frontale des dépôts précédents et du surcreusement du substratum calcaire de 1 à 3 m supplémentaires. Au cours de ces déplacements, des bras morts sont abandonnés ; ils sont alors le siège d'une sédimentation argilo-tourbeuse caractérisant un milieu palustre. En dépit du caractère discontinu de la sédimentation dans les bras morts du fleuve, leurs remplissages diachrones ont permis de reconstituer l'histoire de la dynamique fluviale sur les derniers 12 000 ans (Garcin *et al.*, 1999a). Les dépôts les plus anciens (corps A) sont datés au Tardiglaciaire (Allerod probable), l'ensemble de l'Holocène a été caractérisé (Préboréal, Boréal, Atlantique, Subboréal et Subatlantique).

FORMATIONS SUPERFICIELLES HORS ALLUVIONS

FC. **Colluvions de fond de vallon : sables, silts et argiles (Quaternaire) (< 2 m).** Les colluvions de fond de vallon correspondent à un mélange de formations remobilisées par les phénomènes de surface (solifluxion, gélifluxion, ravinement et ruissellement) et dont les dépôts s'accumulent sur les pentes ou dans les vallons sur de courtes distances.

Elles sont représentées par des dépôts fins, généralement silto-argilo à argilo-sableux, plus ou moins riches en matière organique. Elles se concentrent dans les petits vallons secs ou secondaires, alimentés latéralement par les formations qu'ils entaillent au fil des phénomènes de solifluxions et des ruissellements qui entraînent les éléments les plus fins. Des arrivées d'éléments grossiers caillouteux se font aux rythmes des événements pluviométriques plus importants.

L'épaisseur est généralement de l'ordre de 1 à 2 m, mais peut atteindre 6 m dans le département (feuille Cloyes-sur-Loir).

Sur la feuille de Bracieux, ces colluvions sont essentiellement issues du remaniement de sables et argiles miocènes comme les « Sables et argiles de Sologne » et des terrasses alluviales. Ce sont des argiles limono-sableuses et des sables argileux fins à moyens, pouvant contenir quelques galets centimétriques repris. Les colluvions sont très sableuses à proximité des dernières terrasses (Fx et Fy) et très argilo-silteuses dans la partie centrale de la carte.

La composition argileuse de ces colluvions est directement en rapport avec les formations géologiques qui les alimentent. La signature minéralogique de ces colluvions est proche des formations de Sologne, à savoir un mélange en proportions variables de kaolinite, smectite, illite et inter-stratifiés.

C. **Les colluvions polygéniques : argiles, silts, sables, graviers et galets (Quaternaire) (1 à 2 m)**. Cette classe de colluvions a été choisie pour compléter la précédente et pour marquer la différence entre les colluvions de fond de vallon, alimentées par les formations de Sologne et les alluvions, de ceux issus du remaniement des limons des plateaux et mêlés à des éléments carbonatés et siliceux.

Ces colluvions sont exclusivement reconnues sur un substrat calcaire doté d'une couverture lœssique. Ils se présentent sous l'aspect d'un mélange silto-argileux brun rougeâtre accumulé en fond de vallon sur plus d'un mètre d'épaisseur. Ils contiennent régulièrement des éléments de Calcaire de Beauce et des sables alluviaux. Suivant la zone d'alimentation, ils peuvent également contenir des éléments siliceux comme des galets de silex et de quartz.

Les plus gros éléments carbonatés ou siliceux peuvent atteindre une dizaine de centimètres.

CFu. **Colluvions des Cailloutis culminants : graviers et sables (Quaternaire) (jusqu'à 8 m)**. Au Sud de Villeny, sous la crête des Cailloutis culminants, des placages de sables grossiers et de galets ont été cartographiés et interprétés comme des colluvions de pente sur un glacis ancien, postérieur à la mise en place de la terrasse FvB.

Ces colluvions grossières issues du remaniement des Cailloutis culminants sont très hétérométriques avec des éléments passant de la taille des galets aux sables moyens. Le matériel est essentiellement composé de silex orangés à marron sombre et de quartz hyalins, assez bien roulés.

La fraction fine (silt, argile et débris de muscovite) reconnue dans les cailloutis a été lessivée et emportée.

Ces formations sont régulièrement rencontrées sur les versants, à proximité des cailloutis, mais ne dépassant guère les 50 cm ne sont pas cartographiées. En revanche sur les bordures du vallon de la Giraudière, elles peuvent atteindre 7,5 m d'épaisseur.

Œ. Limons des plateaux : silts argiles (Quaternaire) (≤ 2 m). Les limons des plateaux sont présents sur une large partie du territoire du Loir-et-Cher et relevés sur 14 cartes mais n'apparaissent pas ou peu en Sologne où ils sont indissociables dans les altérites et sols. Ils sont présents dans le coin nord-ouest de la feuille sur les formations de Beauce, où ils affleurent en place sur les reliefs épargnés par l'érosion.

Ces dépôts éoliens se sont accumulés sous un climat froid et aride durant les périodes glaciaires. Ils se présentent sous la forme de dépôts très fins, silteux, homogènes et bien classés, du fait de leur origine éolienne. Sur les Calcaires de Beauce, ils sont de couleurs brunes à roussâtres et sont légèrement argileux. Ils sont facilement repris dans les colluvions de fond de vallon (C : colluvions polygéniques).

Systématiquement, il apparaît que les limons incorporent une partie des éléments du substrat sur lequel ils reposent, ce qui a comme première conséquence de faire varier leur composition lithologique et la composition de sa fraction argileuse. Les limons sont, de façon générale, formés de 90 % de lutites et de 10 % d'arénites, c'est-à-dire qu'ils sont essentiellement formés d'éléments fins, silts prédominants et argiles. Mais en fonction de la nature du substrat, ils peuvent s'enrichir en sable, en débris de silex, en éléments carbonatés et récupérer de la même façon la signature argileuse des formations sous-jacentes.

La minéralogie de la phase argileuse reflète la nature du substratum. Ainsi les analyses minéralogiques effectuées dans le Calcaire de Beauce indiquent une prépondérance de montmorillonite (50 à 60 %) sur la kaolinite (20 à 30 %) l'illite étant constante aux alentours de 20 %. Sur la carte de Château-Renault, les analyses effectuées dans les limons révèlent 50 % de kaolinite, 30 % d'illite et 30 % d'inter-stratifiés (illites-montmorillonites).

L'épaisseur des limons est très variable mais est généralement comprise entre 1 et 2 m.

GK. Sols et accumulations tourbeuses des dépressions elliptiques supposées d'origine périglaciaire (alas) : tourbes, silt et argile (Quaternaire) (jusqu'à 2 m). Ces dépressions ont été reconnues

lors de l'analyse stéréoscopique des photographies aériennes. Il est à noter que toutes celles ainsi répertoriées, sont situées sur le flanc nord de la vallée du Cosson et leur diamètre est de l'ordre d'une quinzaine de mètres.

Une seule a réellement été reconnue sur le terrain, dans le bois de la Blonderie (forêt domaniale de Boulogne). Cette dépression décamétrique et subcirculaire était remplie de près de 120 cm de tourbe argileuse putride reposant sur les Sables et argiles de Sologne. Les sols correspondants sont hydromorphes et le centre est marécageux.

Ces structures superficielles sont interprétées comme des « alas » ou cryokarsts. Ces structures seraient des entonnoirs formés par la fonte ponctuelle du permafrost.

Dépôts anthropiques

X. **Remblais, digues,...** Cette notation regroupe habituellement tous les dépôts artificiels liés à l'activité humaine. Concernant la carte de Bracieux, sont regroupés dans cet ensemble les digues de protection de la Loire, les barrages en remblais pour les retenues d'eau et les remblais en ballast de l'ancienne voie de chemin de fer passant à l'Ouest de Mont-près-Chambord.

Dans un souci de lisibilité, toutes les digues des étangs et des remblais routiers n'ont pas été reportées sur la carte.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les formations affleurantes appartiennent toutes au domaine continental. Le bassin lacustre des Calcaires de Beauce se maintient jusqu'à l'Aquitanien. Il faut voir cette dépression lacustre comme un domaine de marais avec des plans d'eau peu profonds et des périodes d'assèchement. Ces conditions règnent encore au début du Burdigalien mais très rapidement la dépression reçoit des apports fluviatiles sporadiques en alternance avec des périodes arides. Au Miocène moyen, des fleuves préligériens issus du Massif central développent un delta sur la Sologne où une épaisse série fluviatile se dépose. Le delta s'ouvre à l'WNW sur les rias de la mer des Faluns.

Le régime fluviatile se prolonge au Quaternaire avec débouché sporadique sur la Manche pour les plus hautes terrasses puis sur l'Atlantique créant le bassin ligérien actuel.

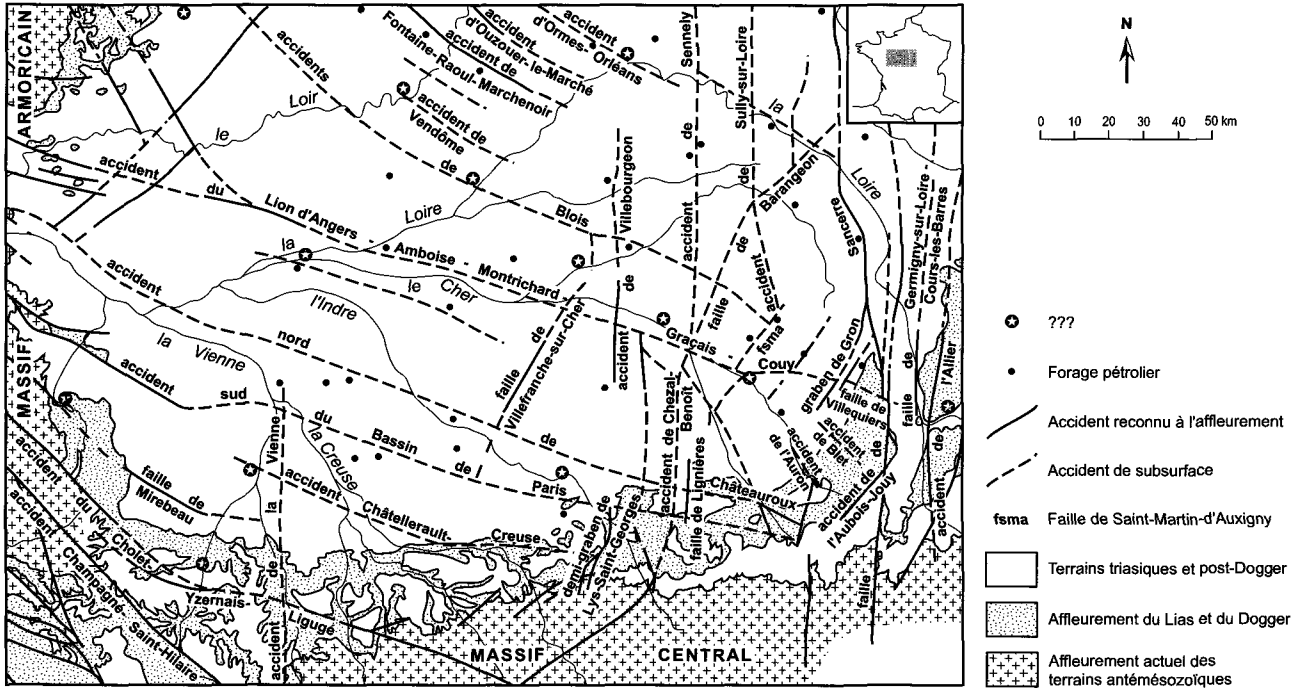


Fig. 7 - Schéma structural entre Loire et Vienne d'après Gély et Lorenz, 2005

ÉVOLUTION TECTONIQUE ET GÉODYNAMIQUE

La présente synthèse est reprise d'après R. Fleury (1997), enrichie de données récentes et de l'exploitation des données de subsurface détaillant l'histoire tertiaire du bassin de Sologne.

La carte de Bracieux n'a pas fait l'objet d'étude géophysique particulière permettant de visualiser les structures profondes régionales. Cependant plusieurs outils peuvent permettre de réfléchir sur la structuration profonde, gérant l'évolution tectono-sédimentaire régionale.

Le socle du bassin de Paris est découpé par de grandes structures décrochantes et chevauchantes (faille de Bray-Vittel, faille Seine-Sennely, faille de Sancerre) qui définissent trois grands blocs tectoniques (Autran *et al.*, 1976 ; Héritier et Villemin, 1971) :

– à l'Ouest le bloc armoricain ;

– au Nord le bloc ardennais ;

– au Sud-Est le bloc bourguignon.

La carte de Bracieux s'inscrit dans la partie sud-est du bloc armoricain (fig. 1).

Le territoire couvert par la feuille de Bracieux semble peu tectonisé en surface. Dans la réalité, les faits sont plus complexes. Trois familles principales d'accidents (subméridiens, armoricains -NW-SE- et varisques-NE-SW-), structurent la marge méridionale du Bassin parisien (fig. 7) (Gély et Lorenz, 2005).

STRUCTURATION RÉGIONALE ET TECTONIQUE PROFONDE

La région appartient au domaine structural centre-armoricain (Autran et Dercourt, 1980) constitué de terrains d'âge briovérien et paléozoïque peu métamorphisés.

Pour C. Weber (1973), l'anomalie magnétique du bassin de Paris et les failles qui l'accompagnent (failles de la Seine, de Sennely, de Sancerre) auraient pour origine un rift cadomien. La faille de Sennely pourrait s'être individualisée dès cette époque.

La tectonogenèse éohercynienne se caractérise par une compression subméridienne, soulignée par des empilements d'unités lithostructurales et la création de couloirs de cisaillement de direction armoricaine, N120°E (Castaing et coll., 1984). Toutefois, l'essentiel de la structuration de ce domaine s'est réalisé durant la phase hercynienne (Namurien-Stéphanien)

sous l'effet d'une compression N-S qui développe des plis droits et simples le long des grands accidents qu'elle induit.

Vers la fin du Stéphanien B et le début du Stéphanien C (300 Ma), une compression NW-SE produit localement des distensions à l'origine des fossés qui au Sud du bassin de Paris vont accueillir les dépôts carbonifères.

Postérieurement, le domaine centre-armoricain subit les effets des grands événements structuraux qui se produisent dans son environnement plus ou moins lointain. C'est le cas de la distension N-S au Stéphanien terminal-Autunien (295 Ma), responsable dans la région de la création des bassins permiens cachés tel le bassin de Châteauroux (Debeglia et Debrand-Passard, 1980).

La carte du socle du Bassin parisien indiquait que la feuille de Bracieux était située sur trois structures profondes anté-triasiques. La limite nord du bassin permo-carbonifère de Contres-Bourges, en bordure méridionale de la carte. Sa limite nord serait au droit du granite de Marchenoir et d'un môle cristallophyllien, tous deux globalement orientés NW-SE (Debeglia, 1977 ; Debeglia, *in* Mégnien, 1980 ; Weber, 1971, 1973).

Ces données géophysiques « anciennes » (Debeglia et Debrand-Passard, 1980 ; Weber, 1971, 1973) ont permis d'approcher la nature du socle et sa structuration, que les réinterprétations récentes ont pu préciser (Fleury, 1997).

Ainsi l'analyse de Corpel *in* Fleury (1997), indique que la quasi-totalité de la carte de Bracieux se situerait au droit du bassin permo-carbonifère de Contres-Bourges, bordé par des accidents armoricains orientés globalement N120, N140 à l'ouest et orientés NS et N120 sur sa marge orientale, parallèlement à l'accident de Sennely. L'ensemble semble également marqué par des structures de direction varisque.

À l'Ouest de Chambord, une structure légère correspondrait soit à un épaississement du bassin permo-carbonifère, soit à un dôme granitique qui pourrait correspondre d'après R. Fleury (1997) à un appendice du granité de Marchenoir.

Entre Bracieux et Neung-sur-Beuvron, une structure liée à des roches basiques, certaine sous le bassin permo-carbonifère pouvant aussi être interprétée comme une remontée du socle.

Enfin la frange nord de la carte se situerait au droit de terrain granitique.

STRUCTURATION ET DÉFORMATION MÉSO-CÉNOZOÏQUE RÉGIONALE (SYNTHÈSE REPRISE D'APRÈS R. FLEURY, 1997)

L'histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris est héritée d'une phase de distension crustale permo-triasique (Brunet et Le Pichon 1982), liée au fonctionnement du système de failles Bray–Vittel, Seine, Sennely–Loire et Metz (Mégnien, 1980). L'étude de la subsidence révèle cependant une évolution discontinue, avec des périodes d'accélération ou de ralentissement, témoignant de l'enregistrement par le bassin d'événements tectoniques lointains, surimposés à l'évolution thermique à long terme (Loup et Wildi, 1994 ; Lacombe et Obert, 2000 ; Gély et Lorenz, 2005). La pré-structuration du socle du bassin a joué un rôle majeur dans l'expression de ces épisodes tectoniques dans la couverture.

Les événements mésozoïques

Dans le Sud du bassin de Paris, les levés géologiques et de nombreuses études microstructurales (Bergerat, 1985 ; Blés *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al.*, 1986) soulignent le caractère polyphasé de la tectonique post-hercynienne, essentiellement cassante, qui affecte cette région. Les différents états de contrainte qui s'y exercent ont pour effet de réactiver les principales failles présentes dans le socle. Dans la couverture, les accidents se localisent à l'aplomb des structures cassantes hercyniennes et montrent sensiblement les mêmes orientations. Régionalement, ces accidents à jeu mésozoïque peuvent contrôler la sédimentation (Debrand-Passard, 1980-1982 ; Lerouge, 1984).

Trias (245 à 215 Ma). La faille de Sennely sépare deux domaines :

– l'un à l'Ouest, basculé en direction de l'Est, siège d'une importante sédimentation, notamment en bordure de la faille ;

– le second à l'Est, plus stable, (Lefavrais-Raymond, *in* Debrand-Passard, 1980-1982).

Jurassique (205 à 135 Ma). Les rejeux successifs de la faille de Sennely accentuent le basculement en direction de l'Est du bloc armoricain.

Au Lias (205 à 180 Ma), la transgression envahit progressivement la partie occidentale du bloc armoricain, les limites du domaine marin coïncidant plus ou moins avec les limites actuelles du bassin de Paris (Lefavrais-Raymond, *in* Mégnien, 1980).

La puissance du Dogger (180 à 155 Ma) s'accroît également d'Ouest en Est jusqu'à la faille de Sennely (Giot, *in* Mégnien, 1980).

L'existence de déformations syn-sédimentaires de courte longueur d'onde, plus ou moins bien exprimées selon le contexte sédimentaire local, ont rythmé l'histoire du Lias et du Dogger (Lorenz, 1992), de la marge sud du Bassin parisien en 3 grandes périodes (Gély et Lorenz, 2005) :

– de l'Hettangien à l'Aalénien inférieur, l'augmentation progressive de l'accommodation dans l'ensemble de la région provoque au Toarcien moyen, la submersion totale des terres émergées ; le maximum d'accommodation à cet âge entraîne une uniformisation du domaine sédimentaire et estompe les déformations syn-sédimentaires de courte longueur d'onde ; les accidents majeurs définissant les zones isopiques sont essentiellement subméridiens à cette époque ;

– de l'Aalénien moyen au Bathonien moyen, les zones isopiques sont contrastées, contraintes par les accidents subméridiens mais également armoricains ; l'accommodation variable selon les blocs de socle, permet le développement de lacunes sédimentaires régionales et l'installation de plates-formes carbonatées progradantes sur les aires de sédimentation marneuse ; cela correspond aux échos des riftings téthysiens et de mer du Nord.

– du Bathonien supérieur à l'Oxfordien supérieur, la tectonique est particulièrement active avec le rôle prépondérant des accidents armoricains ; cette tectonique pourrait être associée à l'événement thermique, reconnu dans le bassin (Clauer *et al.,* 1995).

La famille d'accidents varisques reste discrète, mais est particulièrement active et de façon locale tout au long du Lias (la faille de Barangeon), en limite le talus de la plate-forme oolithique pendant le Bathonien inférieur et moyen p.p (Gély et Lorenz, 2005).

Ces accidents à jeux syn-sédimentaires s'expriment actuellement en surface soit par une faille ou un faisceau de failles, soit par une zone de transition de quelques kilomètres, correspondant plutôt à un amortissement de type flexural d'une faille de socle dans la couverture sédimentaire (Gély et Lorenz, 2005).

Un arrêt ou un ralentissement de la sédimentation (oolites ferrugineuses) marque le passage Dogger/Malm. La subsidence s'accroît fortement au Malm (155 à 135 Ma), les jeux relatifs du bloc armoricain et du sous-bloc biturige sont souvent antagonistes et la puissance des dépôts s'équilibre presque de part et d'autre de l'accident de Sennely. Une particularité toutefois : la présence de faciès purbeckiens bien développés au niveau de Vierzon sur le bloc armoricain et inconnus sur le sous-bloc biturige (Debrand-Passard, 1977, 1980-1982).

Crétacé (135 à 65 Ma). Le Valanginien est inconnu tant sur le bloc armoricain que sur le sous-bloc biturige. La mer, en provenance de l'Est,

revient à l'Hauterivien mais reste cantonnée sur le sous-bloc biturige (Mégnien, 1980). De même, le Barrémien et l'Aptien sont inconnus à l'Ouest de Vierzon (Manivit et Debrand-Passard, 1994). La sédimentation reprend avec l'Albien mais ne devient franchement marine qu'au début du Cénomanien. Au Campanien, la région émerge une nouvelle fois et se trouve soumise aux phénomènes d'altération et d'érosion. Le toit actuel du Crétacé est le reflet de cette érosion guidée par les fractures anciennes mais aussi le résultat de rejeux postérieurs liés aux compressions éocènes ; la part de chacun de ces phénomènes étant difficile à déterminer avec précision (Fleury, 1997).

Les événements Cénozoïques

Paléocène (65 à 53 Ma). En dehors de quelques rares dépôts de sables attribués à l'Éocène dans le Sud-Est de la Sologne (feuilles à 1/50 000 Saint-Martin-d'Auxigny et Vierzon (Fleury *et al.*, 1992 ; Manivit et Debrand-Passard, 1994), qui seraient antérieurs à l'incision fluviatile éocène, il exite que très peu d'information pour cette période. Ces dépôts pourraient caractériser une période d'intense altération.

Éocène (53 à 35 Ma). Il est marqué dans tout le Sud du bassin de Paris par le développement d'un régime compressif pyrénéen N-S à NNE-SSW (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lacombe et Obert, 2000). Cette compression fait jouer, en décrochement dextre les structures subméridiennes et en faille inverse les accidents E-W du socle.

Au niveau de la couverture sédimentaire elle induit, outre le rejeu des accidents du socle, le développement d'ondulations WNW-ESE à E-W à l'origine des anticlinaux de Chémery, Graçay, Saint-Martin-d'Auxigny et Francillon (feuilles à 1/50 000 Romorantin, Saint-Martin-d'Auxigny, Vatan, Vierzon et Châteauroux).

La microtectonique (petite fracturation) se manifeste par une intense stylolitisation et la formation de deux familles de fractures décrochantes, les unes dextres, les autres senestres (Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Gros et Martin, 1981). Les pics de stylolites sont toujours subhorizontaux et varient en orientation de NI60° à N20°E avec un maximum à N10°E.

Les petites failles se répartissent en deux familles :

– une famille de direction moyenne NI60° à N170°E. Les stries portées par les miroirs de ces failles sont très peu pentées (pitch compris entre 0 et 25°). Elles caractérisent un mouvement décrochant dextre ;

– une famille de direction moyenne N30°E représentée par de petites failles très nombreuses. Les stries visibles sur les miroirs sont peu pentées et témoignent d'un mouvement senestre. Ces divers jeux de fractures indiquent que les directions conjuguées N160° et N30°-40°E constituent un système simple de fracturation apparu sous l'effet d'une compression horizontale proche de N-S.

La présence de pics stylolitiques orientés suivant cette direction et de plis (Lacombe et Obert, 2000) aux flancs déjetés vers le Nord et dont l'axe est orienté N100° (de N075° à N115°) vient confirmer cette interprétation.

La compression « pyrénéenne » *s.l.* qui a affecté l'Europe de l'Ouest, démarrerait dès le Crétacé supérieur (Lacombe et Obert, 2000).

Éocène terminal et Oligocène inférieur (35 à 28 Ma). Cette période se caractérise par un régime distensif grossièrement EW, à l'origine des rifts ouest-européens : fossés des Limagnes, de Bresse, d'Alsace, de la Loire (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al.*, 1986 ; Lacombe et Obert, 2000). Cette déformation, connue également sur tout le pourtour du Massif central (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989) induit des rejeux en faille normale des accidents subméridiens créant des points bas où s'installent lacs et marais (Lablanche, 1982).

La microtectonique se manifeste par le jeu en faille normale de failles préexistantes de direction armoricaine N130° à N150° et varisque de N30°-40°E et par la néoformation de petites failles normales de direction subméridienne, à faible pendage (30 à 50°).

Oligocène inférieur (28 à 24 Ma). Les trois blocs constitutifs du bassin de Paris plongent en direction du Nord-Ouest et les parties les plus basses sont occupées par une mer où se déposent les Sables de Fontainebleau.

À la fin de cette période, la partie nord-ouest des trois blocs se soulève. La mer quitte le bassin de Paris laissant place à un lac, celui du Calcaire d'Étampes au sens large (Debrand-Passard *et al.*, 1995). La région de Bracieux comme tout le Sud du bassin de Paris appartient à une vaste pénéplaine faiblement pentée vers Paris.

Les événements du Néogène

Miocène (24 à 5 Ma). À l'Aquitanien, début du Miocène, le bloc armoricain bascule en direction du Sud. Le lac de Beauce succède au lac d'Étampes. Ce lac régresse fortement en direction du Nord alors qu'il déborde largement vers le Sud et atteint Bracieux.

Le Burdigalien (Miocène inférieur), coïncide approximativement avec un changement climatique. La pluviométrie augmente et de grands cours d'eau descendent du Massif central. L'un deux sera à l'origine du dépôt des Sables et marnes de l'Orléanais et du Blésois. Parallèlement, le bloc armoricain continue son basculement en direction du Sud pour atteindre son maximum au Miocène moyen. Des eaux marines en provenance de l'Atlantique envahissent la Touraine et le Blésois (faluns).

Au Miocène supérieur, une compression alpine WNW-ESE s'exerce sur l'ensemble de la région (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al.*, 1986). Le mouvement du bloc armoricain s'inverse. La mer quitte le Blésois, puis la Touraine. Sur le continent, les sédiments fluviatiles perdent leur composante calcaire. Les Sables et argiles de Sologne succèdent aux Sables et marnes de l'Orléanais et du Blésois. Cette déformation, connue également sur tout le pourtour du Massif central (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989), induit le jeu en décrochement des failles du socle de direction proche de E-W et en faille inverse de celles d'orientation subméridiennes, c'est notamment le cas de la faille de Sennely (Trémolières, 1981).

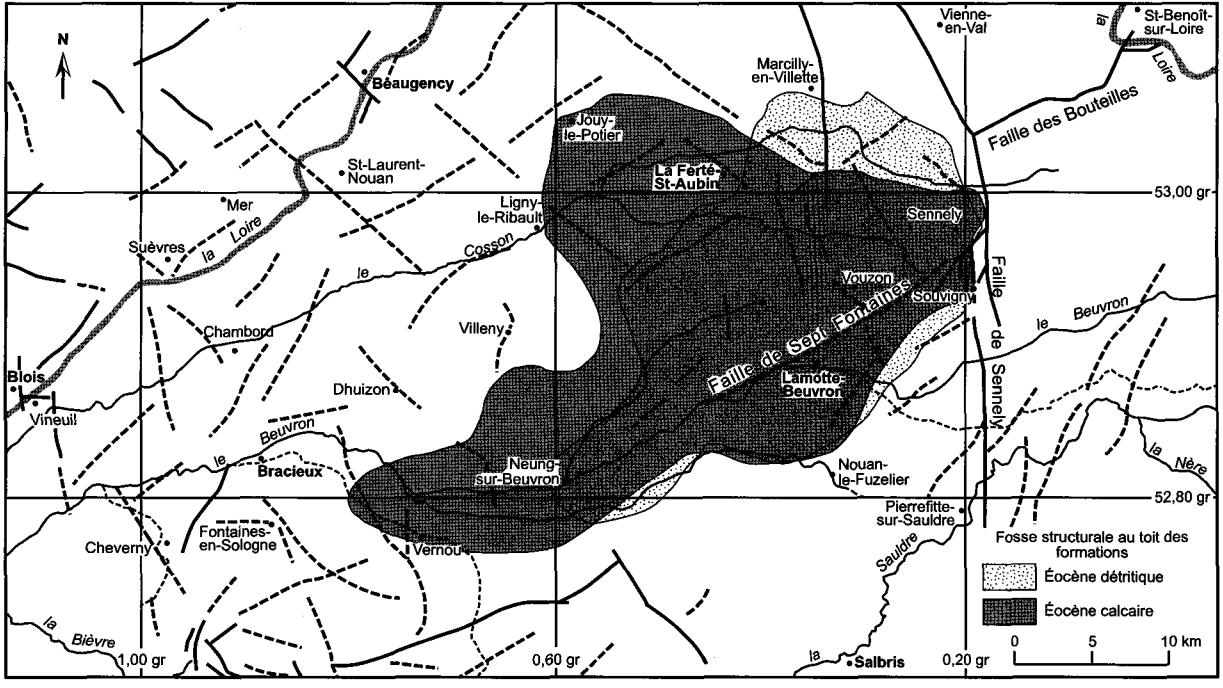
Miocène terminal et Pliocène inférieur (5,3 à 3,4 Ma). Le relèvement de la partie sud du bloc armoricain chasse définitivement la mer de la région. Sur le territoire cartographié, la sédimentation des Sables et argiles de Sologne se poursuit probablement et s'achève au cours du Pliocène inférieur.

STRUCTURATION ET GÉODYNAMIQUE TERTIAIRE DU BASSIN DE SOLOGNE – ANALYSE DES DONNÉES DE SUBSURFACE

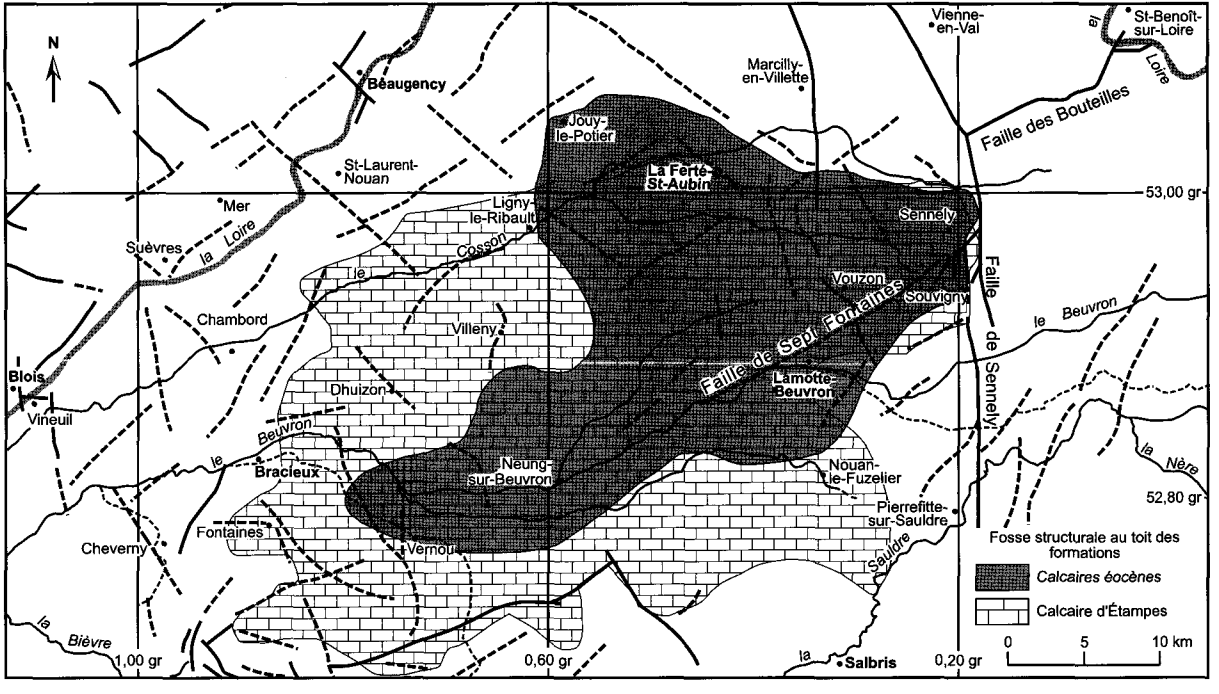
Les cartes structurales en isohypses des toits des formations présentées pour illustrer les différentes unités géologiques, sont utilisées pour préciser le contexte géodynamique au Tertiaire, pour le bassin de Sologne. L'interpolation entre les données de sondage a été possible grâce à une révision totale des données de la Banque du Sous-Sol du BRGM.

Sur quatre documents (cartes 20 à 23), la position des fosses pour chaque formation est représentée deux à deux. Une altitude significative a été retenue pour les différentes formations, par exemple la cote + 70 m pour la surface du toit du Calcaire de Pithiviers. Le cumul sur un même document met en évidence le déplacement des fosses.

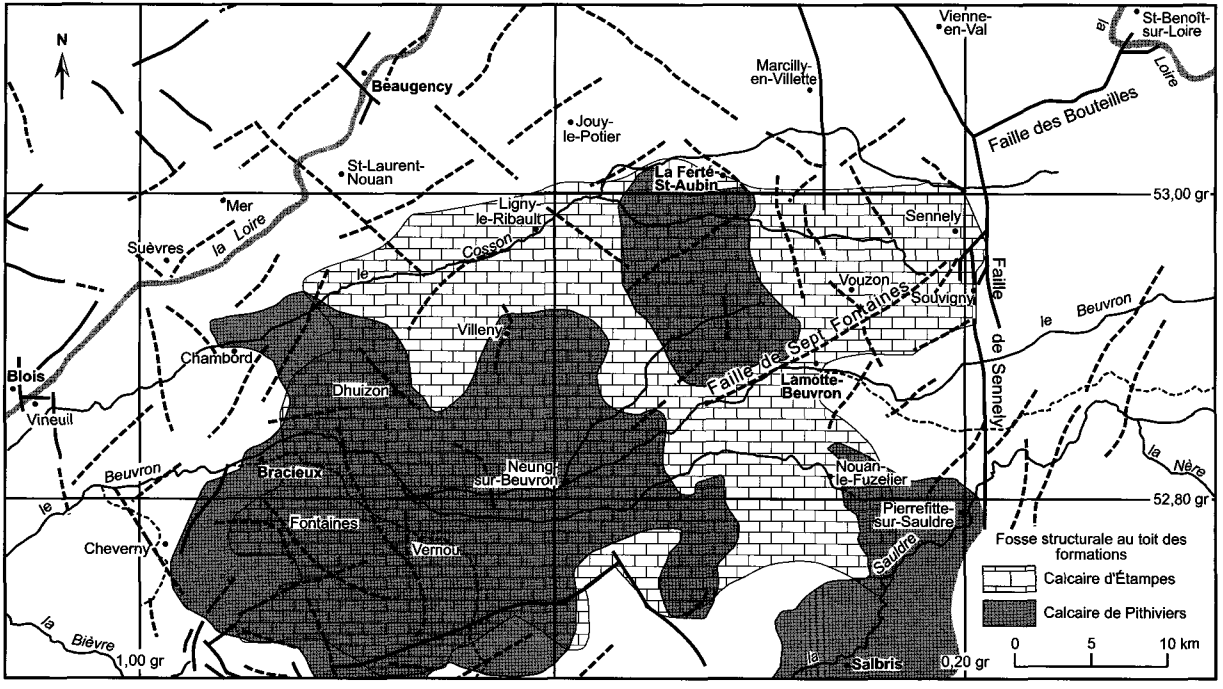
Le point de cumul maximum est la fosse de Sennely, axée sur Vouzon – Lamotte-Beuvron. La fosse au toit de l'Éocène détritique est localisée au Nord-Est. Un élargissement vers le Sud-Ouest s'amorce au toit des calcaires éocènes puis la fosse des Calcaires d'Étampes gagne toute la Sologne.



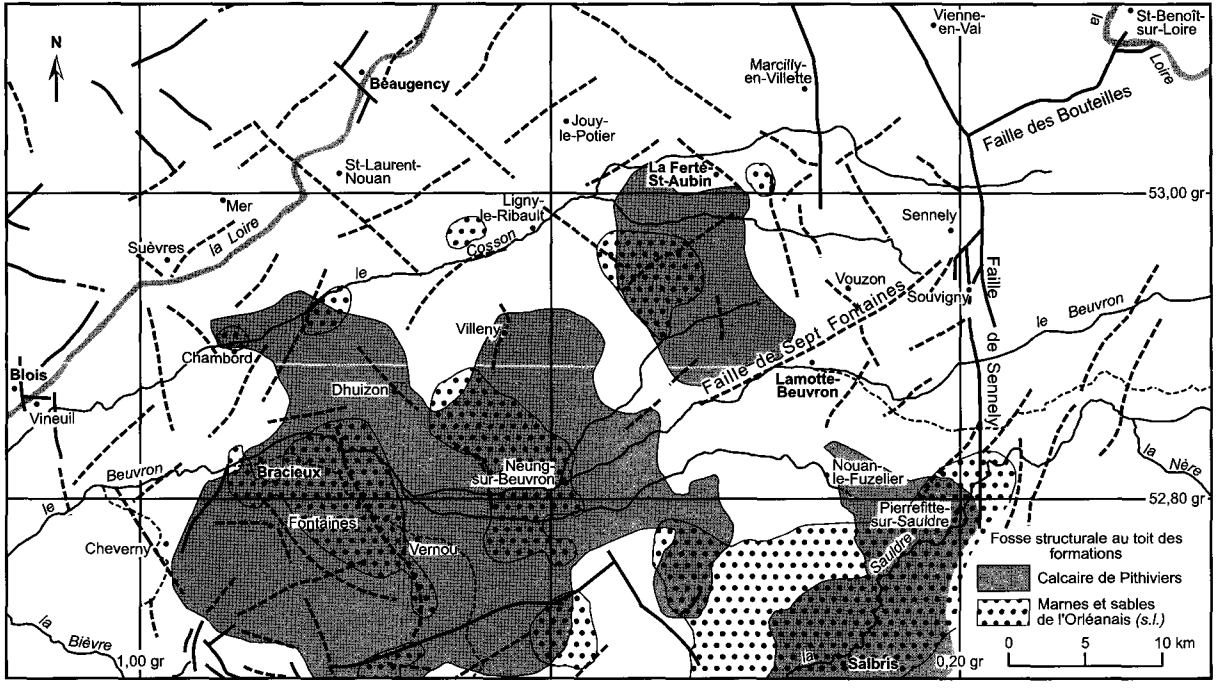
Carte 20 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit de l'Éocène détritique et de l'Éocène calcaire



Carte 21 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit des Calcaires éocènes et du Calcaire d'Étampes



Carte 22 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit du Calcaire d'Étampes et du Calcaire de Pithiviers



Carte 23 - Évolution du positionnement des fosses structurales au toit du Calcaire de Pithiviers et des Marnes de l'Orléanais

Avec le Calcaire de Pithiviers, l'élargissement s'accentue, la fosse de Vouzon subsiste mais plusieurs fosses secondaires apparaissent au Sud et à l'Ouest. À partir du Burdigalien, la notion de fosse disparaît.

L'analyse des déformations enregistrées par chacune des surfaces de toit permet de quantifier celles-ci en fonction du temps géologique. La lecture doit se faire depuis les dépôts les plus récents vers les dépôts les plus anciens (profonds).

La surface du toit des **Marnes et sables de l'Orléanais** (*s.l.*) (base des Sables et argiles de Sologne) (cartes 17 et 19) correspond à la base du Miocène moyen vers -16 Ma. Elle montre une subsidence active postérieure (Miocène supérieur à Pliocène), de l'ordre de 35 m. En effet, les fonds de chenaux sont voisins de la cote + 60 m, alors que le seuil occidental, passage obligatoire pour l'écoulement fluvial, est à la cote + 95 m. Les zones les plus profondes (subsidentes et/ou érodées ?) soulignées par la cote + 75 m sont disséminées sur l'ensemble de la Sologne, la plus importante se situant vers Salbris.

La surface du toit du Calcaire de Pithiviers (carte 12), probablement plane à l'origine, cumule les déformations à partir de la base du Burdigalien vers - 19 Ma. Le plateau de la Petite Beauce au Nord, est porté vers la cote + 120 m alors qu'une fosse se dessine à la cote + 60 à + 70 m depuis le Nord de Soings jusqu'au Nord de Lamotte-Beuvron. Une autre fosse, à la cote + 65 m, se développe de Salbris à Pierrefitte-sur-Sauldre, dont une partie est attribuable au Burdigalien.

En comparant les deux surfaces -16 Ma et -19 Ma, pour estimer le seul jeu attribuable au Burdigalien, on constate que la fosse de Salbris à Pierrefitte-sur-Sauldre est peu active, de même que le secteur à l'Ouest de Vernou. Des subsidences de l'ordre de 20 m s'observent au Nord-Ouest de Lamotte, au Nord de Vernou, au Sud-Ouest d'Yvoy-le-Marron et au Nord de Soings. Des rejeux burdigaliens de failles sont évidents, en particulier sur une flexure Blois – Beaugency où un très fort différentiel altimétrique (20 à 30 m) s'observe ainsi que sur la structure de Soings. La faille de Sennely est active sur une partie de son tracé, au Sud vers Souesmes et au Nord de Sennely. La fosse s'étale assez largement comme le montre la courbe altimétrique + 70 m avec toutefois un approfondissement maximal dans le Sud-Ouest de la Sologne vers + 60 m.

La surface du toit de la **Molasse du Gâtinais**, partie inférieure de l'Aquitanien vers - 22 Ma (carte 10), montre une structure de fosse simplifiée couvrant l'Ouest de la Sologne et avec une zone subsidente principale à la cote + 40 m entre Vernou et Dhuizon et un petit ombilic au Sud-Est de Vouzon. La subsidence cumulée serait de 70 m entre la fosse et

le plateau de Petite Beauce. Le contrôle par les failles est net sur la faille de Sennely et sur un accident méridional Mur–Marcilly-en-Gault.

La surface du toit du **Calcaire d'Étampes** (carte 8), au Rupélien terminal vers 28 Ma, montre une fosse élargie à l'ensemble de la Sologne avec une zone principale à l'Ouest et une zone secondaire à l'Est. La **subsidence cumulée serait de 80 m** entre la fosse et le plateau de Petite Beauce. Les effets du jeu de la faille de Sennely et de l'accident méridional Mur– Marcilly-en-Gault sont bien marqués.

La surface du toit des calcaires éocènes (carte 4), attribuée au Priabonien terminal vers - 34 Ma, fait apparaître le centrage de la fosse dans le quart nord-est de la Sologne. La **subsidence cumulée serait de 110 m** entre la fosse et le plateau de Petite Beauce.

Cette structuration se maintient au niveau des horizons sous-jacents au toit de l'Éocène détritique et au toit de la Craie.

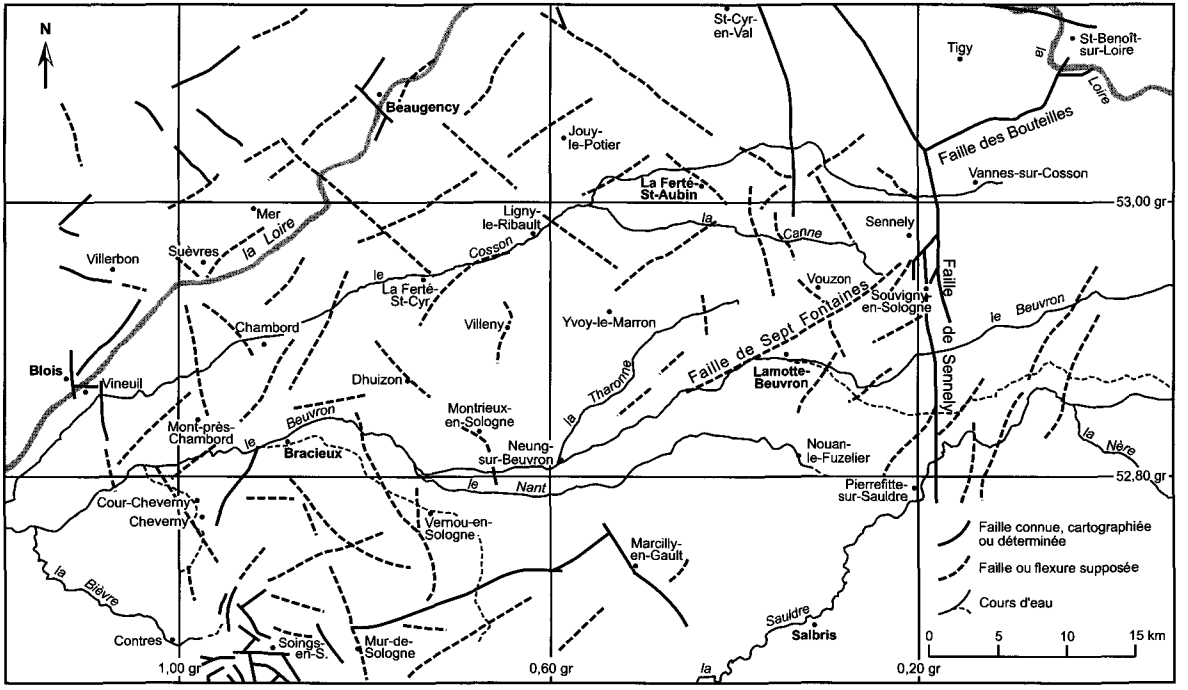
La faille de Sennely tronque la fosse à l'Est avec un rejeu de près de 70 m au niveau de Sennely. L'activité de la faille de Sennely est évidente pendant tout le Paléogène, et se réduit à l'Aquitanien.

Les conséquences géodynamiques sont aussi déduites de l'analyse des variations d'épaisseur (cartes isopaques) qui permet de mieux préciser encore le fonctionnement du bassin en confirmant la migration des dépôts centre (zone d'épaisseur de dépôt maximum attribuée à une zone de subsidence maximale) et le caractère synsédimentaire des failles principales. L'analyse se fait dans l'ordre chronologique.

Les variations d'épaisseur des **calcaires éocènes** (carte 5) s'appuient sur un nombre limité de forages en centre Sologne aussi l'information est-elle à prendre avec prudence. La carte montre un maximum de 30 m sur un bassin nord solognot dépendant de la Beauce et un petit sous-bassin se dessine vers Blois.

Le **Calcaire d'Étampes** (carte 7) donne une répartition très contrastée avec un bassin épais (30 à 50 m) localisé dans le Nord-Est, contrôlé par la faille de Sennely à l'Est, la flexure de la Loire (Blois–Meung-sur-Loire) et une flexure Beaugency–Ivoy-le-Marron parallèle aux accidents armoricains tels qu'à Ouzouer et Marchenoir. Cette géométrie met en évidence que les structures armoricaines (N140) se prolongent sous la Sologne.

Les isopaques de la **Molasse du Gâtinais** (carte 9) confirment la position du dépôt central au Sud de La Ferté-Saint-Aubin avec un début de migration vers le Sud-Est.



Carte 24 - Schéma structural régional

Les isopaques du **Calcaire de Pithiviers** (carte 11) sont difficiles à interpréter dans la mesure où une érosion partielle par les dépôts burdigaliens et une lacune de sédimentation chattienne affecte le toit. Malgré cela, les maxima de dépôts (30 m) se localisent dans l'Est de la Sologne mais avec un élargissement vers le Sud et l'Ouest. Seule la faille de Sennely reste active.

L'ensemble des informations structurales, failles et flexures, connues (cartes géologiques, documents pétroliers et GDF) ou déduites des cartes isohypses et isopaques est reporté sur le schéma structural (carte 24) :

– en trait plein les accidents régionaux repris sur les cartes géologiques, et tirés d'après les études géophysiques sur les sites de stockage GDF, la faille de Sept Fontaines et la faille des Bouteilles (ou de Saint-Benoît-sur-Loire) étant elles tirées de S. Debrand-Passard *et al.* (1998) ;

– en tireté les accidents, sillons ou flexurations mis en évidence à partir de l'analyse des cartes isopaques et isohypses des formations tertiaires.

Ce schéma suggère que le bassin de Sologne, limité à l'Est par la faille subméridienne de Sennely, est principalement contrôlé par un système de failles à directions principales N40-60 et N140, de type armoricain. La fosse principale est limitée par une conjugaison de failles majeures (Sennely) et de seuils (flexures et failles sur l'axe de la Loire (N40), l'axe Mur–Souvigny (N60) et l'axe Blois–Soings (N140).

ELÉMENTS DE GÉODYNAMIQUE QUATERNAIRE ET REMARQUES GÉOMORPHOLOGIQUES

La région n'est pas connue comme une zone particulièrement « active » d'un point de vue sismique et les formations géologiques locales ne marquent pas les déformations légères[4]. Toutefois des données tendent à démontrer la poursuite de mouvements « tectoniques » affectant le bassin de Sologne dans le quaternaire.

En effet, plus au Sud, dans le Massif central, les mesures réalisées *in situ* montrent que celui-ci est soumis à une compression NW-SE (Castaing *et al.*, 1984 ; Debrand-Passard, 1995) -régime décrochant distensif- qui pourrait induire localement des jeux en faille normale des accidents subméridiens (Cornet et Burlet, 1992). Le même phénomène affecte le Sud du bassin de Paris et réactive les failles de Sennely et de Sancerre une nouvelle fois. Au Nord de la Loire, le panneau compris entre les deux accidents (fossé du Loing) bascule en direction de l'Est.

[4] Voir les chapitres « géothermie » et « risques naturels ».

D'après S. Debrand Passard *et al.* (1998), des failles NE-SW comme la faille de Sept Fontaines (feuille Lamotte-Beuvron) et la faille de Bouteille, appelée aussi faille de Saint-Benoît-sur-Loire (feuille Châteauneuf-sur-Loire) à l'Ouest de la faille de Sennely, auraient rejoué au Quaternaire.

Pour J. Larue (1999), le basculement définitif de la Loire vers l'Ouest ne pourrait s'expliquer que par des déformations tectoniques quaternaires, probablement postérieures au Saalien.

Par ailleurs, la comparaison des nivellements NGF (1884-1900) et IGN (1964-1985), réalisée par M. Delfau et N. Lenôtre (1992) suggère la poursuite de mouvements actuels dans la région, à savoir un lent soulèvement de la Sologne et une subsidence plus lente de la Touraine.

L'analyse de traits morphologiques, effectuée ci-après est à caractère indicatif, elle permet de faire ressortir des « coïncidences morphologiques » qui pourraient faire apparaître des évènements récents guidant notamment les réseaux hydrographiques.

Le territoire de Bracieux est marqué par l'incision de trois vallées : la Loire, le Cosson et le Beuvron. Dans la moitié occidentale de la carte, ces trois vallées sont subparallèles et orientées ENE-WSW. Ces alignements sont beaucoup plus marqués par les lignes de crêtes, notamment celle séparant les bassins versants du Cosson et du Beuvron. J.Y. Scanvic (1983), dans le manuel et méthode du BRGM n° 7 (utilisation de la télédétection dans les sciences de la Terre), présente la carte des linéaments de la France d'après l'analyse d'une imagerie thermique du territoire. Sur ce document, il met en évidence ces mêmes linéaments qu'il nomme « sillon du Cosson » et « l'accident tertiaire du bassin de Paris ». Il les interprète comme une discontinuité géophysique tectonique et présumée néotectonique. Plus récemment, S. Debrand-Passard *et al.* (1998) l'interprète à partir du MNT comme un possible paléochenal d'alimentation des Sables du Bourbonnais auxquels ils rattachent les Cailloutis culminants.

Entre Bracieux et le château de Villeneuve, au Sud-Ouest de La Marolles-en-Sologne, le Beuvron s'incurve fortement vers le Nord. À plus grande échelle, des incurvations similaires affectent la Loire, le Cher et le Cosson. Ces incurvations s'alignent sur une direction NE-SW, parallèle à l'incision de la Loire entre Orléans et Blois.

On remarquera qu'à l'échelle du bassin de Paris, l'incision de la Loire NE-SW entre Orléans et Blois s'aligne avec la faille de Metz (fig. 1). D'autres linéaments non datés se dessinent, suivant une direction NWSE ; l'un passe par le château de Chambord et se propage vers le Sud-Est,

parallèlement à la flexuration du Beuvron et aux petites failles régionales rencontrées entre Châteaudun et Vendôme.

Quelques profils sismiques dans le secteur permettraient de lever le voile sur ces approximations morphostructurales.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

PÉDOLOGIE

L'occupation du sol dans le périmètre de cette feuille est largement dominée par la forêt et les cultures, que l'on peut encore observer sur les terrasses de la Loire (feuille La Ferté) sont ici plus réduites. On y observe en fait quatre régions naturelles ou secteurs écologiques qui se partagent inégalement les surfaces : le Val de Loire, séparant la Petite Beauce au Nord-Ouest et la Sologne *lato sensu* au Sud. Sur la base de considérations paysagères et de mise en valeur, en relation avec des spécificités essentiellement lithologiques et pédologiques, on a coutume de distinguer au sein de ce dernier ensemble la Sologne au sens strict, correspondant peu ou prou aux terrains assis de manière directe ou indirecte (alluvions anciennes, colluvions) sur les Sables et argiles de Sologne, et la Sologne viticole, correspondant aux affleurements des niveaux sous-jacents des Sables et marnes de l'Orléanais et du Blésois (SMOB). La répartition des sols et des végétations associées étant régie en grande partie par ces déterminants lithologiques et topographiques, conjointement avec l'aménagement, un exposé s'appuyant sur cet ordre paraît le plus opportun.

Il n'existe pas d'étude pédologique approfondie sur ce périmètre. Parmi les secteurs de référence des études préliminaires au drainage, cartographiés dans les années 1980 (Horemans et Lesaffre, 1981), on notera celui de Cour-Cheverny (Horemans, 1984), qui représente la Sologne viticole, mais se situe en dehors de la feuille Bracieux. Comme les autres, il s'intéresse surtout aux sols agricoles. De fait, le tableau le plus exhaustif des sols solognots – mais développant surtout le point de vue morphologique – est dans le catalogue des stations actuellement et potentiellement forestières de la Sologne (Charnet, 1994), qui s'appuie d'ailleurs sur les nombreux apports de la campagne de cartographie géologique au 1/50 000 commencée en 1986 (feuilles d'Argent-sur-Sauldre, de Salbris, de Romorantin). Dans le cadre où à la suite de cet inventaire, des cartographies de certains secteurs ont été faites, notamment en forêt domaniale de Boulogne dans le cadre de la révision d'aménagement, et en forêt communale de Dhuizon (Hely et Alleaume, 1993). Ces données à diffusion interne et confidentielle, collectées sous la coordination de l'auteur, ont été aussi exploitées pour la rédaction de cette notice. Pour une connaissance générale des sols, il convient également de se référer aux études

des sols développés sur les terrains équivalents et voisins du Loiret (Arrouyas *et al.*, 1989).

Sur les auréoles relictuelles des Cailloutis culminants qui occupent les points hauts (interfluve Cosson – Beuvron, beaux exemples dans le massif de Boulogne), on rencontre des sols ocres podzoliques, plus rarement des podzols vrais. Les horizons de diagnostic sont formés dans une couche superficielle de texture grossière (sable grossier à galets roulés de quartz pour l'essentiel), qui passe fréquemment vers un mètre de profondeur à des horizons sablo-argileux plus ou moins indurés et rubéfiés. Ces niveaux ressemblent aux Sables et argiles de Sologne, auxquels ils ont été sans doute empruntés, mais ils sont traversés par des cordons obliques de galets qui attestent qu'il ne s'agit pas du substrat en place. Il est aussi évident que l'érosion a partiellement « rogné » ces auréoles sommitales, de fait peu épaisses et parfois réduites à un cailloutis résiduel de quelques décimètres d'épaisseur. Quant aux traits d'altérations profonds (silicifications, rubéfactions), ils caractérisent des paléosols finis tertiaires, dont Horemans (1961) a étudié les équivalents sur les feuilles de La Ferté-Saint-Aubin et de Châteauneuf-sur-Loire.

Sur les niveaux caillouteux relevant des vieilles terrasses alluviales (Fv, Fw pour l'essentiel) les sols peuvent garder une tendance podzolique en surface et marquer localement une tendance à l'hydromorphie. Dans les vallées du Beuvron et du Cosson, les alluvions « internes » qui correspondent aux formations Fx et Fy, supportent des sols sableux profonds, peu caillouteux dans l'ensemble et moins évolués. Les plus profonds, meubles et à drainage interne rapide, semblent attachés à la basse terrasse Fy et sont du type ocre podzolique ; ils sont localement désignés par le terme de « sables à lapins ». Ils laissent voir parfois, en situation de rebord ou de talus de terrasse, (transition avec Fx ou Fz) un horizon planosolique associé à une nappe temporaire circulante vers 80-120 cm, qui est la profondeur du substrat. Sur le niveau Fx, le plancher de nappe argilo-sableux est souvent à moindre profondeur (*i.e.* à moins de 80 cm, comme c'est souvent le cas). L'hydromorphie commence à marquer la morphologie du profil, aboutissant à une famille de sols complexes qui oscillent entre le pseudogley et le planosol, selon la situation topographique, la pente locale et l'occupation du sol (les sols forestiers étant naturellement mieux drainés que leurs équivalents prairiaux ou agricoles, en raison d'une prospection racinaire et d'une évapotranspiration plus fortes). Les plus épais d'entre eux peuvent encore présenter en surface, sous forêt, des caractères podzoliques atténués (sols ocres podzoliques « courts » ; sols « micropodzoliques »), difficiles à situer dans les classifications pédologiques traditionnelles. Des toposéquences associant les types précédemment décrits, avec leurs paysages caractéristiques de forêt claire et de landes, sont bien observables le long de la route qui rejoint Neuvy à Bracieux.

Le pôle le plus humide de cette famille de sols correspond aux situations où le substrat m3-p1 est affleurant ou sub-affleurant : glacis, marges de dépressions collectrices sur terrasses, constituant des bandes de quelques dizaines de mètres, et situations d'érosion en rebord de terrasse ; ce sont des sols argileux grisâtres, fréquemment sablo-limoneux ou limono-sableux en surface, à taches d'oxydoréduction marquant un défaut de drainage interne. Ils sont du type planosol-pseudogley, simulant des sols lessivés hydromorphes où des traits d'illuviation sont parfois visibles, se surimposant à une discontinuité texturale héritée et d'origine essentiellement lithologique (matériau parental complexe) ou du type pseudogley d'imbibition capillaire pour les profils argileux dès la surface.

En Sologne viticole, on rencontre des sols similaires aux précédents sur les faciès sableux et argileux. Seuls les faciès d'argiles (couleur typique « vert olive », soit 5Y au code Münsell, mais parfois aussi gris-bleu), relevant des Marnes et sables de l'Orléanais, avec parfois des intercalations sableuses gris-vert et présentant en surface des horizons silteux ou silto-argileux décimétriques, appellent un traitement à part. L'originalité de ces sols tient pour l'essentiel à l'abondance et la minéralogie des argiles (phyllites gonflantes), accessoirement à la proportion de fines en surface, qui induisent des caractères hydromorphes renforcés et une structure vertique en profondeur par rapport aux profils morphologiquement voisins sur Sables et argiles de Sologne. S'y rajoute parfois, comme second caractère différentiel, la présence de nodules carbonatés à moyenne profondeur (entre 50 et 100 cm). De fait, selon le degré d'érosion et d'évolution en rapport avec le relief, et la présence initiale de carbonates, on observe dans cette région deux grands types de sols. Sur les plateaux et les glacis (typiquement, frange occidentale de Boulogne au Nord de Mont-près-Chambord), les sols sont morphologiquement très différenciés, à caractères planosoliques nets, décarbonatés sur 80 cm ou plus, et généralement acides (mull-moder). Sur les versants, on trouve un ensemble de sols moins évolués et moins acides (mésotrophes à eutrophes). Ils peuvent être argileux à faible profondeur (sols bruns à deux couches), et parfois en surface si l'érosion est forte (ils sont alors apparentés aux paléosols sur Keuper ou Cénomanien de Lorraine). Ils peuvent être localement carbonatés.

Les sols du réseau hydrographique sont associés à deux types de situations et de matériaux. Dans les dépressions collectrices C qui drainent les interfluves et les terrasses, résident des pseudogleys d'ensemble, souvent à nappe subpermanente profonde et tendant alors vers le semi-gley ou l'amphi-gley oligotrophes, encore sableux en surface pour la plupart. Quand ces dépressions s'encaissent quelque peu et que les colluvions remanient le substrat, les textures deviennent plus équilibrées, parfois argileuses dans les petits vallons, et on passe à des sols toujours hydromorphes, mais mésotrophes. Enfin dans la vallée alluviale (Fz) dominent des sols à la morphologie (granulométrie, teneur en matières organiques) variable, héritée

de la géodynamique alluviale, mais que rassemble une certaine homogénéité fonctionnelle, sous les espèces d'une hydromorphie permanente à déterminisme extrinsèque (nappe alluviale). Les différences de profondeur de nappe peuvent être associées à la situation dans la plaine d'inondation : sols assez sains en surface sur les barres et grèves sableuses bordant le chenal d'étiage, gleys mésotrophes et à tendance organique dans les chenaux de décantation et bras morts, semi-gleys argileux en limite de vallée ou pied de basse terrasse.

Dans le Val de Loire, on distinguera deux grands types de pédopaysages, les sols des alluvions modernes du lit majeur de la Loire (Fz) et les sols de terrasses. Les premiers relèvent de trois grands types fonctionnels et morphologiques selon leur situation dans la vallée et le faciès alluvial. Sur les bourrelets sableux bordant le lit mineur, ce sont des sols bien drainés et profonds. Dans la plaine d'inondation en arrière de ces levées, on rencontre surtout des sols à pseudogley, sablo-limoneux en surface et argileux en profondeur, à nappe d'accompagnement profonde. Localement, au droit d'anciens chenaux ou de gouttières de piémont, on observe des sols hydromorphes, plus argileux et parfois organiques en surface.

Sur les buttes reliques de la basse terrasse Fy, ou « Montilles », les profils sont plus sableux et à meilleur drainage naturel, ce qui leur confère une vocation maraîchère. Sur les alluvions anciennes des grands niveaux de terrasses du Val (FwL ; FvL ; FuL), dominent des sols sableux à sablo-limoneux à charge grossière quartzeuse, reposant sur des horizons plus argileux et plus ou moins rubéfiés à moyenne profondeur, interprétés souvent à la suite d'Horemans (1961) comme un horizon B de paléosol, et donc d'autant plus altérés que la terrasse est plus ancienne. Ce sont des sols à caractères planosoliques (avec la présence possible au contact du plancher argileux d'un conglomérat quartzeux à ciment ferro-manganique, le « tuff »), et plus ou moins hydromorphes selon le modelé de surface récent, acides sous forêt (planosols et planosols-pseudogleys oligotrophes, pédomorphes). Les sols les plus évolués, fréquemment podzoliques, sont ceux de la haute nappe FuL des Cailloutis culminants qui occupent les points hauts.

On ne citera que pour mémoire les sols de la Petite Beauce dans le quart nord-ouest de la feuille : l'existence d'un recouvrement limoneux (Œ) d'épaisseur métrique (60 à 120 cm) détermine des sols bruns, lessivés ou faiblement lessivés. Les sols calcimagnésiques n'apparaissent en fait qu'à la faveur d'une érosion de ce recouvrement, laissant affleurer ou subaffleurer le substrat calcaire, soit en bordure de vallon. L'accumulation des produits d'érosion (FC) en fond de vallon supporte des sols peu évolués d'apport colluvial récent.

OCCUPATION DU SOL

L'occupation du sol suit assez bien la valeur culturale des terrains, les facteurs limitants étant l'excès d'eau en début de saison, rendant les champs peu praticables et raccourcissant les cycles de cultures, les déficits hydriques estivaux (faible réserve utile), et la pauvreté chimique, qui ont fait – et font toujours dans une certaine mesure – des sols solognots des terres ingrates et peu fertiles. La pauvreté chimique a longtemps interdit la culture du blé et a fait du seigle, cette céréale des régions pauvres, la culture solognote par excellence : elle est peut-être à l'origine du nom de la région (Secalonia) d'après Denizet (1900). Un autre facteur limitant est la nature « mouilleuse » de certaines terres, conséquence de la topographie et/ou de la présence d'argile à faible profondeur (cf. ci-dessus). L'histoire de l'agriculture en Sologne a fait l'objet de nombreux travaux : citons entre autres Gessat (1947), Edeine (1974), Du Ranquet (1957,1960, 1964), Poitou (1985).

Depuis quelques décennies on assiste à une augmentation des déprises agricoles, moins nette toutefois qu'en Sologne centrale ; des cultures abandonnées, maintenues quelques années en jachère dans le cadre des mesures européennes de gel des terres (jachères indemnisées) au début des années 1990, sont souvent reboisées en pins. Les principales spéculations végétales non forestières sont les céréales (maïs grain, blé tendre), les cultures fourragères (prairies permanentes et temporaires, maïs, fourrage), le tournesol, des cultures légumières et quelques vignes. On note une stagnation ou une régression de la Surface Agricole Utilisée (SAU), associée à une extension des friches.

L'espace forestier, nettement dominant sur la feuille Bracieux, a subi depuis la première guerre mondiale un morcellement important lié à une mutation économique et sociologique de la Sologne : déclin de l'activité agricole, importance croissante de la chasse dans l'économie locale et pression foncière au profit de nouvelles catégories d'utilisateurs de l'espace venant de la capitale, moins préoccupés de production que de loisirs. Ces évolutions ont été analysées en détail par P. Gillardot (1981), et J. Mirloup (1975) pour ce qui concerne la chasse.

Le massif de Boulogne-Chambord est la relique d'une forêt plus vaste ayant subi jusqu'à la fin du Moyen-Âge des défrichements sporadiques, appartenant anciennement aux comtes de Blois (Martin-Demezil, 1963-1964). Boulogne (étymologie : « bolonia »), vendue en 1392 au Duc d'Orléans, est devenue royale à l'avènement au trône de Louis XII en 1498, puis est donnée en apanage à Gaston d'Orléans, frère de Louis XIII. Elle est confisquée à la Révolution et rejoint alors le domaine privé de l'État, sous l'appellation de forêt domaniale (4 077 ha). Le chêne rouvre y est dominant et favorisé par les aménagements successifs de longue date, le pin sylvestre ayant été introduit pour reboiser les vides ou mettre en valeur les sols les moins fertiles. Le

domaine de Chambord provient d'un démembrement de l'ancien massif de Boulogne par François 1er en 1523, lors de la création du domaine. Il est maintenant affecté aux chasses, avec des surpopulations de grands animaux qui ne sont pas sans conséquence sur l'état de la forêt. Les sécheresses des années 1989-1992 ont entraîné des dégâts sur les essences comme le hêtre adulte (en forêt de Boulogne, où il est en limite de station du point de vue pluviométrique et hygrométrique), les vieilles futaies de pin sylvestre en retard d'exploitation et les fortes chaleurs estivales de 2003 (40 °C durant 9 jours) ont provoqué çà et là des mortalités sur douglas, en ambiance non forestière (alignements, parcs) et en lisière.

VÉGÉTATION

L'inventaire bibliographique mené il y a une vingtaine d'années par l'Institut d'Écologie Appliquée témoigne d'une certaine richesse en références, mais aussi de l'absence d'études générales récentes. La flore de Sologne est bien connue grâce au catalogue de l'abbé Segret (1931), qui complète celui d'E. Martin (1895) sur les environs de Romorantin. Des enquêtes plus récentes (Lunais *et al.*, 1986 ; Maubert, 1991-1992), complétées par les inventaires et descriptions d'habitats faits dans le cadre du programme européen dit « Natura 2000 » centrées sur les plantes rares et les habitats « d'intérêt communautaire », permettent de suivre la répartition de certaines espèces. Sur le plan phytosociologique, ces travaux (et d'autres consacrés aux prairies comme Delpech, 1976) ont renouvelé la vision syntaxonomique des associations végétales de la Sologne, telle qu'elle apparaissait à l'issue des travaux pionniers de P. Allorge et R. Gaume (1931) et surtout de J. Braun-Blanquet (1967).

La feuille Bracieux présente cet intérêt de pouvoir observer, en traversant le massif de Boulogne d'Ouest en Est, la transition lithologique et pédologique entre la Sologne blésoise et la grande Sologne, qui se répercute dans la végétation (peuplement et flore) par le truchement d'un déterminisme complexe où facteurs physiographiques et historiques interagissent plus qu'ils ne s'additionnent.

La distinction de faciès entre argiles des Sables et argiles de Sologne et argiles des Sables et marnes du Blésois, confirmée dans les sols (caractères morphologiques et chimiques), se répercute dans la flore par la présence d'espèces indicatrices neutroclines (*Rosa arvensis*, *Carex sylvatica*) ou neutrocalcicoles (*Acer campestre*, *Evonymus europaeus* (fusain), *Ligustrum vulgare* (troëne), *Pulmonaria longifolia*) qui marquent la présence de carbonates en profondeur. Même en l'absence de carbonates, les argiles vertes déterminent, du fait de leur plus forte capacité d'échange, la présence d'espèces neutronitroclines absentes sur les sols équivalents développés dans les Sables et argiles de Sologne.

Sur le plan phytogéographique, on note la présence du hêtre en forêt de Boulogne (quasi absent en Sologne centrale), révélant sans doute un topoclimat plus humide sous l'influence de la vallée de la Loire et d'un effet « massif ». L'essence est toutefois en limite de station du point de vue hygrométrique et pluviométrique (cette limite avoisine 750 mm/an dans le bassin de Paris), et les réserves ont été décimées par les sécheresses de 1989-1992, les arbres de sous-étage survivant seuls. Dans le même registre, une méditerranéo-atlantique comme l'asphodèle (*Asphodelus albus*), en limite nord-est, est observable dans le parc forestier de Chambord ou la forêt de Boulogne, en conditions non forestières (fossés, bords de chemins). Pour des compléments sur les groupements végétaux spontanés et artificiels, on se référera à notre étude sur les stations de la Sologne (Charnet, 1994), ou aux résumés publiés dans les notices des feuilles voisines (Lamotte-Beuvron, Romorantin).

HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU

Présentation

La feuille à 1/50 000 de Bracieux couvre deux régions très contrastées séparées par la Loire :

– la Beauce, au Nord et à l'extrémité nord-ouest de la feuille, plateau calcaire, domaine des grandes cultures ;

– la Sologne au Sud, occupant la presque totalité de la carte, correspondant au vaste épandage fluviatile depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire, aux sols argileux et acides, domaine des forêts et des étangs.

Sur l'ensemble de la feuille, les principales formations constituant des réservoirs aquifères sont, en partant des plus récentes :

– les alluvions ;

– les formations détritiques de Sologne, dont les dépôts se succèdent du Miocène au Pliocène inférieur ;

– les calcaires de Beauce qui affleurent au Nord de la Loire, mais se prolongent sous les formations de Sologne.

En profondeur, n'apparaissant pas sur la carte, on trouve d'autres formations aquifères :

– la craie du Sénonien au Turonien moyen ;

– les sables du Cénomanien ;

– les sables du Crétacé inférieur ;

– le calcaire oolithique du Dogger ;

– les sables et grès du Trias, à très grande profondeur.

Eaux superficielles et alluvions

Les alluvions sablo-argileuses de la Loire constituent un réservoir hétérogène, alimenté conjointement par le fleuve et par les nappes latérales (nappe de Beauce au Nord et nappe des calcaires lacustres au Sud), en plus des pluies efficaces dans le val. On ne connaît pas de captages dans les alluvions, étant donné la présence des calcaires au-dessous qui fournissent une ressource abondante. Mais les puits sont très nombreux, utilisés parfois pour l'arrosage de jardins.

Le domaine de la Sologne est traversé par deux petites rivières s'écoulant globalement selon une direction E-W : le Cosson et le Beuvron. De faible puissance, les alluvions correspondantes sont argileuses et ne peuvent constituer des réservoirs aquifères.

Les étangs sont très nombreux dans la moitié sud-est de la feuille où l'argile prédomine. Ils sont alimentés par le ruissellement mais parfois par forage dans les nappes d'eau sous-jacentes. Ce sont des sites privilégiés pour la faune ; ils sont utilisés comme réserves de pêche ou pour l'irrigation de quelques surfaces cultivées.

Formations détritiques de Sologne

L'épandage fluviatile de Sologne forme un vaste système aquifère multicouche. Il correspond aux trois unités géologiques indiquées sur la carte :

– les terrasses alluviales du Quaternaire ancien, sablo-argileuses et relativement homogènes. Elles renferment une maigre ressource exploitée seulement par des puits traditionnels ;

– les Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois, du Burdigalien (Miocène inférieur), plus grossiers ;

– les Sables et argiles de Sologne du Serravalien (Miocène moyen) au Pliocène inférieur, répartis suivant des chenaux au milieu de dépôt d'argile, formant un aquifère très hétérogène.

Cependant, ces trois formations ne sont généralement pas discernables sur les coupes des forages. Nous les réunissons ici sous l'appellation de « Sables de Sologne ».

La nappe des Sables de Sologne est alimentée par les pluies efficaces et est drainée par l'ensemble des petits cours d'eau et par la Loire (Maget, Jauffret, 1988).

La productivité est toujours très réduite, de 10 m^3/h au mieux.

Les eaux sont de tendance acide, quelquefois chargées en fer. Peu profonde, cette ressource est vulnérable ; les analyses existantes provenant de captages mixtes (c'est-à-dire prenant de l'eau plus profonde avec un mélange d'eau provenant de ces sables) présentent toujours des teneurs en nitrates élevées avec une grande variabilité du fait de cet aquifère superficiel facilement pollué.

Cette nappe est exploitée par de nombreux puits traditionnels. Les forages – peu profonds – sont rares, du fait d'une part de la difficulté et du coût des captages dans les sables, d'autre part de leur faible productivité. L'eau est utilisée à des fins domestiques, ou pour l'agriculture lorsque de faibles débits suffisent. Dans la partie orientale de la carte, où les sables sont rencontrés à plus grande profondeur, l'eau est parfois utilisée pour l'alimentation humaine d'habitations particulières.

Calcaires lacustres

Les Calcaires de Beauce affleurent au Nord de la Loire. Intensément fissurés, ils renferment la principale nappe de la région. Au Sud de la Loire, ils sont recouverts par les formations détritiques de Sologne et s'enfoncent vers le Centre de la fosse de Sologne jusqu'à la cote + 60 m soit à 30 m de profondeur au Sud-Est de la feuille, dans la vallée du Beuvron.

Nappe des Calcaires de Beauce

Côté Beauce, la nappe est libre, alimentée par les pluies efficaces et s'écoule vers le Sud-Est, drainée par la Loire.

Le calcaire étant fracturé, voire karstique, les caractéristiques hydrodynamiques sont extrêmement irrégulières ; le débit spécifique peut varier de 2 à 100 $m^3/h/m$ pour deux forages voisins, semblables.

La nappe de Beauce est ici très vulnérable, comme l'ont montré les analyses d'eau aux forages de Mer, avec une forte contamination par les activités agricoles. En raison de cette vulnérabilité, les captages d'eau potable n'exploitent actuellement pas cette nappe qui reste l'objectif des captages agricoles, mais aussi – depuis la fin des années 90 – pour l'arrosage de jardin et pour le chauffage par pompe à chaleur (Maget, 1995a).

Nappe des Calcaires lacustres de Sologne

Sur la frange nord de la Sologne, les Calcaires de Beauce se différencient nettement en deux parties : le Calcaire de Pithiviers affleurant et le Calcaire d'Étampes, séparés par la Molasse du Gâtinais qui joue un rôle de filtre. Cette différenciation n'est pas toujours évidente, en particulier vers le Sud, où les

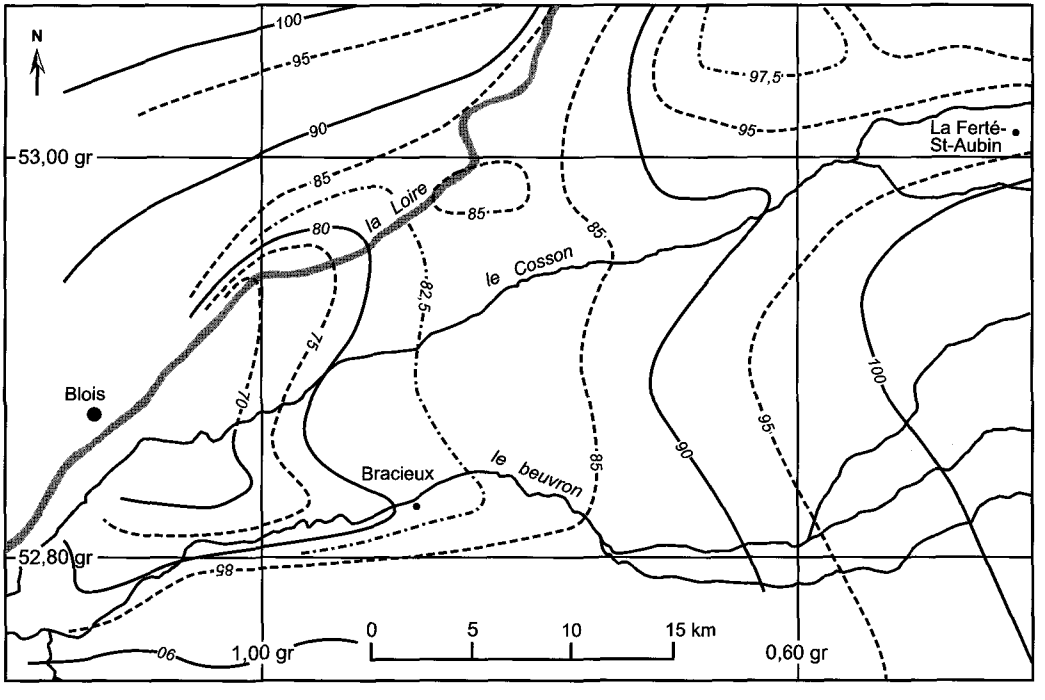


Fig. 8 - Surface piézométrique de la nappe des calcaires de Beauce (Diren Centre - 2004)

coupes de forage indiquent souvent une masse calcaire indivise par défaut d'observation.

Sous la Sologne, la nappe – captive – s'écoule globalement vers l'Ouest (fig. 8), drainée directement ou non par la Loire et par les deux rivières du Cosson et du Beuvron. Dans ces deux vallées, la nappe est localement artésienne.

L'alimentation de cette nappe est assurée uniquement par drainance au travers des formations supérieures, les calcaires n'affleurant pas en amont, mais passant latéralement à des marnes puis se biseautant vers Salbris (Giot, 1999). De ce fait, les eaux de cette nappe sont anciennes et ce, d'autant plus que l'on remonte vers l'amont, c'est-à-dire vers l'Est : 12 000 ans à Tour-en-Sologne, 15 000 à Dhuizon, 30 900 à Neung-sur-Beuvron (Olive, 2002).

La productivité des calcaires est élevée, avec des débits spécifiques variant de 2 à 100 $m^3/h/m$. À Chambord, le deuxième forage d'alimentation en eau potable a fourni en pompage un débit de 240 m^3/h. Les transmissivités calculées vont de 0,6 à 16 x 10^{-3} m^2/s.

En ce qui concerne les caractéristiques de l'eau, les deux nappes des calcaires lacustres sont nettement différenciées au Nord de la Sologne, du fait de la présence de la Molasse du Gâtinais :

– dans le Calcaire de Pithiviers, la contamination par les nitrates est très forte (> 50 mg/l) ; il n'y a pas de fer ;

– dans le Calcaire d'Étampes, les nitrates sont totalement absents, en revanche, les teneurs en fer et manganèse sont parfois élevées, nécessitant un traitement pour la distribution d'eau potable.

Les principaux paramètres sont :

– conductivité : 300 à 580 µS/cm ;

– pH de 7,3 à 8,0 ;

– dureté très variable, de 13 à 35°F ;

– TAC de 14 à 20°.

En domaine captif, quel que soit le niveau capté, l'eau est de bonne qualité.

On note quelques forages avec une teneur élevée en arsenic (Mont-près-Chambord).

La nappe des calcaires lacustres est ici exploitée pour de multiples usages : l'agriculture du fait des forts débits obtenus, l'alimentation humaine en raison de la bonne qualité de l'eau, les besoins domestiques, etc. Les conflits d'usage

ont amené l'Agence de l'Eau à classer dans le SDAGE cette nappe captive en NAEP (Nappe réservée pour l'Alimentation en Eau Potable).

Craie du Sénonien-Turonien

Bien que n'affleurant pas sur la surface couverte par la carte, la craie du Sénonien-Turonien est rencontrée en forage à relativement faible profondeur en Beauce (50 m environ) et sur la frange nord de la Sologne. Elle s'enfonce à l'Est vers le centre de la fosse de Sologne (72 m de profondeur à Cour-Cheverny, plus de 100 m à Montrieux-en-Sologne). La craie est séparée du Calcaire de Beauce par une vingtaine de mètres d'Argile à silex (Mer, Saint-Dyé).

Près de la Loire, la productivité de cet aquifère est élevée : 100 m^3/h à Mer, avec une transmissivité de 1,5 x 10^{-3} m^2/s. Les paramètres hydrodynamiques ne sont pas connus côté Sologne, où l'on ne rencontre que des forages agricoles qui fournissent des débits pouvant dépasser 80 m^3/h (BRGM, 1971).

Les principales caractéristiques physico-chimiques de l'eau sont :

- un pH à tendance basique (7,15 à 7,6) ;
- une dureté élevée : 25 à 28°F ;
- un TAC > 21° ;
- du fer en excès (0,4 mg/l) lorsque la nappe est exempte de pollution.

Ces caractéristiques diffèrent de celles des eaux du Calcaire de Beauce, attestant d'une absence de communication entre les deux aquifères. La carte n° 3 suggère toutefois l'absence locale des formations imperméables éocènes, rendant possible des communications.

La nappe de la craie est captée essentiellement pour l'eau potable (Mer, Suèvres), mais il existe de nombreux forages agricoles dans la moitié occidentale de la feuille où la craie est encore peu profonde.

Aquifères profonds

D'autres formations aquifères sont présentes sur l'étendue de la carte de Bracieux, mais elles ne font pas l'objet de captages, puisque l'on trouve d'autres ressources moins profondes. Les informations relatives à ces aquifères se basent essentiellement sur le forage proche de Villebourgeon (n° 430-5-1) réalisé pour la recherche pétrolière.

Sables du Cénomanien

Les sables du Cénomanien se rencontreraient de 200 m à l'Ouest à plus de 300 m vers Dhuizon ; leur épaisseur est de 60 m.

Dans les environs de la carte, cette nappe est exploitée exclusivement pour l'alimentation humaine (Orchaise, Romorantin, Salbris, ...) (Maget, 1995b).

Sables du Crétacé inférieur

Environ 50 m plus bas, on rencontre une succession de bancs sableux, s'étageant probablement de l'Albien au Barrémien, dont l'épaisseur cumulée est de l'ordre de 25 à 30 m. Ils ne sont connus sous la Sologne que par les forages pétroliers. La nappe des sables de l'Albien est captée très au Nord (Vendôme, région de Châteauneuf-sur-Loire) ou près des affleurements au Sud-Est (Aubigny-sur-Nère). Ils disparaissent au Sud-Ouest de Bracieux.

Calcaires du Dogger

Parmi les épaisses séries carbonatées du Jurassique, celle du Dogger renferme un banc oolithique et graveleux qui s'est révélé aquifère au forage voisin de Villebourgeon. Enfoui à plus de 1 000 m de profondeur, ce réservoir renferme de l'eau à une température d'environ 45° et à une salinité de plus de 10 g/l (Mousse et Maget, 1976).

Sables et grès du Trias

Le réservoir d'origine sédimentaire le plus profond est constitué par les bancs de sables et de grès du Trias, vers 1 300 m de profondeur. Bien connus sur le dôme géologique de Contres, ce réservoir est épais d'une trentaine de mètres ; sa porosité y est de 10 à 30 % et sa perméabilité de l'ordre de 1 ˜ 10^{-5} m/s. Trop profond pour pouvoir offrir une eau potable (température d'environ 60° et salinité de 20 g/l en chlorures de sodium), ce réservoir est utilisé dans le dôme de Contres pour le stockage de gaz.

RÉGIME THERMIQUE RÉGIONAL

Ressources géothermiques

Les données géothermiques du sous-sol français datent pour la plupart de plus de 25 ans. Une donnée géothermique consiste en une série de mesures de températures dans un forage : on obtient alors un profil thermique, ou « géotherme ». La connaissance de la conductivité thermique des terrains permet d'en déduire le flux de chaleur de la région. Ainsi, pour quantifier

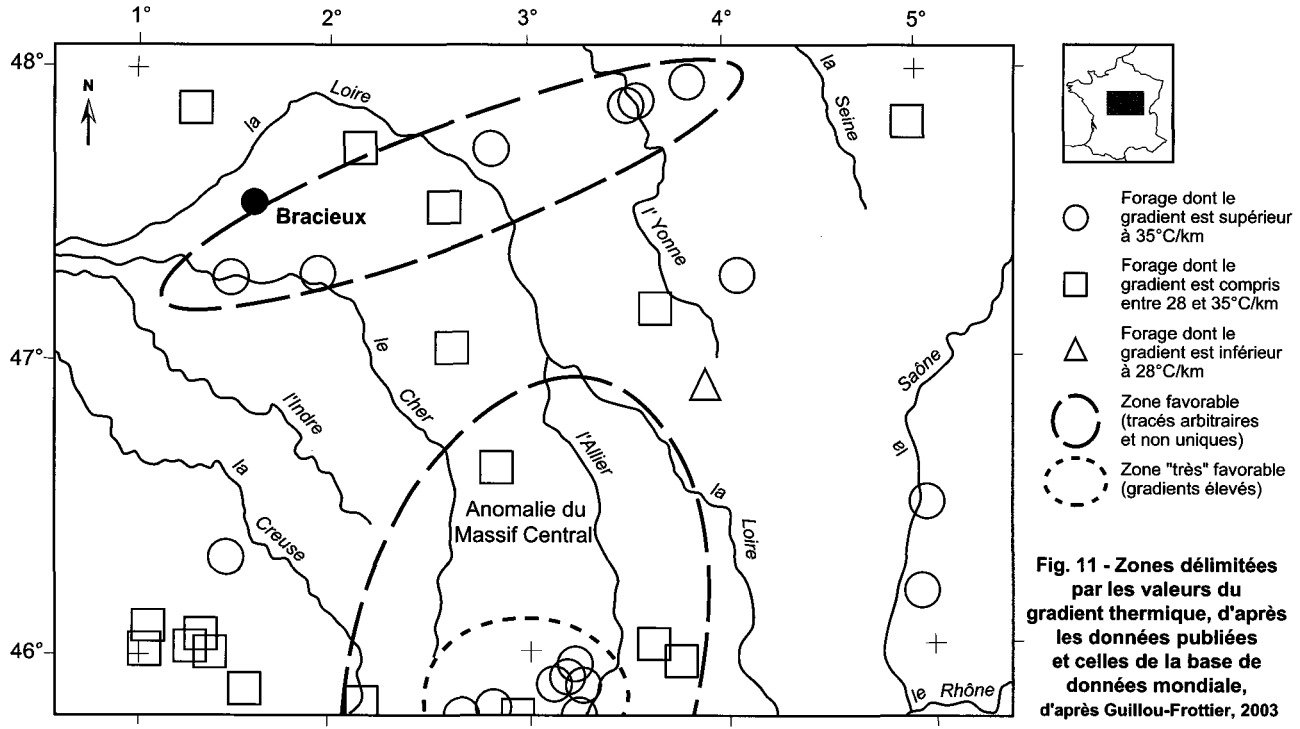


Fig. 11 - Zones délimitées par les valeurs du gradient thermique, d'après les données publiées et celles de la base de données mondiale, d'après Guillou-Frottier, 2003

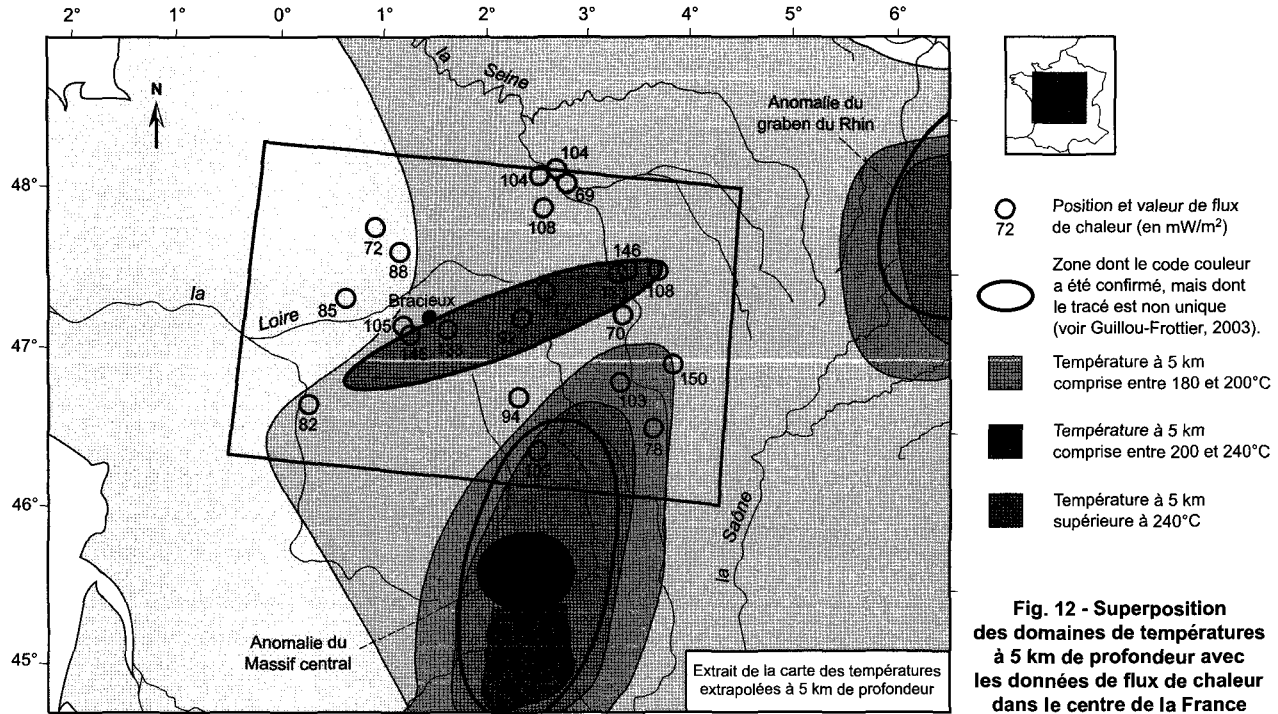
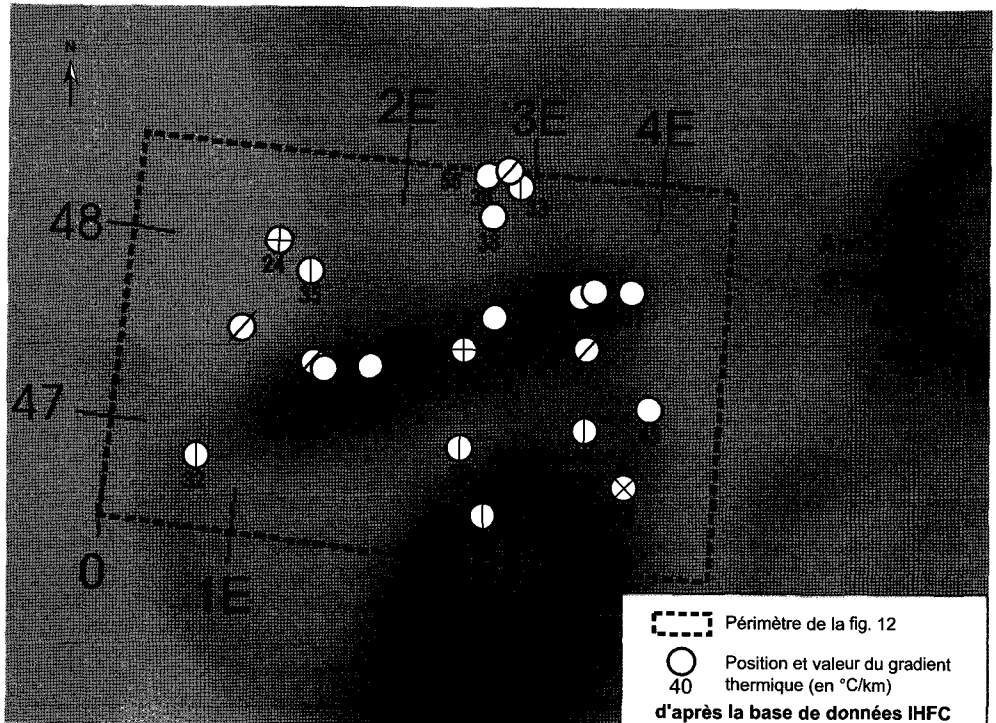
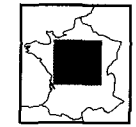


Fig. 12 - Superposition des domaines de températures à 5 km de profondeur avec les données de flux de chaleur dans le centre de la France





Gradient anormalement élevé (> 35°C/km)

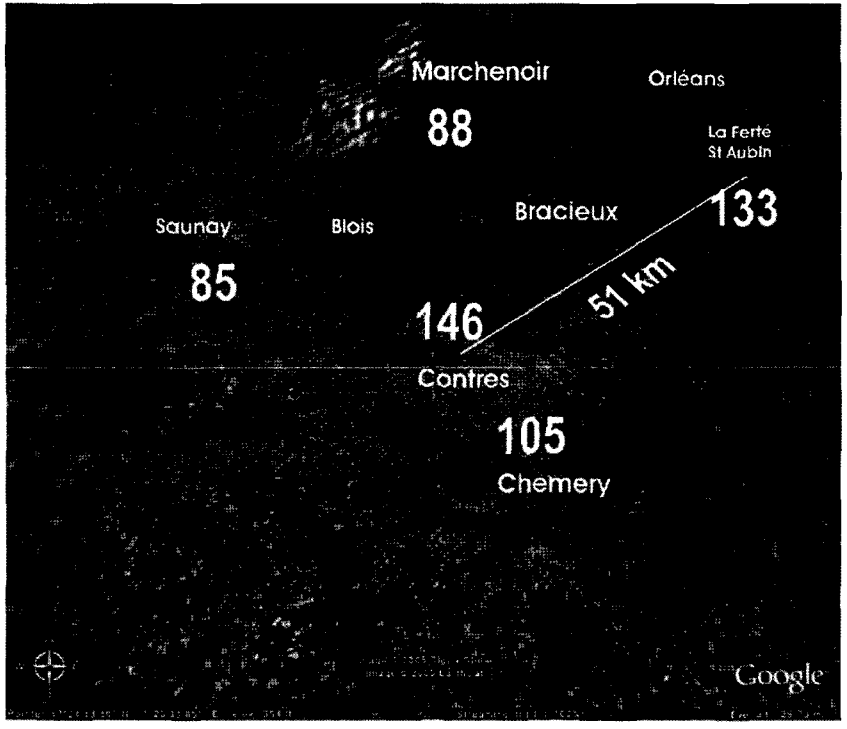
Gradient élevé (entre 30 et 35°C/km)

Gradient "normal" (entre 25 et 30°C/km)

Gradient faible (< 25°C/km)

Valeur du gradient indéterminée

Fig. 13 - Précisions par rapport à la figure 12, avec indications des valeurs du gradient thermique



105
Chemery
Site et valeur du flux de chaleur(mW/m²)

Fig. 14 -
Mise en évidence de l'anomalie régionale du flux de chaleur au voisinage de Bracieux
Sources : données IHFC

thermiquement un sous-sol, on peut utiliser la valeur de la température à une profondeur donnée (en °C), le gradient géothermique pour un domaine de profondeur (en °C/km), et le flux de chaleur en surface (en mW/m≈). Les valeurs discutées ci-dessous correspondent aux informations tirées (1) de la base mondiale des données de flux de chaleur fournie par l'International Heat Flow Commission (IHFC, Pollack *et al.*, 1993) ; (2) de la compilation nationale du BRGM qui date de 1978.

Données thermiques

• *Températures profondes et anomalies thermiques*

En France, le gradient géothermique moyen est de l'ordre de 30 °C/km et le flux de chaleur moyen autour de 80 mW/m≈. Ces deux valeurs sont deux fois plus élevées que celles des régions thermiquement stables (régions non volcaniques et inactives tectoniquement). En considérant les valeurs moyennes en France et en prenant une température moyenne à la surface de 15 °C, on s'attend à des températures de l'ordre de 45 °C à 1 km de profondeur.

Les données géothermiques mesurées en France correspondent à des valeurs température-profondeur mesurées dans des puits géothermiques, dans des forages miniers, mais le plus souvent dans des puits pétroliers. Aussi le nombre de mesures par profil se limite souvent à quelques valeurs qu'il faut interpoler, voire extrapoler pour déduire la température à une profondeur donnée. Ce travail d'interpolation et d'extrapolation a été réalisé en 1978 par le BRGM, et a résulté en une série de cartes montrant d'une part les valeurs obtenues, d'autre part une tentative de cartographie des isothermes tous les 500 m de profondeur. La figure 10 (hors-texte) montre ces deux informations pour la région (élargie) de Bracieux. Alors que les températures sont à peine plus élevées que la moyenne à 500 m de profondeur, une anomalie se dégage clairement à partir de 1 000 mètres. Une valeur de 62 °C y est déduite dans le forage de Contres, à une dizaine de kilomètres au Sud-Ouest de Bracieux.

Selon les cartes de la colonne de droite de la figure 10 (hors-texte), l'anomalie identifiée semble se décaler vers l'Est à plus grande profondeur. Il faut toutefois noter que, comme pour toute interpolation, la précision est biaisée par la répartition spatiale des données ; dans ce cas précis, les données profondes sont bien plus nombreuses vers le Centre du Bassin parisien que vers Tours, et le décalage vers l'Est n'est peut-être qu'un artefact. Si l'on se limite à 1 500 m de profondeur, l'anomalie à 80 °C (soit 20 °C d'écart par rapport à la valeur moyenne en France) se situe bien à quelques kilomètres au Sud de Bracieux.

Nom du site	LAT	LON	Altitude (m)	Zmin (m)	Zmax (m)	Grad (°C/km)	Cond (W/m/K)	Flux (mW/m²)
CHEMERY	47,38	1,48	129	840	1 100	/	2,5	105
CONTRES	47,38	1,48	136	0	1 102	50	2,93	146
LA FERTE	47,38	1,95	98	0	1 154	40	3,34	133
SAUNAY	47,58	0,92	128	720	780	/	2,4	85
MARCHENOIR	47,86	1,35	145	0	957	35	2,51	88

Zmin et Zmax représentent les bornes du domaine de profondeur où a été calculé le gradient thermique. Cond est la conductivité thermique ; lorsque le gradient n'est pas indiqué, c'est que trop peu de mesures de températures étaient disponibles.

Tableau 9 - Les 5 sites voisins de Bracieux.

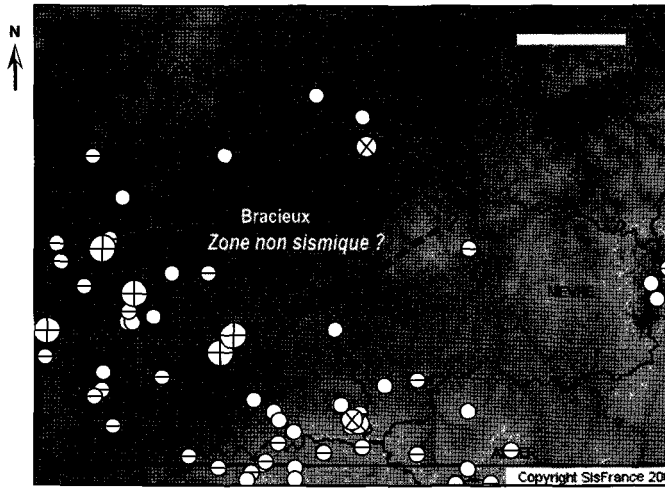
• *Gradient géothermique et flux de chaleur*

Récemment, le BRGM a mené une étude destinée à l'analyse des zones à fort potentiel géothermique en Europe (Genter *et al.*, 2003). Elle a permis de confirmer cette région chaude du Centre de la France, sans toutefois détailler les valeurs. Une carte des « températures à 5 km de profondeur en Europe » avait été réalisée quelques années auparavant par une compagnie pétrolière. Le travail a consisté en particulier à utiliser les données publiées et celles de la base mondiale fournie par l'International Heat Flow Commission. La figure 11 montre un extrait de ce travail (Guillou-Frottier, 2003), où l'anomalie au Nord du Massif central correspond à celle décrite en figure 10. Les données décrites en figure 11 sont classées selon la valeur du gradient thermique, et l'anomalie regroupe plusieurs sites où le gradient est supérieur à 35 °C/km.

La base de données mondiale contient d'autres informations utiles, comme le domaine de profondeur utilisé pour déterminer le gradient thermique stable, le nombre de mesures de températures effectuées, ainsi que le flux de chaleur en surface. Les valeurs du flux de chaleur pour le Centre de la France sont indiquées sur la figure 12, à partir du fond cartographique de la carte des températures à 5 km de profondeur (il s'agit donc de 2 informations distinctes et complémentaires). On remarque que la zone orange contourée correspond également au rassemblement de valeurs de flux élevé.

Afin de décrire plus complètement cette anomalie, les valeurs du gradient thermique fournies par la base de données IHFC ont été reprises en détail. Ces valeurs sont indiquées en figure 13. Là encore, la région de Bracieux est entourée de gradients thermiques anormalement élevés.

À une échelle plus locale, cinq valeurs de la région de Bracieux ont été retenues. Elles correspondent en partie aux forages profonds (cf. chapitre description des terrains non-affleurants) « Chémery », « Contres », « la



Degrés d'intensité (échelle macrosismique MSK)

⊖ 4 et 4.5 : séisme modéré
⊗ 6 et 6.5 : dommages légers
○ 5 et 5.5 : séisme fort
⊕ 7 et 7.5 : dommages prononcés

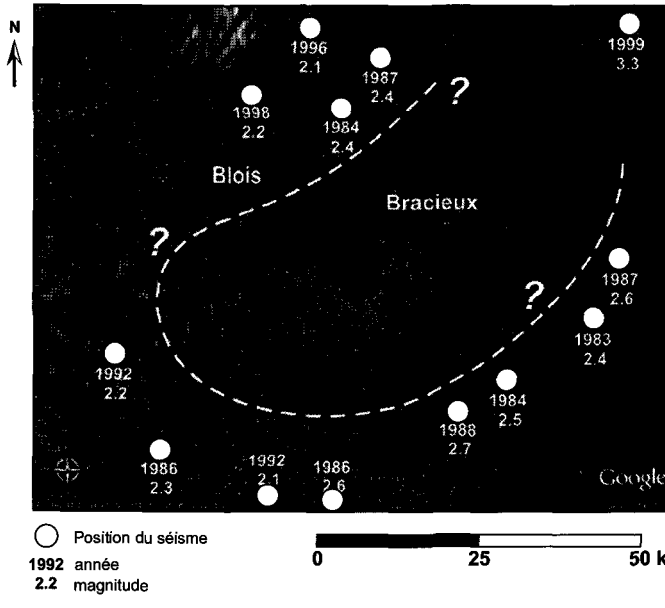


Fig. 15 - Mise en évidence d'une zone non sismique à partir de 2 sources d'informations différentes sur la sismicité
(Sisfrance pour l'intensité, et Google Earth pour la magnitude)

Ferté », « Saunay » et « Marchenoir ». Les informations utiles de la base de données IHFC sont reprises dans le tableau 9.

La figure 14 montre les valeurs du flux de chaleur pour ces 5 sites. La distance séparant les villes de Contres et de la Ferté (51 km) souligne le caractère régional de l'anomalie, bien que des effets locaux (réfraction thermique, circulations de fluides) puissent également jouer. Ne disposant ni des données sources, ni de l'allure des profils thermiques, il est toutefois difficile de rapprocher chacune des valeurs élevées à une cause locale. L'hypothèse du caractère régional est étayée au paragraphe suivant.

• Relation avec la sismicité

L'utilisation du site internet « Google Earth » a permis de superposer les séismes répertoriés dans cette région. Curieusement, une zone vide apparaît autour de la région de Bracieux (fig. 15). Cette observation a ensuite été confirmée à partir des séismes historiques et contemporains répertoriés sur le site « Sisfrance » (fig. 15). L'information de Google Earth concerne la magnitude du séisme (il s'agit de séismes de faible magnitude, autour de 2,5), et celle de Sisfrance reporte les dégâts provoqués (intensité des séismes). Même si les deux types d'observation diffèrent, une zone « non sismique » apparaît autour de Bracieux.

La relation entre zone non sismique et zone à flux de chaleur élevé n'est pas nécessairement fortuite puisque les transitions entre comportement fragile et ductile d'une roche dépendent de la température. Une zone fragile supportera d'autant moins les contraintes mécaniques qu'elle sera froide, ou, en d'autres termes, la région de Bracieux est peut-être davantage protégée des séismes puisqu'elle est anormalement chaude.

Pour compléter ce raisonnement, il faudrait connaître avec précision la profondeur des séismes concernés, ainsi que la sensibilité à la température des critères de ruptures des roches pour ces profondeurs. Malheureusement, les réseaux sismiques disponibles en ligne (ReNaSS, LDG, DASE-CEA) ne donnent pas l'information précise de la profondeur, celle-ci étant estimée à 1, 5, 10 ou 15 km de profondeur sans plus de précision.

Les 13 séismes répertoriés sur la figure 15 sont par exemple bien présents sur la base de données en ligne de ReNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique), mais pour chacun d'eux, la profondeur annoncée est de « 5 km », soit probablement entre 2,5 et 7,5 km. Avec une température de surface de 15 °C et un gradient de 30 °C/km pour la région sismique (en dehors du pointillé blanc de la figure 13), on obtient un domaine de température compris entre 90 et 240 °C. Dans la zone « anormalement chaude » (intérieur du pointillé blanc), si on considère le gradient de 50 °C/km (valeur à Contres),

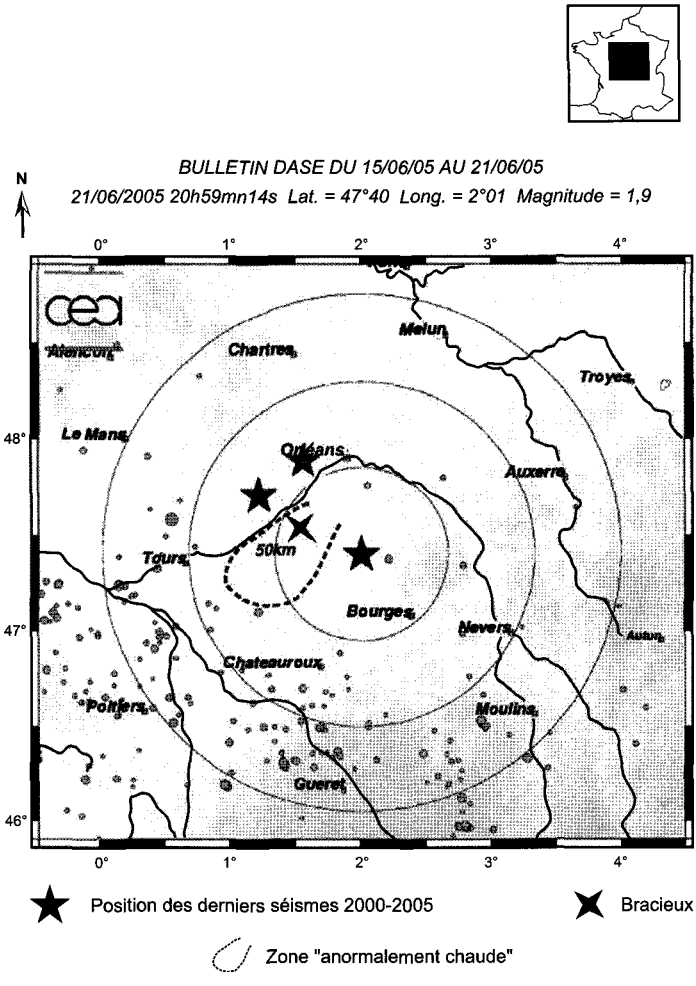


Fig. 16 - Position des 3 derniers séismes au cours des 5 dernières années ayant été enregistrés dans le Loir-et-Cher

-le fond de carte correspond au séisme de Salbris-

La région anormalement chaude reste encore vierge de tout évènement sismique.

Source : site internet des applications militaires du CEA (www-dase.cea.fr)

alors que les températures aux profondeurs [2,5-7,5 km] s'échelonnent de 140 °C à 390 °C, il s'avère que la transition fragile-ductile, marqueur d'un changement de rhéologie, correspond à des températures avoisinant les 350 °C (d'autres facteurs interviennent). Il n'est pas exclu que ces relations entre thermicité et sismicité existent, mais la nature et l'amplitude des séismes doivent alors être considérées.

Afin d'étayer un peu plus ce rapprochement, et donc pour mettre l'accent sur cette zone « anormalement chaude », une recherche des séismes ayant eu lieu dans la zone concernée (LAT = [46°30 – 48°30], LON = [0-4°30]) au cours des 5 dernières années a été effectuée. Il apparaît que seuls 3 événements, sur les 126 obtenus, ont eu lieu dans le département du Loir-et-Cher, et se situent à Ouzouer-le-Marché, Salbris et au Nord-Ouest de Montlivault (fig. 16), c'est-à-dire en dehors de la zone anormale soulignée en bleu dans ladite figure.

RESSOURCES GÉOTHERMIQUES ET EXPLOITATION LOCALE

Généralités

L'énergie géothermique est l'énergie calorifique stockée dans la masse de notre Terre.

Cette énergie est omniprésente dans notre sous-sol quelle que soit sa profondeur ; par contre son niveau de température varie en fonction de la profondeur. La valeur de l'accroissement de la température en fonction de la profondeur est désignée par le terme de « gradient géothermique », d'une valeur moyenne de 3 °C/100 m en France.

L'énergie de la Terre est disponible sur l'ensemble des territoires ; c'est l'analyse conjointe de la typologie locale des formations géologiques, du gradient, et des objectifs de développement local qui conduira à la mise en œuvre de dispositifs exploitant la géothermie.

En terme d'usage final, la segmentation par filière est la suivante sur le territoire de la carte :

– filière électricité. C'est la géothermie très profonde ; la température des roches chaudes à grande profondeur (5 000 m) permet de produire de la vapeur pour l'alimentation des centrales électriques ; en France métropolitaine ce type de dispositif est encore expérimental ;

– filière chauffage direct. C'est la géothermie basse température qui consiste en l'exploitation d'aquifères profonds (généralement à plus de 45 °C) pour utilisation directe de chaleur par l'industrie, le chauffage de l'habitat collectif, l'agriculture, … ;

– filière Pompe à Chaleur (PAC) géothermale. C'est la géothermie très basse température qui consiste à valoriser l'énergie du sous-sol pour chauffage et/ou le rafraîchissement des bâtiments, de la maison individuelle au bâtiment collectif. Plusieurs modes d'exploitation du sous-sol sont possibles :

. un dispositif de sonde géothermique verticale permet d'exploiter la chaleur du sous-sol sans extraction de l'eau souterraine (circulation en boucle fermée scellée dans le forage) ; une sonde d'une centaine de mètres de profondeur raccordée à une pompe à chaleur permet d'assurer les besoins de chauffage d'un pavillon individuel. Pour du petit collectif, il est possible d'associer plusieures sondes.

. Un dispositif d'échangeurs horizontaux enterrés en surface (0,6 à 1,20 m sous la surface du sol) raccordé à une pompe à chaleur, nécessite une surface libre de terrain d'environ deux fois la surface habitable à chauffer ; ce type de réalisation ne concerne que des installations individuelles.

. Un dispositif de pieux énergétiques consiste à équiper les fondations d'un bâtiment d'échangeurs géothermiques raccordés à une pompe à chaleur.

. Les dispositifs de pompes à chaleur exploitant directement l'eau souterraine sont conditionnés par la présence d'une nappe phréatique ; ils nécessitent la réalisation d'un ou deux forages. Les débits nécessaires sont fonction de l'importance de l'installation (1 à plusieurs dizaines de m^3/h).

Ressources et exploitation

La ressource dépend des caractéristiques intrinsèques du sous-sol (gradient géothermique, perméabilité des formations rocheuses du réservoir, ...).

Ces caractéristiques conduisent à proposer une typologie géologique des ressources actuelles et potentielles d'énergie géothermique sur la feuille Bracieux :

– les formations superficielles du proche sous-sol (< 100 m) ;

– les aquifères profonds (> 1 000 m) ;

– les formations très profondes (5 000 m).

Ces limites sont indicatives ; il existe des formations intermédiaires qui pourront également être des cibles géothermiques potentielles.

Les informations disponibles sur la ressource géothermique exploitable sont de moins en moins nombreuses et détaillées au fur et à mesure que l'on s'intéresse à des horizons plus profonds (fig. 9 et 10, hors-texte).

Formations superficielles

Qu'elles exploitent l'eau souterraine à faible ou moyenne profondeur, ou directement l'énergie du sous-sol par des systèmes de sondes géothermales verticales, les pompes à chaleur contribuent à l'amélioration énergétique de la fourniture des besoins de chauffage. Le principe étant que l'énergie thermique apportée par ces dispositifs est supérieure à l'énergie nécessaire à leur fonctionnement. La gamme des puissances disponibles permet un large champ d'application. Ces mêmes dispositifs peuvent également contribuer au rafraîchissement d'été et répondre de façon efficace, d'un point de vue énergétique, à une amélioration croissante du confort recherché dans les locaux.

Les caractéristiques thermiques du sous-sol permettent également d'envisager de l'utiliser pour des stockages thermiques temporaires.

Pour les formations les plus superficielles, on considère que la température de la formation ou de l'eau qu'elle contient est égale à la température moyenne annuelle (la valeur la plus souvent retenue se situe entre 10 et 13 °C). Si la caractéristique essentielle du sous-sol utilisé à des fins énergétiques est la stabilité de sa température tout au long des saisons, il faut noter que les formations alluviales, lorsqu'elles sont alimentées par le fleuve, peuvent présenter des variations inter-saisonnières de quelques degrés.

Les aquifères identifiés sur la feuille de Bracieux peuvent tous être utilisés pour des installations de pompes à chaleur géothermales ; les débits nécessaires pour le chauffage d'un pavillon individuel étant compris entre 1 et 2 m^3/h.

Les formations détritiques de Sologne ont une productivité réduite mais souvent suffisante pour une habitation individuelle. Les forages sont peu profonds, mais la présence de sables peut en augmenter les coûts d'équipement.

Les formations aquifères calcaires lacustres de Beauce – Sologne et de la craie du Sénonien - Turonien, peuvent présenter localement des productivités importantes pour des profondeurs de forages généralement de l'ordre d'une centaine de mètres avec des températures de l'eau prélevée certainement inférieures à 15 °C.

Quelques opérations de pompes à chaleur géothermiques sur eau souterraine peu profonde existent déjà dans la région de Bracieux.

Aquifères profonds

Avec des températures comprises entre 45 et 60 °C, les deux principaux aquifères profonds potentiellement exploitables dans la zone de Bracieux sont :

– les calcaires du Dogger, avec une température de l'eau de l'ordre de 45 °C à une profondeur de l'ordre de 1 000 m, et une salinité de plus de 10 g/l ;

– les sables et grès du Trias, surtout intéressants vers leur base, avec une température de l'ordre de 60 °C à une profondeur d'au moins 1 300 m, et une salinité de 20 g/l.

Compte tenu de la salinité de ces eaux profondes, elles devront, après utilisation thermique, être réinjectées par forage dans leurs aquifères d'origine.

Formations très profondes

Localement, la zone de Bracieux semble présenter une anomalie thermique profonde, qui pourrait en faire une zone d'intérêt particulier (cf. chapitre « Régime thermique régional »). Des études plus détaillées seraient nécessaires avant toute évaluation des paramètres de la ressource entre 2 000 et 5 000 m.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Calcaires massifs

Le Calcaire de Beauce, difficile à travailler du fait de son caractère siliceux et de l'absence de litage, est souvent retrouvé en moellons grossièrement taillés. Sa compacité et sa résistance lui conféraient de bonnes caractéristiques pour le soubassement des bâtisses, notamment pour le château de Chambord. Pour ce dernier la plupart des matériaux, en élévation, provenaient de Bourré où était extrait le « tuffeau de Bourré » correspondant aux niveaux de craie détritique et glauconieuse du Turonien moyen.

Deux carrières souterraines ont été recensées lors de l'inventaire des cavités souterraines du Loir-et-Cher (Trouillard-Perrot, Zornette, 2003) l'une à Montlivault, l'autre à Saint-Dyé-sur-Loire. Il n'existe plus d'exploitation de calcaire sur le secteur mais l'on retrouve ça et là quelques « grattages » à ciel ouvert, abandonnés probablement dans la première moitié du XX^{e} siècle.

Depuis le Val de Loire et dans la partie beauceronne de la carte, les maisons anciennes sont construites en pierre.

L'usage moderne ne fait plus appel à ce matériau comme pierre à bâtir et cette exploitation spécifique a disparu. L'utilisation pour remblais subsiste localement ainsi que celle pour amendement.

Dans d'autres secteurs, les calcaires lacustres indurés sont susceptibles d'être concassés pour la fabrication de granulats et tendent à se substituer partiellement aux graves siliceuses.

Ces matériaux ne sont plus exploités sur le territoire de la carte de Bracieux.

« Les argiles » : Sables et marnes de l'Orléanais et du Blésois et Sables et argiles de Sologne

Malgré la forte présence des matériaux argileux, il ne reste plus qu'une seule tuilerie en Sologne, la tuilerie de la Bretèche, sur la commune de Ligny-le-Ribault, en bordure orientale de la carte. En 1900, la Sologne comptait près de 400 tuileries et briqueteries dont on retrouve les localisations grâce à la toponymie, comme à Montrieux-en-Sologne, au Sud du lieu-dit de « Bouesse », sur la commune de Maslives. La plupart de ces exploitations se sont probablement arrêtées dans la première moitié du XX^{e} siècle. À l'Ouest de la ville de Mont-près-Chambord, près de l'ancienne gare, on peut encore voir l'excavation de la carrière et l'ancien four à brique de la tuilerie.

Granulats siliceux : dépôts alluviaux et colluviaux

D'après la carte IGN au 1/25 000, les gravières, appelées aussi « sablières », étaient très fréquentes sur les bords de la Loire. La plupart d'entre elles étaient installées dans le lit majeur et jusque dans les années 1990, certaines exploitaient également le lit mineur du fleuve.

Les seules exploitations de matériaux sur la carte de Bracieux encore en activité visent les alluvions de la Loire. Il s'agit de gravières installées dans le lit majeur de la Loire, sur l'île de Nouan à Saint-Laurent-Nouan (société Poux frères) et la société SMVL à Suèvres.

En Sologne, rares sont les grands domaines ou petites propriétés qui n'aient pas exploité ça et là les basses terrasses alluviales en fond de vallée (Fy), des placages résiduels de moyennes et hautes terrasses (Fx, Fw), ou les colluvions sableuses (CFu*L*). Généralement ces carrières sont de petites dimensions et la plupart sont abandonnées. Les matériaux étaient surtout utilisés pour viabiliser les chemins ou pour faire du béton. D'anciens sites d'extraction se retrouvent également en toponymie sous les noms de sablières, sablonnières, gravelles.

Il n'existe pas de carrière de granulats grossiers dans la partie solognote de la carte et les potentiels restent limités du fait des faciès principalement argileux et de la répartition « aléatoire » des lentilles sableuses.

RISQUES NATURELS

Inondation

La Loire, à l'origine des paysages naturels que l'on observe en Val de Loire depuis l'Allier jusqu'à Nantes, évolue au rythme des crues qui forgent la course de ses méandres et amendent les terres agricoles situées dans le lit majeur. Ce fleuve, s'étendant depuis le mont Gerbier-de-Jonc en Ardèche jusqu'à l'océan Atlantique traverse de nombreuses régions en collectant les eaux sur un bassin versant de 120 000 km≈. Cette traversée du territoire la rend sensible aux précipitations locales ou régionales.

Les crues de la Loire sont de 3 types :

– les crues océaniques, provoquées par un front pluvieux venant de l'océan et qui peut s'étendre à tout le bassin. Ces crues sont d'importance variable suivant l'intensité et la répartition géographique des précipitations. La dernière crue océanique marquant en basse Loire date de décembre 1982 (6 300 m^3/s). Parallèlement en Loire moyenne entre Gien et Blois, le débit restait tout à fait modeste (2 300 m^3/s) ;

– les crues cévenoles, liées aux précipitations méditerranéennes, sont brutales mais affectent principalement les hauts bassins de la Loire et de l'Allier. Vers l'aval ces crues se dissipent rapidement ;

– les crues mixtes, associant un événement pluviométrique cévenol à de fortes précipitations océaniques, sont généralement à l'origine de montée générale du niveau des eaux. Ce sont les crues les plus redoutées et les derniers grands événements de ce type survenus en 1846, 1856, 1866, et 1907 correspondent aux crues majeures des deux derniers siècles avec des débits de l'ordre de 7 600 m^3/s. Pour chacune de ces crues, le niveau d'inondation sur les échelles des crues avoisinait les 6 m.

Le val d'Avaray qui s'étend d'Avaray à Suèvres est situé en zone inondable et a été entièrement ennoyé durant les crues précitées. Ces terres agricoles sont protégées par une levée insubmersible longue de 12 km et ouverte à l'aval sur 3,5 km.

Les grandes levées de la Loire ont été dimensionnées à l'origine pour pouvoir contenir de très fortes crues sans inonder les vals mais en matière de quantification de risque, le pire des scénarios ne peut être exclu, notamment la rupture ou la submersion de la digue. Dès le XIX^e, des déversoirs sont

aménagés pour réduire le risque de rupture et « contrôler » une partie de l'inondation en sacrifiant un val.

Dans le cas du val d'Avaray, cette digue est équipée d'un déversoir de 550 m dont le seuil de fonctionnement est situé à environ 5 300 m^3/s. Dans le cas où une crue dépasserait ce débit, la crue serait « écrêtée » partiellement en ennoyant le val d'Avaray. Pour des crues supérieures aux grandes crues de référence, citées précédemment, une rupture de digue ne peut être écartée.

L'urbanisation du Val de Loire se confronte à la survenue potentielle d'une crue majeure. Afin de prévenir le risque et d'informer la situation, la DIREN de la Région Centre (Service Bassin Loire-Bretagne) a établi un atlas des zones inondables de la vallée de la Loire en prenant en compte le scénario le plus défavorable.

En 1993, un réseau d'alerte de crues a été mis en place pour l'élaboration de prévisions fiables, et permettre aux autorités de prendre les mesures nécessaires d'évacuation pour éviter les pertes en vies humaines. Il s'agit du réseau « CRISTAL » Centre Régional de Télémesures pour l'Aménagement de la Loire. Ce réseau se composait, à la date de sa création, 115 points de mesures (hauteur d'eau des rivières, précipitations, débits). Les données sont télétransmises à un centre de calcul et de simulation. Ce système a été complété avec la mise en place du radar de pluie à Sembadel en Haute-Loire près de la Chaise Dieu, qui permet de quantifier les précipitations avant qu'elles n'alimentent les cours d'eau.

En cas de grands froids, la Loire peut geler. Ce phénomène a été constaté plusieurs fois par siècle, la dernière fois en janvier 1985. Une banquise se forme ; son épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres. Au moment du dégel, cette banquise se fragmente en d'importantes plaques qui peuvent se bloquer dans les méandres ou au niveau des ponts. Les plaques se chevauchent alors, provoquant des amoncellements qui peuvent atteindre plusieurs mètres de hauteur. En janvier 1789, un embâcle a provoqué la formation de nombreuses brèches dans les levées à Orléans, Blois, Tours, Langeais et la destruction de plusieurs ponts.

Retrait-gonflement

Les phénomènes de retrait-gonflement sont dus pour l'essentiel à des variations de volume de formations argileuses sous l'effet de l'évolution de leur teneur en eau. Sur une période de sécheresse prolongée, l'eau contenue dans les feuillets des minéraux argileux s'échappe et les minéraux diminuent de volume ; c'est le retrait. À l'inverse, lorsque la teneur en eau des terrains se rétablit, les minéraux argileux s'hydratent et augmentent de volume ; c'est le

gonflement. Ces variations de volume provoquent des tassements différentiels qui se manifestent par des fissurations affectant principalement le bâti individuel. Les phénomènes de retrait-gonflement s'expriment préférentiellement dans les minéraux argileux appartenant au groupe des smectites (montmorillonite, beidellite, nontronite, saponite, hectorite, sauconite) et dans une moindre mesure au groupe des interstratifiés (alternance plus ou moins régulière de feuillets de natures différentes, par exemple illite – montmorillonite).

Plusieurs facteurs de prédisposition comme la nature des terrains, la topographie, le contexte hydrologique favorisent la survenance de désordres. Ils sont aggravés voire déclenchés par l'urbanisation, la météorologie et les défauts de constructions. Néanmoins le facteur principal de causalité reste la nature du sol.

Ce phénomène est la deuxième cause d'indemnisation en cas de catastrophe naturelle et le Loir-et-Cher fait partie des départements français les plus touchés par le phénomène. Plus de 2 700 sinistres déclarés liés à la sécheresse y ont été recensés dans le cadre d'une étude du BRGM demandée par le Ministère de l'Environnement et du Développement Durable (Bouchut *et al.*, 2004). Dans le but de définir les zones les plus exposées au phénomène de retrait-gonflement des argiles, le BRGM a donc réalisé une cartographie de cet aléa à l'échelle de tout le département. Elle a été établie à partir de la carte synthétique des formations argileuses et marneuses du département, après évaluation du degré de sensibilité de ces formations. Les critères utilisés pour établir cette hiérarchisation sont les caractérisations lithologique, minéralogique et géotechnique de ces formations.

Sur l'ensemble du département, a été retenue une vingtaine de formations géologiques contenant des argiles. Sur celles-ci, moins de 10 sont présentes sur la carte de Bracieux. Elles ont, ensuite, été classées selon leur susceptibilité (aléa).

Les Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois, couvrent à elles seules 3,24 % du département. Cette formation, bien qu'hétérogène avec des faciès sableux, a des caractéristiques minéralogiques et géotechniques indiquant une forte susceptibilité au retrait-gonflement des argiles, et est caractérisée par une sinistralité très élevée dans le département.

Les formations classées en aléa moyen affleurent surtout en Sologne. On y trouve notamment les *Sables et argiles de Sologne*. Ces formations sont caractérisées par une note lithologique moyenne (2), en raison de l'importance des matériaux non argileux dans la formation ; leurs caractéristiques minéralogiques et géotechniques élevées, démontrant leur susceptibilité au retrait-gonflement.

Cette carte d'aléa retrait-gonflement des terrains argileux du département sert de base à des actions d'information préventive dans les communes les plus touchées par le phénomène. Elle constitue également le point de départ pour l'élaboration de Plans de Prévention des Risques naturels (PPR), en vue d'attirer l'attention des constructeurs et maîtres d'ouvrages sur la nécessité de respecter certaines règles constructives préventives dans les zones soumises à l'aléa retrait-gonflement, en fonction du niveau de celui-ci.

Cavité – effondrement

D'une manière générale, la présence de cavités naturelles ou anthropiques dans le sous-sol est associée à un aléa qui, en fonction des enjeux de surface, constitue un risque non négligeable pour les biens et les personnes.

C'est dans le cadre de la convention avec le Ministère de l'Écologie et du Développement Durable (MEDD), que le Service Géologique Régional Centre du BRGM (SGR/Centre) a engagé un recensement des carrières souterraines abandonnées (hors mines) et des cavités naturelles concernant le département du Loir-et-Cher (41). Cet inventaire non exhaustif a été réalisé à partir d'une recherche en archives, de visites sur le terrain et d'un questionnaire adressé aux mairies du département dont 83 % ont répondu.

Au total, près de 4 500 cavités et groupes de cavités (sites) ont été recensés sur le département, ce qui représente, après estimation, un nombre de cavités entre 5 500 et 6 500. Deux zones principales se détachent et regroupent un grand nombre de cavités : la vallée du Loir (avec de nombreuses habitations troglodytiques) et la vallée du Cher.

D'après ces travaux (Trouillard-Perrot et Zornette, 2003), les unités susceptibles de contenir des cavités souterraines sont :

– les formations calcaires tertiaires, notamment les Calcaires de Beauce et les Calcaires lacustres de Touraine, qui peuvent contenir des réseaux karstiques naturels ;

– les formations calcaires de l'ère secondaire, parmi lesquelles les tuffeaux (jaunes et de Bourré) et les craies (de Blois et de Villedieu) peuvent quant à elles accueillir des cavités anthropiques.

Sur la carte de Bracieux une quinzaine de cavités avaient été recensées à savoir :

– des carrières souterraines sur Montlivault et Saint-Dié-sur-Loire.

L'extraction en carrières souterraines a débuté pendant l'époque romaine et s'est arrêtée au moment de la première guerre mondiale. Presque partout, la profondeur habituelle des exploitations est comprise entre 5 et 50 mètres.

Les carrières souterraines du Loir-et-Cher sont généralement accessibles par une entrée à flanc de coteau dite entrée en cavage, depuis les fonds de vallées ou depuis un front de taille marquant la fin d'une première phase d'extraction à ciel ouvert. Les matériaux exploités ne sont pas décrits dans l'inventaire mais sont probablement les Calcaires de Beauce.

– des souterrains-refuges à Suèvres et Huisseau-sur-Cosson.

Il s'agit de souterrains annulaires dont les entrées, souvent en plaine, ne sont pas dissimulées. Ces souterrains sont associés à un contexte mythologique de croyance en la Terre-Mère et renforcés par le symbolisme de l'anneau. Ils sont parfois situés en dessous de lieu de culte chrétien et contiennent parfois des sources. Deux de ces ouvrages ont entrainé des effondrements ou des fontis dans chacune de ces villes. Ces cavités sont décrites comme creusées dans le tuf, mais il s'agit probablement des Calcaires de Beauce.

De nombreux ouvrages souterrains qui ont été construits au cours des siècles en vue de capter, transporter ou évacuer l'eau, comme ce fut le cas pour le château de Chambord.

Le risque sismique

D'après le zonage administratif de la France en 1991 (décret n° 91-461 du 14 mai 1991 extrait du Journal Officiel du 17 mai 1991), les départements du Loiret et du Loir-et-Cher sont en zone 0 correspondant à une zone à faible risque. On notera tout de même l'occurrence passée de séismes plus ou moins importants aux alentours.

Le plus récent date de 1975, et était épicentré sur Salbris et l'un des plus forts date de 1933, épicentré sur Tigy (45) avec une intensité de V à VI à l'épicentre sur l'échelle MSK et IV à V à La Ferté-Saint-Aubin ; ce dernier pouvant être en relation avec la faille de Sennely (Vogt, 1979).

Le tableau 10 ci-après recense les principaux séismes historiques connus sur les départements du Loiret (45) et du Loir-et-Cher (41).

Comme il a été énoncé dans le chapitre sur la géothermie, la région de Bracieux est située dans une zone apparemment asismique. L. Guillou-Frottier (l'auteur du chapitre sur la géothermie) émet l'hypothèse que « *la relation entre zone non sismique et zone à flux de chaleur élevé n'est pas nécessairement fortuite puisque les transitions entre comportement fragile et ductile d'une roche dépendent de la température. Une zone fragile supportera d'autant moins les contraintes mécaniques qu'elle sera froide, ou, en d'autres termes, la région de Bracieux est peut-être davantage protégée des séismes puisqu'elle est anormalement chaude* ».

Séismes dont les épicentres figurent dans le département du Loir-et-Cher (41) et du Loiret (45)					
Date	Heure	Dép.	Localisation épicentrale	Région ou pays de l'épicentre	Intensité épicentrale
29 Mars 1975	à 22 h 58 min 3	41	SOLOGNE (SALBRIS ?)	ORLÉANAIS-BLÉSOIS-PAYS CHARTRAIN	
16 Juillet 1864	à 9 h 10 min	41	VALLÉE DU LOIR (VENDOME)	ORLÉANAIS-BLÉSOIS-PAYS CHARTRAIN	5
3 Octobre 1933	à 7 h 54 min 20	45	VAL DE LOIRE (TIGY)	ORLÉANAIS-BLÉSOIS-PAYS CHARTRAIN	6
26 Février 1915	à 11 h 30 min	45	VAL DE LOIRE (ST-AY)	ORLÉANAIS-BLÉSOIS-PAYS CHARTRAIN	
16 Août 1885	à 19 h 23 min	45	BEAUCE (TERMINIERS)	ORLÉANAIS-BLÉSOIS-PAYS CHARTRAIN	5
29 Avril 1831	à 17 h 30 min	45	FORET D'ORLÉANS (FAY-AUX-LOGES)	ORLÉANAIS-BLÉSOIS-PAYS CHARTRAIN	5
20 Mai 1578	vers 16 h	45	BEAUCE (TOURNOISIS ?)	ORLÉANAIS-BLÉSOIS-PAYS CHARTRAIN	

Tabl. 10 - Liste des séismes recensés sur les départements du Loiret et du Loir-et-Cher, intensité de l'échelle MSK (source Sisfrance 2006).

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Cette partie regroupe les informations techniques relatives aux formations affleurantes et de nombreux éléments ont déjà été mentionnés dans la partie descriptive des formations géologiques et dans la partie consacrée aux risques naturels, notamment en ce qui concerne les phénomènes de retrait-gonflement.

Susceptibilité des formations argileuses

Les tableaux qui suivent sont extraits du rapport BRGM (Bouchut *et al.*, 2004) sur la cartographie de l'aléa retrait-gonflement du Loir-et-Cher. Ces tableaux synthétisent les caractéristiques géotechniques des formations géologiques à l'échelle du département à partir de nombreuses sources de données. Ces analyses ne concernent que les niveaux argileux des formations citées.

L'essai de la valeur au bleu (VB) a été adopté comme procédure officielle par le Laboratoire des Ponts et Chaussées (LCPC, 1979). Il consiste à mesurer la capacité d'absorption de bleu de méthylène par les particules argileuses. Il traduit à la fois l'argilosité d'un échantillon et la teneur en minéraux gonflants de sa fraction argileuse.

Chassagneux *et al.* (1996) ont proposé une classification du degré d'argilosité/sensibilité en fonction de la valeur au bleu :

– faible en dessous de 2,5 ;

– moyenne de 2,5 à 6 ;

– forte entre 6 et 8 ;

– très forte au-delà de 8.

Code	Nom des formations	Valeurs		
		min	moy	max
Fy-z	Alluvions modernes et récentes	2,7	**5,3**	14,6
Fx	Alluvions des moyennes terrasses	0,6	**0,6**	0,6
Fv-w	Alluvions des hautes et très hautes terrasses	1,0	**2,3**	4,1
FC	Colluvions de fond de vallon	5,6	**5,6**	5,6
Œ	Limons des plateaux	6,5	**6,8**	7,0
m3-p1*SaSo*	Sables et argiles de Sologne	0,7	**7,0**	14,0
m2*MSo*	Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois	8,0	**8,2**	8,4
m1Beauce	Calcaires et marnes de Beauce	1,3	**8,7**	16,0

Tabl. 11 - Valeurs au bleu de méthylène.

L'indice de plasticité est calculé à partir des limites d'Atterberg qui mettent en évidence l'influence de la teneur en eau sur la consistance des matériaux. Cet indice correspond à la différence entre la limite de liquidité et la limite de plasticité des sols.

Chassagneux *et al.* (1996) ont proposé une corrélation entre l'indice de plasticité (IP) et la susceptibilité d'une argile vis-à-vis du retrait-gonflement :

– faible pour un IP < 12 ;

– moyenne entre 12 et 25 ;

– forte entre 25 et 40 ;

– très forte au-delà de 40.

Code	Nom des formations	Valeurs		
		min	moy	max
Fy-z	Alluvions modernes et récentes	5,8	**32,9**	59,5
Fx	Alluvions des moyennes terrasses	9,3	**37,7**	60,0
Fv-w	Alluvions des hautes et très hautes terrasses	5,7	**30,3**	51,0
FC	Colluvions de fond de vallon	12,0	**22,1**	32,1
Œ	Limons des plateaux	8,8	**23,9**	35,0
m3-p1*SaSo*	Sables et argiles de Sologne	5,8	**36,0**	80,0
m2*MSo*	Marnes et sables de l'Orléanais et du Blésois	8,7	**43,8**	98,0
m1Beauce	Calcaires et marnes de Beauce	10,5	**44,7**	88,7

Tabl. 12 - Indice de plasticité.

Il apparaît que les formations les plus sujettes au phénomène de retrait-gonflement sont les Limons des plateaux, les Calcaires de Beauce, les Sables et argiles de Sologne et les Marnes et sables de l'Orléanais.

Toutes ces valeurs ne concernent que les niveaux argileux des formations. Or, le Calcaire de Pithiviers ainsi que les formations alluviales ne contiennent des argiles que sous forme de lentilles ; elles ne sont que peu concernées par

ces phénomènes, mais elles peuvent y être sujettes de façon très localisée, suivant la présence d'une frange d'altération ou d'une poche karstique dans les calcaires ou de lentilles argileuses importantes dans les alluvions.

La construction sur ces formations nécessite une reconnaissance géotechnique préalable pour adapter le dimensionnement des fondations en fonction de la nature des sols.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DONNÉES ARCHÉOLOGIQUES SUR LE TERRITOIRE DE LA CARTE

Introduction

L'essentiel du territoire de la carte est situé en Sologne, sauf au Nord-Est où la bande du fleuve et de ses abords forme le Val de Loire (ici, le val d'Avaray), et au Nord de celui-ci, une frange de la Petite Beauce est présente au Nord de Suèvres.

La Sologne a été longtemps réputée comme peu favorable à la prospection terrestre et aérienne, à cause de la faible étendue des terres cultivées et de la densité de la couverture forestière. Depuis 1997, Louis Maggiorani a mis au point une technique spécifique de prospection en milieu forestier. Sur le plan de la carte, il s'agit d'une surface de près de 10 000 hectares représentée par les massifs forestiers de Boulogne et Chambord. Cette recherche originale met fin au mythe du soi-disant « désert » archéologique du plateau solognot.

La recherche archéologique dans le secteur du Val et de la Beauce, après une série de découvertes fortuites, au cours du XIX^{e} siècle, suivie de quelques « fouilles » concernant surtout la période romaine, a depuis, fait l'objet de prospections pédestres systématiques. En 1985, ces recherches avaient permis de découvrir l'existence d'une forte concentration de sites et d'un gisement d'opalite (silex tertiaire) sur la commune de Muides-sur-Loire. En 1998 et 1999 des équipes d'étudiants de l'Université de Tours, dirigées par A. Ferdière, en collaboration avec l'équipe permanente de l'association « Archéologie pour tous » recensent toute l'étendue de la moitié ouest du val d'Avaray.

Le développement de la prospection aérienne, les opérations de sauvetages sur des projets de carrières du Val, et sur l'emplacement des ZAC, de nouvelles zones urbanisables sur les coteaux de Mer et de Muides ont multiplié le nombre de sites découverts. On notera enfin que ces opérations sont complétées par l'existence d'une fouille programmée au lieu-dit Le Bas du Port-Nord à

Muides, et par une étude exhaustive de la mise en place des corps alluviaux dans le val d'Avaray par une équipe pluridisciplinaire, majoritairement du BRGM, dans le cadre d'un Programme commun de recherche.

Préhistoire

Une densité exceptionnelle de sites se trouve concentrée sur la bande ligérienne au Nord-Ouest de la carte (lit majeur et coteaux opposés) localisée autour de l'affleurement de silex tertiaire (silexite et opalite).

Gîtes de silexite et opalite

En région Centre, les gisements n'affleurent qu'au pourtour de l'ancien lac de Beauce. Le plus important gisement recensé se trouve à Muides. Sur le plateau beauceron, le gisement naturel existe entre deux et trois mètres de profondeur, notamment à Mer et à Suèvres (Nord-Ouest de la carte).

L'opalite du type de Muides est donc une silicification tertiaire développée dans le calcaire lacustre. Elle se présente sous forme de rognons ovoïdes, plaquettes et dalles. Le terme d'« opalite » fut proposé par F. Ménillet, lors d'une table-ronde en janvier 1990 réunissant, à Blois, géologues et archéologues pour définir un faciès particulier de silicification du calcaire propre à Muides. Une série de 8 lames minces provenant d'échantillons de divers sites (Muides, Avaray, Nouan, Suèvres pour la Loire moyenne et Jablines pour la région parisienne) permit alors à F. Ménillet de distinguer :

– d'une part sur tous les sites sauf Muides « *les silexites banales avec un fond constitué essentiellement de petits quartz ou de micro-quartz en puzzle et mosaïque. La calcite, sous forme d'un fin voile micritique en plages résiduelles est encore présente dans plusieurs échantillons. Les restes d'organismes sont fréquents : tests de mollusques et Ostracodes* » ;

– d'autre part, les échantillons de Muides qui « *ont un microfaciès semblable et assez original avec des parties très sombres à structure finement graveleuse largement silicifiée, mais probablement héritée du calcaire initial, avec d'assez nombreux Ostracodes et gyronites de Charophytes. La silice ne s'y trouve pas uniquement sous forme de quartz et de calcédonite, mais aussi sous des formes cristallines à très basse biréfringence : pseudocalcédonite, lussatite et lussatine, habituelles dans les opalites et généralement absentes ou rares dans les silexites. Ces plages graveleuses se trouvent en inclusion ou en veines dans une silexite banale* ».

De cette forme particulière d'opalite, l'usage du terme « opalite » s'est rapidement répandu chez les archéologues-lithiciens devenant improprement un synonyme de « silex tertiaire ».

Exploitation

Les chasseurs du Paléolithique final (IX et X^{e} millénaire av. J.C.) ont procédé localement (d'après les fouilles de Muides, le Bas du Port-Nord) au débitage de dallettes ramassées en position remaniée secondaire sur les plages de la Loire. Au Mésolithique (VII et VI^{e} millénaire av. J.C.), on récolte des plaquettes. Au Néolithique moyen débute l'extraction des dalles et rognons ovoïdes, sur les coupes du calcaire dans les berges du fleuve et se poursuit jusqu'à la fin du Néolithique (V^{e} au III^{e} millénaire av. J.C.). Les communautés du plateau beauceron vont alors exploiter sous forme de minières, cette ressource de matière siliceuse.

Chronologie de la diffusion

La diffusion concerne surtout des objets préparés ou finis. Pour le Paléolithique final, il s'agit de lames rectilignes calibrées qui sont les supports à partir desquels on fabrique rapidement des armatures de chasse armant des sagaies. La diffusion est alors due aux déplacements des chasseurs. Les plaquettes de la variété veinée font également l'objet d'un transport à l'intérieur du plateau beauceron pendant le Mésolithique, pour confectionner l'outillage macrolithique (pics beaugenciens). Au Néolithique moyen, dans les communautés sédentaires, on constate un repli général sur les ressources siliceuses locales avec quelques exceptions, comme justement l'importation de ciseaux (lames d'herminettes pour le défrichage en forêt) à partir des ateliers de Muides et sur un rayon de cinquante kilomètres. Cette diffusion va s'intensifier jusqu'au Néolithique final. La qualité des ciseaux vient alors concurrencer d'autres produits diffusés à longue distance (haches en dolérite, grès, roche verte) ou provenant d'autres ateliers régionaux (vallées du Loir et du Cher).

L'opalite de Muides et la silexite représentent donc régionalement une ressource non négligeable de matière siliceuse, longuement exploitée, d'où la profusion des vestiges d'occupations préhistoriques. Les fouilles programmées au Bas du Port-Nord, sur le coteau surplombant la Loire, ont livré, depuis 1987, d'importants vestiges d'occupation des périodes citées. Des phénomènes d'érosion souterrains et de soutirage affectent cette partie du coteau et permettent la conservation de vastes aires d'occupation préhistoriques sous les niveaux agricoles. Le potentiel de découvertes de cette partie de coteau est encore loin d'être épuisé et rentre désormais dans le zonage archéologique prioritaire défini sur le plan régional.

D'ores et déjà le village néolithique du Bas du Port-Nord est la référence incontournable de la Culture de Chambon du Néolithique moyen du Bassin parisien (milieu du V^{e} millénaire). Pour la période post-glaciaire, le site de Muides est la référence la plus méridionale du complexe Belloisien, surtout présent dans le Nord de la France et dans le bassin de la Tamise.

L'occupation du Bronze final a livré des plans de bâtiments, de greniers sur poteaux, d'aménagements divers, palissades, silos, etc., ainsi qu'un abondant mobilier céramique.

Que ce soit sur le coteau nord d'Avaray, à Suèvres ou sur le coteau opposé de Saint-Laurent à Montlivault, la densité des sites préhistoriques et protohistoriques est très importante, même si leur degré de conservation est loin d'être aussi bien assuré qu'à Muides. C'est donc bien la présence du banc de silex qui justifie ce choix d'implantation. Comparativement, les vestiges gaulois et historiques ne sont pas plus denses qu'ailleurs.

Gaulois et Gallo-romains

Dès le XIX^{e}, la multiplication de découvertes a cristallisé la recherche sur la commune de Suèvres. Une pseudo « pierre à sacrifice » gauloise, découverte sur la commune s'est révélée n'être qu'un bloc calcaire multiforé par le ruissellement (perron ou gloutte, communs dans le Nord de la commune) dont la face supérieure est gravée de lignes qui ne sont qu'un jeu gallo-romain.

Par contre deux blocs gravés et des fûts de colonnes cannelées réemployés dans un mur de l'église Saint-Lubin témoignent d'un culte local, rendu à Apollon.

Dès 1845, au « Clos Saint-Simon », des découvertes d'objets suivies de fouilles révèlent l'existence de murs, de sols carrelés de marbre, d'une tour, de restes d'aqueduc et de dallettes empilées d'hypocauste, ce qu'ont confirmé de récentes prospections aériennes : cour quadrangulaire bordée en partie d'une galerie péristyle accolée à un édifice à plusieurs salles contiguës dont l'une à abside.

Ces vestiges semblent donc appartenir à des thermes, un monument de plan compact, richement décoré de marbres et de mosaïques avec sa cour qui peut avoir fonction de palestre.

Aux « Chatelliers », ce sont des briques et des murs de fondations, puis des débris de mosaïques, des fûts de colonnes, des chapiteaux qui sont exhumés vers 1830. À partir d'octobre 1849, au « Clos des Chatelliers », des fouilles révèlent plusieurs mosaïques et des bâtiments étagés sur la pente du coteau. En contrebas, c'est un second établissement thermal qui sera découvert.

D'autres vestiges sont reconnus dans le bourg, dans le « Clos de la Haute-Cour », dans le jardin et le parc du château des Forges (restes d'aqueducs, carreaux de marbre, etc.).

Les restes d'une nécropole non localisée sur la commune (80 vases en terre et en verre) sont déposés au musée de Saint-Germain-en-Laye.

À partir de l'existence de trois fontaines anciennes, on a supposé « un sanctuaire à l'eau guérisseuse », mais les preuves archéologiques manquent encore.

Il apparaît certain que l'agglomération antique de Suèvres possède un tissu urbain discontinu, avec une concentration à l'Est du bourg actuel et dont la superficie, dans l'état actuel de la documentation, peut être évaluée à une quarantaine d'hectares. La première occupation est attestée dès l'époque gauloise, et confirmée par les prospections systématiques de 1999. L'occupation semble ensuite continue jusqu'à la fin du IV^{e} ou du V^{e} siècle (datation des mosaïques).

Paradoxalement, les prospections systématiques dans le Val et sur le plateau autour de l'agglomération actuelle, se sont révélées décevantes pour la période gallo-romaine.

Sur la rive sud, les découvertes d'établissements gallo-romains suivent un maillage lâche, mais régulier. En dehors de l'agglomération, la densité dans les campagnes gallo-romaines semble donc relativement faible, même aux abords du Val.

Période médiévale

Nombreux sont les sites d'ouvrages fossoyés : mottes, enceintes circulaires, ovalaires, quadrangulaires, simples ou plus complexes, attribuées systématiquement à l'époque gauloise au début du XX^{e} siècle et plus récemment à l'époque médiévale…

À défaut de textes d'archives fiables et de fouilles sérieuses, en ne considérant que leur typologie, il est souvent difficile de les situer chronologiquement. Leur fonction défensive n'est pas toujours évidente : il se pourrait même que des plate-formes fossoyées n'aient été que des sites d'habitat, des fermes assainies par une technique de drainage peut-être postérieure au Moyen-Âge.

Dans le val d'Avaray, la sécheresse de 1976 a permis d'identifier par prospection aérienne une série de vestiges correspondant à un système agraire fossilisé : quartiers de culture juxtaposés contenant des champs laniérés, bombés, en billons. Une fortification carrée et un fossé périphérique (évoqué par le toponyme « le Château ») sont également apparus dans les champs de céréales. Tout ce territoire correspond à la paroisse de Thuy, mentionnée au XV^{e} siècle et disparue au XVII^{e}, victime

des inondations. Sur un tertre, à l'écart, une église romane du XII[e] siècle existe encore, désaffectée et transformée en hangar.

Plusieurs inondations ont masqué uniformément les champs médiévaux par une couche d'alluvions : en 1607, puis en 1628. La levée est construite à la fin du XVII[e], puis exhaussée après la crue de 1707. Mais la crue de mai 1733 provoque la rupture de la levée et la perte de toutes les récoltes. Au cours du XIX[e], et notamment après la grande crue de 1856, des terrassiers durent enlever une partie des sables qui recouvraient les terres.

Archéologie en milieu forestier : Boulogne et Chambord

Il faut rappeler ici la totale indigence, jusqu'à une date récente, de sites reconnus dans le secteur forestier, sauf pour ceux de l'histoire moderne connus par les textes. La prospection se heurte à d'importantes difficultés de collecte de matériel datant, si ce n'est celui remonté par les taupinières ou arraché du sous-sol par les chablis. Les labours des parcelles, après abattage total, pouvaient fournir des éléments supplémentaires, mais ils sont aujourd'hui abandonnés.

En huit ans de recherche, les découvertes se soldent par plus de 70 tumulus, des lieux fortifiés, d'importants témoignages d'une métallurgie antique à médiévale, un monastère, des étangs, des métairies, des loges de bûcherons et de charbonniers, ainsi qu'un nombre conséquent de villages et d'habitats divers.

La préhistoire est peu représentée pour le moment : un biface acheuléen, une pointe de flèche mésolithique. Le Néolithique est représenté par un ciseau en opalite, sans doute contemporain des vestiges lithiques (dont une hache polie en roche verte) et céramiques exhumés dans un sondage se rapportant au début du Néolithique moyen.

La protohistoire est représentée à la fois par des tumulus et par des habitats.

Les tumulus sont au nombre de 60 à Boulogne et de 16 à Chambord. Leurs dimensions varient de 16 à 45 m de diamètre. Leur hauteur s'est dégradée : si certains dépassent encore les 2 m, la moyenne se situe entre 1 et 1,5 m.

Ils sont généralement circulaires ou ovalisés par l'action des labours, car les forêts ont connu des défrichements. Si Boulogne a surtout été vouée à la sylviculture, Chambord a vu se développer une agriculture en planches sur des territoires étendus.

Les zones tumulaires sont toutes situées dans la moitié orientale de Boulogne. Les monuments sont soit groupés (de 4 à 7 éléments) avec des distances de 30 à 60 m entre eux, soit lâches (100 à 300 m), soit isolés. La distance entre les zones n'est jamais supérieure à 1 200 m.

Si certains tumulus pourraient théoriquement dater du Néolithique, ils sont généralement datés de la transition bronze/fer (VII^{e} siècle av. J.C.), mais l'un de ceux fouillés à la fin du XIX^{e} a livré des tessons gallo-romains. Ce matériel ne date pas nécessairement de l'élévation du monument, mais sans doute d'une réutilisation postérieure.

Géographiquement, il y a une opposition apparente entre les deux sites d'habitats sondés et connus de la transition bronze/fer à l'extrême ouest de Boulogne et un seul site reconnu dans la moitié est où sont les zones tumulaires. Mais cela peut ne refléter que les lacunes de la recherche à l'heure actuelle sur les habitats de la moitié est.

Un unique site gaulois a été trouvé à Chambord, alors qu'une trentaine de stations livrent du matériel gallo-romain sans précision. Pour le haut Moyen-Âge, un site du IX^{e}/X^{e} a pu être identifié, et un autre occupé dans l'Antiquité, puis à l'époque mérovingienne, et qui parvient à une relative apogée au IX^{e}/X^{e}. Postérieurement, chaque siècle est représenté par un ou plusieurs sites. Chambord assure la plus grande part de cette représentation.

Certains sites sont datés par défaut : dans le Nord de Chambord se trouvait un hameau de 10 métairies (13 bâtiments). Il est totalement ignoré par un plan de 1600, très documenté sur les métairies, et par les plans postérieurs. Il est donc antérieur à 1600.

Les enceintes fortifiées réputées médiévales sont au nombre de deux à Boulogne et d'une à Chambord. Seule la motte de l'Hermitage à Boulogne a livré des tessons de l'an mille. D'autres sites à enceintes fossoyées à Chambord sont postérieurs : à la « Saint-Michel » qui est un habitat du XIV^{e}/XV^{e} ou à la « Chapelle du Périou » datant plutôt du XVI^{e}. Le « camp romain » ne l'est assurément pas.

Enfin, des observations ont été faites sur le terrain à l'emplacement du prieuré de Boulogne fondé en 1163 par l'Ordre de Grandmont : le domaine sera limité par talus et fossés (toujours visibles aujourd'hui). Il ne subsiste du prieuré qu'une grange du XVII^{e} siècle. Un sondage récent donne de la réalité passée, une image moins reluisante que les documents iconographiques conservés, notamment une vue générale du domaine de 1671.

Le même travail de confrontation entre les sources écrites et les réalités de terrain a montré que la date de création d'au moins un étang pouvait être précisée, l'étang de Montpercher : avant 1233.

On notera également les témoins d'activités métallurgiques notamment dans la moitié ouest de Boulogne, se poursuivant au Sud (hors forêt) sur la commune de Tour-en-Sologne et au Nord dans Chambord. Ces vestiges d'ateliers de réduction sont de plusieurs types : les fosses d'extraction d'un minerai issu à faible profondeur des sols aliotiques, les résidus ou scories et les fragments de parois de fours.

La plupart des fosses sont devenues des mares et sont caractérisées par des pentes très douces et une faible profondeur. Elles peuvent atteindre jusqu'à 80 m de longueur et être partiellement comblées de scories. Celles-ci sont normalement rassemblées en amas : les ferriers auxquels sont mêlés des fragments de paroi de fours, des tessons de poterie, de la tuile permettant des datations. Certains ferriers témoignent ainsi d'une métallurgie gallo-romaine, d'autres se rattachent au Moyen-Âge. On notera que le volume de matériaux extraits des multiples fosses ne correspondait pas au faible nombre de ferriers recensés. Une recherche en archives a montré qu'à partir de 1829 et jusqu'en 1840, des dizaines de milliers de mètres cubes de scories ont été prélevés en forêt pour constituer les premières assises des chaussées en création, ne laissant sur place que des traces ténues, suffisantes cependant pour reconstituer l'emprise au sol des ferriers détruits.

Il faut donc aujourd'hui restituer sa vraie place à la production de fer dans les forêts, activité qui a imprimé une marque durable dans le paysage.

Plus récemment ce sont les traces d'habitats des charbonniers, producteurs du charbon de bois, (les loges, ou cul de loup) qui ont agrémenté le massif de Chambord plus particulièrement à cause de ses taillis compatibles avec la « carbonisation ». Ces habitations précaires laissent encore des traces de socles elliptiques de 20 à 50 cm de hauteur et d'une dizaine de mètres de longueur. La plupart sont datables du XIX^{e} siècle. Certaines étaient encore habitées vers 1930.

Les habitants de la région ont de tout temps su tirer parti des ressources géologiques du sous-sol que ce soit sous forme de matériaux siliceux ; l'opalite pour les activités cynégétiques d'abord, puis pour le défrichage du couvert forestier en vue des activités agricoles. Durant les IV^{e} et III^{e} millénaires, les villages néolithiques du bord de Loire à Muides deviendront le centre de production et de diffusion d'instruments de défrichage pour le reste de la région. Aux débuts de notre ère, c'est le minerai de fer des massifs de Chambord et de Boulogne qui sera extrait et transformé. L'exploitation de la richesse du territoire forestier est attestée par les nombreuses traces d'activités et d'habitats, mises en

évidence récemment, alors que seule l'agglomération secondaire de Suèvres et ses thermes avaient retenu l'attention des chercheurs, aux siècles précédents.

À partir du Moyen-Âge, après la période des mottes castrales, la construction d'un prieuré, de fermes à enceintes fossoyées, puis de nombreuses métairies témoignent de la continuité des exploitations agricoles jusqu'à nos jours. Certaines semblent avoir disparu suite aux crues de la Loire dans la plaine alluviale avant l'installation des levées, tandis que d'autres ont subi les vicissitudes des événements politiques du pays : dissolution de l'ordre des Grandmontains et déclin du Prieuré dans Boulogne.

Paradoxalement, c'est un retour aux activités cynégétiques propres aux préhistoriques du Postglaciaire que l'économie des deux massifs forestiers semble aujourd'hui privilégier.

BIBLIOGRAPHIE

Géologie

AUTRAN A., DERCOURT J. (1980) – Évolution géologique de la France. Mém. BRGM, n° 107.

AUTRAN A., GERARD A., WEBER C. (1976) – La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), p. 18.

AUTRAN A., LEFORT J.P., DEBEGLIA N., EDEL J.B., VIGNERESSE J.L. (1994) – Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. *In*: Keppie, J.D., Editor. Pre-mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer, Berlin, p. 49-72.

BERGERAT F. (1985) – Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse doct. université P. et M. Curie, 315 p.

BLÈS J.L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) – Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its bordures (Western European plate): comparaison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.

BOUCHUT J., GIOT D., CRUZ MERMY D., avec la collaboration de DEMELEMESTRE F., HALBWACHS C. (2004) – Cartographie de l'aléa retrait gonflement des argiles dans le département du Loir-et-Cher. Rapport BRGM/RP-52950-FR,192 p., 28 ill., 6 ann., 3 cartes h.t.

BRUNET M.F., LE PICHON X. (1982) – Subsidence of the Paris basin, *J. Geophys. Res.*, 87, p. 8547-8560.

CASTAING C. avec la collaboration d'AUTRAN A., DELPONT G. et TURLAND M. (1984) – Évolution des différents contextes tectoniques et géodynamiques du socle du Bassin parisien depuis le Protérozoïque. Nouvelles hypothèses sur la nature de l'anomalie magnétique. Programme géologie profonde. Thème 2 : Anomalie magnétique (Bassin parisien). Documents du BRGM n° 18-2, p. 163-183, 22 cartes.

CASTAING C., DEBEGLIA N. (1992) – A new method for combining gravimetric and geological data. *Tectonophysics* 204, p. 151-162.

CHAIX C., CAHUZAC B. (2005) – Les faunes de Scléractiniaires dans les faluns du Miocène moyen d'Atlantique-Est (bassins de la Loire et d'Aquitaine) : paléobiogéographie et évolution climatique/The faunas of Scleractinian corals in the faluns of the Eastern Atlantic Middle Miocene (Loire and Aquitaine Basins): paleobiogeography and climatic evolution. *Ann. Paléontol. Fr.*, 91, p. 33-72.

CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (1996) – Carte géologique de la France à 1/1 000 000, BRGM, Fr.

CHAPUT E. (1917) – Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents. Thèse, Lyon, 303 p., 23 fig., 3 pl. h.t., 1 carte.

CLAUER N., O'NEIL J.R., FURLANS S. (1995) – Clay minerals as records of temperature condition and duration of thermal anomalies in the Paris asin. Clay Minerals 30, p. 1-13.

CORNET F.H., BURLET D. (1992) – Stress field determinations in France by hydraulique tests in boreholes. *J. Geophys. Res., USA*, vol. 97, p. 11829-11849.

DEBEGLIA N. (1980) – *In* DEBRAND-PASSARD S. (coord.), *in* MÉGNIEN C. (dir.), 1980 – Synthèse géologique du Bassin parisien. Mém. BRGM, vol. II, atlas, n° 102, pl. S1.

DEBEGLIA N., DEBRAND-PASSARD S. (1980) – Principaux accidents issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du Bassin parisien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 22, n° 4, p. 639-645.

DEBRAND-PASSARD S. (1977) – Données nouvelles sur la tectonique du Sud du Bassin parisien, feuille à 1/50 000 Vatan (départements du Cher et de l'Indre). *Bull. BRGM* (2), 1, 3, p. 265-268, 1 fig.

DEBRAND-PASSARD S. (1980-1982) – Le Jurassique supérieur du Berry (Sud du Bassin parisien). Mém. BRGM n° 119, 226 p., 108 fig., 20 pl. photos, 13 pl. ann.

DEBRAND-PASSARD S. (1995) – Histoire géologique résumée du Sud du Bassin parisien. *Bull Inform géol. bass. Paris*, 32 (3), p. 15-25.

DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. (1980) – La fracturation de la Champagne berrichonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 22, n° 4, p. 647-653.

DEBRAND-PASSARD S., CLOZIER L., TOURENQ J. (1995) – Événements tectoniques majeurs, post distension Eo-Oligocène, de la partie occidentale du Bassin parisien (France). Reconstitution à partir des paléogéographies successives. Colloque « Géoprospective », 18-19 avril 1994, Paris UNESCO, Actes du Colloque, p. 239-246, 17 fig.

DEBRAND-PASSARD S., MACAIRE J.J., CLOZIER L., FLEURY R. (1998) – Particularités de l'évolution du système fluviatile solognot dans le bassin de la Loire. Corrélations possibles. *Géologie de la France*, n° 2, p. 55-68, 7 fig., 1 tabl.

DELFAUD M., LENOTRE N. (1992) – Mouvements verticaux actuels dans le Nord du Massif central et le Sud du Bassin parisien. Comparaison de nivellement. Rapport BRGM, CR 35 411 GEO/SGN 92.

DENIZOT G. (1927) – Les formations continentales de la région orléanaise. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, IIe s., t. III, 582 p., 34 fig., 12 pl.

DOUVILLE H. (1878) – Sur les relations des Sables de l'Orléanais, des Sables de Sologne et des faluns de la Touraine. *AFAS*, VII, p. 557-563.

DOUVILLE H. (1880) – Communication traitant de la superposition directe des faluns aux sables de Sologne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série., t. 8, p. 247.

FLEURY R. (1990) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Aubigny-Sur Nère (642). Orléans : BRGM, 44 p. Carte géologique par FLEURY R. (1990).

FLEURY R. (1997) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Romorantin (460). Orléans : BRGM. Notice explicative par FLEURY R., avec la collaboration de CHARNET F., CORPEL J., DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., MAGET P. (1997), 94 p.

FLEURY R., avec la collaboration de DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., MARTINS C., MAGET P., CHARNET F. (1991) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Argent-sur-Sauldre. Orléans : BRGM, 62 p. Carte géologique par FLEURY R. (1991).

FLEURY R., avec la collaboration de CHARNET F., DEBRAND-PASSARD S., FARJANEL G., GROS Y., MAGET P., MARTINS C., MONCIARDINI C., PILLARD F., RIVELINE J., TOURENQ J. (1992) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Salbris (461). Orléans : BRGM, 50 p. Carte géologique par FLEURY R. (1992).

FLEURY R., LABLANCHE G., MAUGENEST M.C. (1992) – Carte géol. France à 1/50 000, feuille Saint-Martin-d'Auxigny (492). Orléans : BRGM. Notice explicative par FLEURY R., LABLANCHE G., MAUGENEST M.C. et MAGET Ph.

GARCIN M., GIOT D., FARJANEL G., GOURRY J.C., KLOPPMANN W., NEGREL P. (1999a) – Géométrie et âge des alluvions du lit majeur de la Loire moyenne, exemple du Val d'Avaray (Loir-et-Cher, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, série IIa, 329, p. 405-412.

GARCIN M., GIOT D., FARJANEL G., GOURRY J.-C., KLOPPMANN W., NEGREL Ph. (1999b) – "Tardiglacial and Holocene deposits in the Middle Loire River, the Val d'Avaray case study (Loir et Cher, France)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, Sciences de la terre et des planètes, 329, p. 405-412.

GARCIN M., GIOT D., FARJANEL G., KLOPPMAN W., NEGREL PH., GOURRY J.C. (1999c) – La Loire moyenne au Quaternaire récent dans le val d'Avaray. Études ligériennes, 2, p. 45-49.

GARCIN M., FARJANEL G., GIOT D. (2001) – Éléments radiochronologiques et palynologiques sur les alluvions du lit majeur de la Loire (val d'Avaray, Loir-et-Cher, France). *Quaternaire*, 12, (1-2), 2001.

GÉLY J.-P., LORENZ J. (2006) – Le Lias et le Dogger du sud du Bassin parisien (France) rôle de la tectonique syn-sédimentaire et reconstitutions paléogéographiques à l'échelle de la biozone d'ammonite - Lias and Dogger series of the Paris Basin (France): syn-sedimentary tectonic and palaeogeographic reconstructions for each ammonite biozonation level. *Geogios* 39, p. 631-649.

GIGOUT M., CADET J.-P., HOREMANS P., RASPLUS L. (1970) – Carte géologique à 1/50 000, feuille La Ferté-Saint-Aubin, n° 398.

GIGOUT M., CADET J.-P., HOREMANS P. (1974) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Beaugency.

GIGOUT M., DESPREZ N. (1977) – Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Gien (432). BRGM, Orléans, 25 p.

GINSBURG L. (1972) – Sur l'âge des Mammifères des Faluns miocènes du Nord de la Loire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 274 p. 3345-3347.

GINSBURG L. (1974) – Les feuilles paléontologiques du Bardon (Loiret) et l'âge des Sables de Beaugency–Tavers. *Bull. Ass. Naturalistes orléanais* (3), n° 12, p. 3-8.

GIOT D. (1992) – Comité de gestion de la taxe parafiscale, opération n° 29-41-08.

GIOT D., avec la collaboration de LORENTZ J., THIERRY J., *in* DEBRAND-PASSARD S. (coord.), *in* MÉGNIEN C. (dir.) (1980) – Synthèse géologique du Bassin parisien. *Mém. BRGM*, vol. II, atlas, n° 102, pl. L3 à L7, JM 3, JM 5, Ci 2 et Cs 2.

GIOT D. (2002) – Carte géologique du département du Loiret – document BRGM.

GIOT D. (2002) – Notice de la carte géologique du département du Loiret – document BRGM.

GROS Y., MARTIN P. (1981) – La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de la Machine, Neuville, Saint-Pierre-le Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM, 81 SGN 859 GEO, 18 p., 11 fig.

GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J. P., GAULIER J. M., GAUMET F., GROSDOY B., HANOT F., LE STRAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O., GRANDJEAN G. (1999) – Évolution géodynamique du bassin de Paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bull. Inform. géol. Bass. Paris*, 36, p. 3-35.

GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J. P., GAULIER J. M., GAUMET F. *et al.* (2000) – Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *In Geodinamica Acta*, Vol. 13, Issue 4, p. 189-245.

HAMON Y., MERZERAUD G. (2005) – Nouvelles données sur le Trias de Sologne (Chémery, sud-ouest du bassin de Paris) : stratigraphie et environnements de dépôts. *Géologie de la France*, p. 3-22.

HERITIER F., VILLEMIN J. (1971) – Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin parisien par l'exploitation pétrolière. *Bull. BRGM, Fr.*, (2), 1, p. 11-30, 1 pl.

JEZEQUEL P. (1996) – Étude minéralogique de 8 échantillons en provenance de Lamotte-Beuvron. Note BRGM/SMP/PEA/CMI/NY/96/406.

LABLANCHE G. (1982) – Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne (étude cartographique, pétrographique, reconstitution du milieu de sédimentation). Document BRGM, n° 49, 127 p., 28 fig., 4 cartes h.t.

LACOMBE O., OBERT D. (2000) – Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*. Earth and Planetary Sciences 330, p. 793-798.

LARUE J. (1999) – Le fleuve à augite dans le Bassin parisien : nouveaux éléments d'interprétation. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-16.

LECOINTRE G. (1959) – Tectonique du Sud-Ouest du bassin de Paris. Publication BRGM, n° 22.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. avec la collaboration de HANZO M., MOUTERDE R., MULLER A., RIOULT M., TINTANT H. *in* DEBRAND-PASSARD S. (coord.), *in* MEGNIEN C. (dir.) (1980) – Synthèse géologique du Bassin parisien. Mém. BRGM, vol. II, atlas, n° 102, pl. L1 à L7.

LEROUGE G. (1984) – Contribution à l'étude de la fracturation du Nord-Ouest du Massif central et du Sud du Bassin parisien (France). Thèse de 3e cycle, Univ. d'Orléans, 20, 394 p.

LEROUGE G., DEBRAND-PASSARD S., GELY J.-P. (1995) – Analyse morphostructurale du sud du Bassin parisien. Incidence de la lithologie et de la tectonique. Journées Claude Lorenz, Paris, p. 71-74.

LEROUGE G., FREYTET P., LORENZ C.J. (1986) – Proposition d'une chronologie des événements tectoniques, sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le Sud du Bassin parisien et le Nord-Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 303, série II, n° 19, p. 1749-1752.

LORENZ C. (1992) – Les grandes déformations de la couverture sédimentaire de l'ouest et du sud-ouest du bassin parisien : apport à la connaissance de la sturcture du socle du bassin. *Bull. Inform. géol. Bass. Paris*, 29, p. 5-17.

LOUP B., WILDI W. (1994) – Subsidence analysis in the Paris basin: akey to Northwest Europea intracontinental basins. *Basin Res.*, p. 6159-6177.

MACAIRE J.J. (1984) – Les vallées et formations alluviales plio-quaternaires dans le Sud et le Sud-Ouest du bassin de Paris : genèse et signification dynamique. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, Vol. 1, 2, 3, p. 37-40.

MACAIRE J.J., RASPLUS L. (1975) – Sur des sables superposés aux faluns helvétiens au Nord de Contres (Loir-et-Cher). *Bull. BRGM* (1), n° 2, p. 85-90.

MANIVIT J., DEBRAND-PASSARD S. (1994) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Vierzon (491) – Orléans : BRGM, Notice explicative par MANIVIT J. avec la collaboration de DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. et DESPREZ N. (1994), 50 p.

MASCLE A. (1990) – Géologie pétrolière des basins permiens français, comparaison avec les bassins permiens du Nord de l'Europe. *Chron. Rech. Min.*, 499, p. 69-86.

MÉGNIEN C. (éd.) (1980) – Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n° 101 : texte, 466 p. : n° 102 : atlas, 54 p.

MÉGNIEN C. avec la collaboration de MANIVIT J., MÉDIONI R., *in* DEBRAND-PASSARD S. (coord.), *in* MÉGNIEN C. (dir.) (1980) – Synthèse géologique du Bassin parisien. *Mém. BRGM*, vol. II, atlas, n° 102, pl. Ci 2.

MÉNILLET F. (1980) – Les lithofaciès des calcaires de Beauce (Stampien supérieur et Aquitanien) du bassin de Paris (France). *Bull. BRGM, Fr.*, 2e sér., sect. IV, n° 1, p. 15-35.

MÉNILLET F., Edwards N. (2000) – The oligocene Miocene calcaires de Beauce (Beauce Limestones), Paris Basin, France in E.H. Gierlowski an K.R. Kelts Eds., Lake basins through space and time: AAPG studies in geology, 46, p. 417-424.

PRIJAC C., DOIN M.P., GAULIER J.M., GUILLOCHEAU F. (2000) – Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. *Tectonophysics*, 323 p. 1-38.

RASPLUS L. (1978) – Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse, Orléans, 2 vol., 451 p., 1 vol. fig. et cartes.

ROUSSET V. (1996) – Analyse pétrographique et sédimentaire des dépôts post-aquitaniens en Val de Loire et Sologne occidentale. MAG, IGAL n° 154, 4 cartes et 4 doc. h.t.

SAPIN S. (1967) – Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., t. 9, n° 3, p. 327-354.

SCANVIC J.Y. (1983) – Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. Orléans, BRGM, Coll. Manuel et méthodes du BRGM n° 7, 158 p.

TOURENQ J. (1989) – Les sables et argiles du Bourdonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur. Étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Thèse doct. Univ. P. et M. Curie, Paris.

TRÉMOLIÈRES P. (1981) – Mécanismes de la déformation en zones de plate-forme, méthodes et application au Bassin parisien. Deuxième partie. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, vol. 36, n° 5.

VATAN A. (1947) – La sédimentation continentale tertiaire dans le bassin de Paris méridional. Thèse, Toulouse, 215 p., 7 pl.

WEBER C. (1971) – Le socle anté-permien sous la bordure sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM*, sect. I, (2), n° 3, p. 177-189.

WEBER C. (1973) – Le socle anté-triasique sur la bordure sud du Bassin parisien d'après les données de la géophysique. *Bull. BRGM*, sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343.

Hydrogéologie

HOUSSE B., MAGET Ph. (1976) – Potentiel géothermique du Bassin parisien. Ed. BRGM.

MAGET PH., JAUFFRET D. (1988) – Sologne : identification des nappes. Rapport BRGM 88 SGN 110 CEN.

MAGET Ph. (1995a) – Piézométrie du système aquifère de Beauce. Basses eaux 1994. Rapport BRGM R 38572.

MAGET Ph. (1995b) – Nappe des Sables du Cénomanien du bassin Loire-Bretagne. Piézométrie 1994. Rapport BRGM R 38582.

GIOT D. (1999) – Études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce ; géométrie du réservoir et limites de la nappe de Beauce », (BRGM). Rapport R 40571.

OLIVE Ph. (2002) – Datation des eaux des Calcaires de Beauce sous la Sologne ». Laboratoire de Thonon.

« Étude hydrogéologique du Calcaire de Beauce » (1969) – BRGM, rapport 69 SGL 149 BDP.

« Étude des réservoirs aquifères post-cénomaniens dans les régions septentrionale et orientale de la Sologne » (1971) – BRGM, rapport 71 SGN 256 BDP.

« Nappe de Beauce : piézométrie hautes eaux 2002 » (2003) – Rapport DIREN 2-11-094172-3.

« Nappe des Calcaires lacustres de Sologne : piézométrie 2003 » (2004) – Document Agence de l'Eau Loire-Bretagne.

Géothermie

GENTER A., GUILLOU-FROTTIER L., FEYBESSE J.L., NICOL N., DEZAYES C., SCHWARTZ S. (2003) – Typology of potential hot fractured rock resources in Europe. *Geothermics*, n° 32, p. 701-710.

GUILLOU-FROTTIER L. (2003) – Analyse des zones potentiellement favorables (thermiquement) pour l'implantation de sites HDR/HFR en Europe. Rapport BRGM/RP-52157-FR, 50 p., 22 fig.

LEMALE J., JAUDIN F. (1998) – La géothermie une énergie d'avenir, 117 p., ADEME, ARENE, BRGM.

POLLACK H.N., HURTER S.J., JOHNSON J.R. (1993) – Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Rev. geophys.*, 31 (3), p. 267-280.

Acquisition et rassemblement de données géothermiques disponibles en France (1978) – Rapport BRGM 78SGN284GTH.

La géothermie Collectif (2004) – Éditions du BRGM (Collection les enjeux des géosciences) 44 p.

Sols et végétation

ALLORGE P., GAUME R. (1931) – Esquisse phytogéographique de la Sologne. *Bull. Soc. bot., Fr.* (C.R. de la session extraordinaire de 1925), n° 72, p. 5-59.

ARROUAYS D., DUVAL O., RENAUX B. (1989) – Esquisse des paysages pédologiques du Loiret, INRA-SESCPF, Orléans, 1 notice, 186 p., 1 carte 1/250 000.

BRAUN-BLANQUET J. (1967) – La chênaie acidiphile ibéro-atlantique (Quercion occidentale) en Sologne. Station internationale de Géobotanique méditerranéenne et alpine, communication n° 178, Montpellier, p. 53-87.

CHARNET F. (1994) – Typologie des stations actuellement et potentiellement forestières de la Sologne. Inst. Dévelop. forestier, Fr., 111 p., fiches descriptives, ann.

DELPECH R. (1976) – Affinités phytosociologiques de quelques prairies alluviales inondables de Sologne. Colloques phytosociologiques V : la végétation des prairies inondables, Lille, p. 57-64.

DOUZON G. (1989) – Forêt domaniale de Boulogne (partie ouest) : étude des stations forestières. Off. nat. des Forêts, Fr., 33 p. + 1 fasc. d'ann.

DU RANQUET E. (1957) – La situation de la Sologne du XV^e siècle au milieu du XIX^e siècle. *Ann. Comité central agricole de la Sologne*, 2.

DU RANQUET E. (1960) – Le défrichement agricole de la Sologne. *Ann. CCAS*, n° 4, p. 112-123.

DU RANQUET E. (1964) – Le Comité agricole de la Sologne. *Rev. forest. Fr.*, n° 32, p. 63-71 et n° 33, p. 37-45.

EDEINE B. (1974) – La Sologne, contribution aux études d'ethnologie métropolitaine. Mouton, Paris-La Haye, 2 t., 1069 p.

GESSAT R. (1947) – L'agriculture solognote. Ministère de l'agriculture, Paris, 361 p.

GILLARDOT P. (1981) – La grande Sologne. Thèse de doctorat d'état en géographie, Université de Paris-I, 673 p. + 1 t. de 189 fig.

HELY, ALLEAUME (1993) – Cartographie des stations forestières de la forêt communale de Dhuizon (41). Mémoire de stage Université de Rennes 1, Off. nat. des Forêts, Fr., 22 p. (1 carte au 1/5 000).

HOREMANS P, (1961) – Contribution à l'étude pédologique des terrasses de la Loire moyenne. Thèse de doctorat en géologie dynamique, Faculté des sciences de l'Université de Paris, 164 p. + 16 pl. + 4 cartes h.t.

HOREMANS P. (1984) – Études pédologiques appliquées à l'aménagement hydraulique ; secteur de référence de Sologne viticole : Cour-Cheverny (ASA de Fontaines-en-Sologne). Rapport de résultat dactyl. + 9 tabl. d'analyses.

HOREMANS P., LESAFFRE B. (1981) – Secteurs de référence en Loir-et-Cher. Direction départementale de l'Agriculture du Loir-et-Cher, Service de l'hydraulique agricole et fluviale, 113 p.

LUNAIS B., MAUBERT Ph., GUILLOT G. (1986) – Répartition des plantes rares ou localisées en Sologne ; atlas préliminaire 1978-1985. Inventaires de Faune et de Flore, fasc. n° 31, Muséum national d'histoire naturelle, Paris, 247 p.

MARTIN E. (1895) – Catalogue des plantes vasculaires et spontanées des environs de Romorantin, 2^e édition, Standachar et Cie, Romorantin, XI-533 p.

MARTIN-DEMEZIL J. (1963-1964) – Les forêts du Comté de Blois jusqu'à la fin du XV^e siècle. *Mém. Soc. Sci. Lett. Loir-et-Cher*, vol. 34 (MCMLXIII), p. 127-241 et vol. 35 (MCMLXIIII), p. 117-246.

MAUBERT Ph. (1991-1992) – Éléments de réflexion sur l'origine des plantes les plus rares de Sologne. *Loiret-Nature*, vol. 1, n° 9, p. 11-23.

MIRLOUP J. (1975) – La chasse en Sologne ; étude géographique. Centre régional de la documentation pédagogique, Orléans, 346 p.

POITOU Ch. (1985) – Paysans de Sologne dans la France ancienne. Ed. Horwath, Le Coteau, 272 p.

SEGRET L. (1931) – Catalogue raisonné des plantes vasculaires de Sologne. *Bull. Soc. bot. Fr.* (C.R. de la session extraordinaire de 1925), p. 59-122.

Risques naturels - Géotechnique

Atlas des zones inondables de la vallée de la Loire, 1995 - DIREN Centre, Service Bassin Loire-Bretagne.

BOUCHUT J., GIOT D., CRUZ MERMY D., avec la collaboration de DEMELEMESTRE F., HALBWACHS C. (2004) – Cartographie de l'aléa retrait gonflement des argiles dans le département du Loir-et-Cher. Rapport BRGM/RP-52950-FR, 192 p., 28 ill., 6 ann., 3 cartes h.t.

CHASSAGNEUX D., STIELJES L., MOUROUX P., MÉNILLET F., DUCREUX G.H. (1996) – Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols (sécheresse-pluie) à l'échelle départementale. Approche méthodologique dans les Alpes de Haute-Provence. Rapport BRGM R 39218, 33 p., 6 fig., 1 tabl., 4 ann., 1 pl. hors-texte.

LCPC (1979 – L'essai au bleu de méthylène. Avant-projet de mode opératoire. *Doc. Dép. de Géotechnique* du LCPC, 16 p.

TROUILLARD-PERROT C., ZORNETTE N. (2003) – Inventaire des cavités souterraines du Loir-et-Cher – Rapport final. BRGM/RP-52564-FR, 63 p., 32 fig, 2 tabl., 10 ann.

VOGT J. (1979) – Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.

Archéologie

DELÉTANG H. (1999) – L'archéologie aérienne en France. Le passé vu du ciel. Paris, Errance, 171 p., 317 photos.

DELÉTANG H. (2003) – Récentes découvertes d'archéologie aérienne en Loir-et-Cher. L'Archéologue, n° 67, août-septembre, p. 35-38, 9 fig.

DELÉTANG H. (2004) – Prospections archéologiques aériennes dans le val de la Loire blésoise et orléanaise. Actes du colloque : approche archéologique de l'environnement et de l'aménagement du territoire ligérien, Orléans, 14-16 novembre 2002. Fédération archéologique du Loiret et Études ligériennes, p. 105-109.

DELÉTANG H., LEYMARIOS C. (2005) – Archéologie aérienne. Patrimoine du Loir-et-Cher, Saint-Cyr-sur-Loire, Edit. Alan Sutton, 192 p.

DELÉTANG H. – Suèvres, Les agglomérations secondaires antiques en région Centre, t. II (à paraître 2005).

IRRIBARRIA R. (1992) – La diffusion de l'opalite dans les pays de Loire moyenne, état de la question en 1992. Mémoire de DEA. Paris 1. Protohistoire.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille Blois : 1re édition (1884), par H. Douvillé, le Mesle, Jacquot ; 2e édition (1940), par G. Denizot.

Feuille Gien : 1re édition (1877), par H. Douvillé ; 2e édition (1940) par G. Denizot, A. Vatan.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille Argent-Sur-Sauldre, par R. Fleury (1991).

Feuille Aubigny-sur-Nère, par R. Fleury (1990).

Feuille Beaugency, par M. Gigout, J. P. Cadet et P. Hormans (1974).

Feuille Blois, par J.M. Lorrain, M. Caudron. N. Desprez, Cl. Martin (1972).

Feuille Montrichard, par J.J. Macaire (1977).

Feuille Romorantin, par R. Fleury (1997).

Feuille Saint-Martin-d'Auxigny, par R. Fleury, G. Lablanche, M.C. Maugenest (1995).

Feuille Salbris, par R. Fleury (1992).

Feuille Orléans, par G. Berger et N. Desprez, 1969.

Feuille Selles-sur-Cher, par J. Manivit (1977).

Feuille Vierzon, par J. Manivit (1994).

Feuille Lamotte-Beuvron (en cours d'édition).

Feuille Gien, par M. Gigout (1977).

DOCUMENTATIONS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données de sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique Centre, avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45160 ORLEANS – Cedex 2, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 PARIS.

http://www.infoterre.fr : Site BRGM regroupant toutes les informations liées au sous-sol français notamment les données de la BSS et des extraits des cartes géologiques de France.

AUTRES DOCUMENTATIONS ET SITES INTERNET

http://www.brgm.fr : le site du BRGM.

http://www.piezocentre.brgm.fr : site BRGM sur la piézométrie dans la Région Centre.

http://www.ades.eaufrance.fr/ : ADES est la banque nationale d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines. Elle rassemble, sur un site Internet public, des données concernant les eaux souterraines. C'est un outil qui doit permettre d'améliorer la connaissance et la gestion des eaux souterraines afin de mieux les exploiter et les protéger, conformément à la directive cadre européenne sur l'eau.

http://www.bdcavite.net/ : site BRGM en collaboration avec le LCPC, l'Inéris, et les RTM. Ce site met à disposition la base de données nationale des cavités souterraines abandonnées en France métropolitaine (ouvrages souterrains d'origine anthropique - à l'exclusion des mines - et cavités naturelles).

http://www.argiles.fr : site BRGM et du Ministère de l'environnement et du développement durable d'information sur le phénomène de retrait-gonflement des argiles.

http://www.geothermie-perspectives.fr : site ADEME et BRGM sur la valorisation et l'information des procédés géothermiques.

http://www.sisfrance.net/ : site internet géré par le BRGM en association avec EDF et IRSN où sont consignés l'ensemble des séismes enregistrés sur le territoire français.

http://perso.wanadoo.fr/archeoforet/ : site personnel de Louis Magiorani sur ses travaux d'archéologie forestière en forêts de Boulogne et de Chambord (bilan générique).

http://www.archeopourtous.org/ : site de l'association « Archéologie pour Tous » présidée par R. Irribaria. L'association Archéologie Pour Tous a pour but de promouvoir l'archéologie en Loir-et-Cher et en Région Centre, notamment par la pédagogie. Informations sur le site archéologique de Muides-sur-Loire.

http://www.grahs.1901.org/ : site internet du « Groupe de Recherches Archéologiques et Historiques de Sologne ». Cette Association, présidée par H. Delétang, se consacre à l'étude de l'histoire de la Sologne des origines à nos jours.

AUTEURS

Géologie

Davy CRUZ MERMY, ingénieur géologue au BRGM.

Denis GIOT, ingénieur géologue au BRGM.

Hydrogéologie

Philippe MAGET, hydrogéologue au BRGM et hydrogéologue agréé du Loiret.

Géothermie

Laurent GUILLOU-FROTTIER, ingénieur au BRGM.

Florence JAUDIN, ingénieur au BRGM.

Pédologie et occupation des sols

François CHARNET, ingénieur à l'Institut pour le Développement Forestier, Antenne d'Orléans.

Archéologie

Henri DELÉTANG, président du groupement de recherche archéologique et historique de Sologne (GRAHS).

Roland IRRIBARIA, président de l'association « Achéologie pour tous ».

Louis MAGGIORANI, retraité de l'enseignement, autorisé à procéder à une opération de prospection inventaire par le Service Régional de l'Archéologie (DRAC Centre).

Risques naturels et substances utiles des carrières

Davy CRUZ MERMY ingénieur géologue au BRGM.

Les analyses granulométriques et les valeurs au bleu de méthylène ont été réalisées par le Laboratoire d'analyse du BRGM à Orléans.

Remerciements aux élus, aux habitants de la région de Bracieux et aux agents de l'ONF du Parc de Chambord et de la forêt domaniale de Boulogne pour avoir facilité le travail des géologues de terrain. Remerciement à l'ensemble des coauteurs pour le travail réalisé.

ANNEXES

ANNEXE 1

LISTE DES SONDAGES

N° sondage BSS	X	Y	N° sondage BSS	X	Y
1-01	532900	2296650	3-45	549920	2292880
1-02	537650	2295950	3-46	546980	2290620
1-58	535510	2293150	4-01	558030	2299080
1-59	533230	2293980	4-12	556350	2291370
1-72	537600	2295350	4-17	558360	2295200
1-79	535540	2299450	4-19	556620	2291950
1-85	532880	2291170	5-10	534320	2288620
1-89	538200	2292610	5-11	534070	2289960
1-98	533350	2294550	5-14	535670	2284100
1-104	533300	2295660	5-17	534620	2280970
1-110	535590	2296660	5-21	536650	2285450
1-117	538270	2297270	5-24	534275	2286310
1-123	536260	2296910	5-25	538225	2289070
1-130	537740	2298320	5-26	537010	2289120
2-03	542650	2295500	6-01	540450	2283100
2-49	542810	2297570	6-07	544850	2285200
2-52	540570	2297300	6-09	545070	2282130
2-56	545140	2295110	6-16	542910	2288900
2-57	540760	2299860	6-17	541240	2284290
2-59	543350	2292760	6-18	542285	2286930
2-65	539650	2295460	6-19	545060	2287190
2-76	539260	2300100	7-01	549125	2288150
2-78	539730	2299110	7-05	549175	2285720
2-80	539680	2298350	7-07	549715	2280680
3-03	546060	2295430	7-09	545930	2289100
3-33	549850	2296110	7-11	548040	2282990
3-35	547580	2297550	7-12	549675	2287670
3-42	548920	2290750	8-01	555150	2284150
3-43	551600	2293000	8-11	555350	2282010
3-45	549920	2292880	8-14	559275	2282860

Liste des sondages BSS renseignés sur la carte et en notice coordonnées en Lambert 2

N° de sondage	4291-059		4291-079		4292-057		4293-045		4295-010		4295-017		4296-007		4297-001		4298-014	
Coordonnées	535610	2293150	535540	2299450	540760	2299860	549920	2292880	534320	2288620	534620	2280970	544850	2285200	549126	2288150	559275	2282860
Z sol/Z fin	83/65		92/36		77/17		90/6		83/23		91/-1		84/		129/19		109/	
	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.	Z Mur	Épais.
Alluvions/ Quaternaire	79	4	91	1	73	5	89,5	0,5	81	2	/	/	83,5	0,5	/	/	100	9
Cailloutis culminants	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	127	2	/	/
Argiles et sables de Sologne	/	/	/	/	/	/	73	/	/	/	79	/	70	/	77	50	65	35
Marnes et sables de l'orléanais	/	/	/	/	/	/	72	1	/	/	/	/	68	2	67	20	60	5
Calcaire de Pithiviers	71	/	84	/	/	/	44	27	62	/	73	6	46	12	39	28	44	16
Molasse du Gâtinais	70	1	81	3	/	/	/	/	57	5	68	5	42	4	34	5	40	4
Calcaire d'Étampes	/	≥ 5	59	22	41	/	29	15	45	12	56	12	34	8	/	≥ 15	15	25
Éocène lacustre	/	/	53	6	37	4	/	≥ 23	29	16	46	10	26	8	/	/	14	1
Éocène détritique	/	/	50	3	/	/	/	/	/	≥ 6	19	27	/	/	/	/	/	/
Argiles à silex	/	/	44	6	30	7	/	/	/	/			/	/	/	/	/	/
Craie	/	/	/	≥ 8	/	≥ 13	/	/	/	/	/	≥ 20	/	≥ 14	/	/	/	≥ 13

Tableau de sondages BSS détaillés.

N°	x	y	Epaiss	Terrain1	Epaiss	Terrain2	Epaiss	Terrain3
D1	551,980	2 288,790	x	m3-p1So				
D2B	550,690	2 289,.820	x	m3-p1So				
D4	550,290	2 291,040	x	m3-p1So				
D6	549,470	2 292,000	1	FwC	x	m3-p1So		
D8	548,720	2 287,080	x	m3-p1So				
D9	548,510	2 285,870	x	m3-p1So				
D10	547,820	2 284,890	x	m3-p1So				
D11	549,190	2 282,840	5	Fx	x	m3-p1So		
V2	556,180	2 291,050	3	FuL	x	m3-p1So		
V3	555,700	2 290,340	1,3	C-F	x	m3-p1So		
V5	555,390	2 289,420	7,5	CFu				
V6	555,390	2 288,540	1,9	CFu	x	m3-p1So		
V8	555,390	2 287,230	0,7	CFu	x	m3-p1So		
V10	552,790	2 288,430	x	m3-p1So				
V11	553,200	2 288,190	x	m3-p1So				
V12	553,520	2 289,200	1	C-F	x	m3-p1So		
F1	549,550	2 293,700	0,6	FxC	x	m3-p1So		
F4	547,810	2 292,650	x	m3-p1So				
F5	548,680	2 293,220	x	m3-p1So				
M1	554,470	2 281,700	0.6	C-F	x	m3-p1So		
M2	554,240	2 282,910	4,2	FwB	x	m3-p1So		
M5	554,360	2 285,120	x	m3-p1So				
M6	553,940	2 286,180	x	m3-p1So				
M7	553,660	2 286,980	x	m3-p1So				
S1	554,300	2 292,220	1	FvL	x	m3-p1So		
S2	553,980	2 293,310	x	m3-p1So				
S4	555,460	2 292,290	x	m3-p1So				
S5	553,200	2 293,790	x	m3-p1So				
S6	551,710	2 294,440	x	m3-p1So				
S7	551,930	2 294,790	1,5	FwC	x	m3-p1So		
S8	552,470	2 295,830	2	FyC	x	m3-p1So		
B1	546,580	2 291,910	1,2	C-F	x	m3-p1So		
B2	547,150	2 291,490	x	m3-p1So				
B4	547,000	2 290,210	x	m3-p1So				
B7	545,890	2 288,210	1.3	C-F	x	m3-p1So		
B10	546,090	2 286,310	x	m3-p1So				
B11	544,760	2 285,720	x	m3-p1So				
B12	544,550	2 286,350	x	m3-p1So				
B15	541,230	2 287,050	x	m3-p1So				
B17	539,290	2 285,990	x	m3-p1So				
B21	536,560	2 284,820	x	m3-p1So				
B23	536,440	2 286,780	x	m3-p1So				
B24	536,090	2 287,550	x	m2O				
B24-BIS	536,220	2 288,250	4,2	m2O	x	m1Pi		
B25	534,770	2 287,770	x	m1Pi				
B25-BIS	536,220	2 288,250	0,8	m3-p1So	3,5	m2O	x	m1Pi
B26	535,220	2 286,120	x	m3-p1So				
B26-BIS	537,070	2 286,010	x	m3-p1So				

Liste des forages de reconnaissance renseignés sur la carte et en annexe.

N°	x	y	Epaisseur	Terrain1	Epaisseur	Terrain2	Epaisseur	Terrain3
B28	534,090	2 286,850	1,5	m2O	x	m1*Pi*		
B29	533,350	2 287,010	1,2	m2O	x	m1*Pi*		
C3	540,930	2 294,340	x	m3-p1*So*				
C7	541,580	2 291,100	x	m3-p1*So*				
C15	538,140	2 288,500	1,1	C-F	x	m3-p1*So*		
C16	538,420	2 287,370	0,3	C-F	0,8	m3-p1*So*	x	m1*Pi*
C17	539,540	2 288,930	x	m3-p1*So*				
C17-BIS	539,270	2 288,850	x	m3-p1*So*				
C19	539,280	2 287,350	x	m3-p1*So*				
C20	537,570	2 292,160	x	m3-p1*So*				
C22	537,630	2 291,490	0,9	C-F	x	m1*Pi*		
C23	535,560	2 289,730	0,6	C-F	x	m1*Pi*		
C24	536,500	2 289,750	6	FxC		m3-p1*So*		
CR1	544,390	2 295,820	10	m3-p1*So*	x	m2O		
C031	542,250	2 292,910	1	Fy	x	m3-p1*So*		
C032	539,930	2 292,730	1	Fy	x	m3-p1*So*		
C033	538,030	2 293,580	5	m3-p1*So*	0.5	m2O	x	m1*Pi*
CHN	532,370	2 280,690	9,5	m3-p1*So*	3.3	m2O	x	m1*Pi*
BRC	539,580	2 284,700	15	m3-p1*So*	6.2	m2O	x	m1*Pi*

Liste des forages de reconnaissance renseignés sur la carte et en annexe (fin).

Formation géologique	N°	Prof.	RX	VB	X	Y	Z
Sables et argiles de Sologne	D6	1.2	S = 75 K = 23 I = 2	8,5	549,47	2 292,00	98,00
Sables et argiles de Sologne	B25B	1.3	S = 91 K = 8 I = 1	11,4	536,22	2 288,25	85,50
Sables et argiles de Sologne	D2	1.5	S = 77 K = 22 I = 1	6,8	550,89	2 289,46	110,00
Sables et argiles de Sologne	S2	1.1	S = 86 K = 13 I = 1	13,6	553,98	2 293,31	103,00
Sables et argiles de Sologne	B16	4.5	S = 85 K = 14 I = 1	14,7	540,76	2 286,77	107,00
Sables et argiles de Sologne	C10	2	S = 56 K = 37 I = 7	3,2	541,97	2 289,89	102,00
Sables et argiles de Sologne	M6	1	S = 77 K = 23 I = 1	6,7	553,94	2 286,18	104,00
Sables et argiles de Sologne	F1	0.7	S = 91 K = 8 I = 1	11,8	549,55	2 293,70	100,00
Sables et argiles de Sologne	F5	0.8	S = 83 K = 15 I = 2	3,1	548,68	2 293,22	92,00
Sables et argiles de Sologne	D8	1.3	S = 82 K = 17 I = 1	12,1	548,72	2 287,08	100,00
Sables et argiles de Sologne	C10	1	S = 69 K = 29 I = 2	5.6	541,97	2 289,89	102,00
Sables et argiles de Sologne	D1B	1	S = 44 K = 51 I = 5	2.2	551,23	2 289,26	115,50
Sables et argiles de Sologne	V9	2	S = 63 K = 35 I = 2	10,1	552,62	2 288,67	129,00
Marnes et sables de l'Orléanais	B27	1.7	S = 87 K = 12 I = 1	12,7	534,21	2 286,19	93,00
Marnes et sables de l'Orléanais	C19	11.5	S = 94 K = 5 I = 1	8,4	539,28	2 287,35	100,50
Calcaire de Pithiviers	C23	1	S = 88 K = 2 I = 10	1,1	535,56	2 289,73	80,50
Calcaire de Pithiviers	B25	0.4	S = 21 K = 3 I = 76	0,8	534,77	2 287,77	82,50
Cailloutis culminants	V2	0.8	K = 86 I = 9 Vermiculite = 5	3,3	556,18	2 291,05	133,00
Cailloutis culminants	D7	0.8	S = 4 K = 86 I = 5 Vermiculite = 5	4,2	549,18	2 288,38	131,00

Analyses des échantillons argileux.

ANNEXE 2

ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

Pour la réalisation des analyses granulométriques, une prise de l'échantillon brut sec est effectuée.

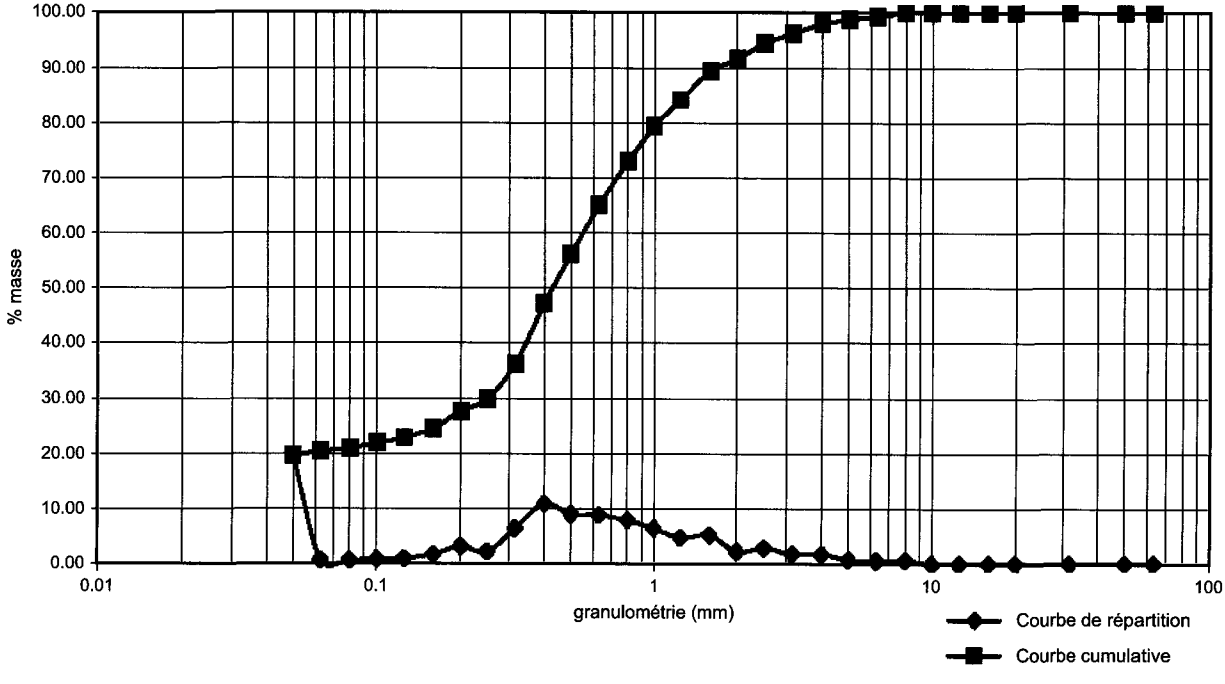
Avant analyse, les échantillons sont dispersés avec un défloculant (hexamétaphosphate de sodium). L'ensemble est mis en agitation puis tamisé sur un tamis d'ouverture 50 µm. La fraction supérieure à 50 µm a été séchée puis traitée par tamisage en voie sèche, la fraction inférieure à 50 µm gardée sous forme de pulpe pour être utilisée pour une analyse micro-granulométrique si besoin était.

Les résultats complets des analyses et de leur représentation graphique sont présentés dans les pages suivantes.

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
> 20 mm	31,500	0,00	100,00
de 16 à 20 mm	20,000	0,00	100,00
de 12,5 à 16 mm	16,000	0,00	100,00
de 10 à 12,5 mm	12,500	0,00	100,00
de 8 à 10 mm	10,000	0,00	100,00
de 6,3 à 8 mm	8,000	0,66	100,00
de 5 à 6,3 mm	6,300	0,56	99,34
de 4 à 5 mm	5,000	0,77	98,78
de 3,15 à 4 mm	4,000	1,76	98,01
de 2,5 à 3,15 mm	3,150	1,79	96,25
de 2 à 2,5 mm	2,500	2,85	94,46
de 1,6 à 2 mm	2,000	2,23	91,61
de 1,25 à 1,6 mm	1,600	5,22	89,38
de 1 à 1,25 mm	1,250	4,74	84,15

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
de 0,8 à 1 mm	1,000	6,43	79,41
de 630 à 800 µm	0,800	7,90	72,98
de 500 à 630 µm	0,630	8,84	65,08
de 400 à 500 µm	0,500	9,03	56,24
de 315 à 400 µm	0,400	10,90	47,22
de 250 à 315 µm	0,315	6,41	36,31
de 200 à 250 µm	0,250	2,20	29,90
de 160 à 200 µm	0,200	3,13	27,71
de125 à 160 µm	0,160	1,72	24,57
de 100 à 125 µm	0,125	0,98	22,85
de 80 à 100 µm	0,100	0,87	21,87
de 63 à 80 µm	0,080	0,61	21,00
de 50 à 63 µm	0,063	0,71	20,39
< 50 µm	0,050	19,68	19,68

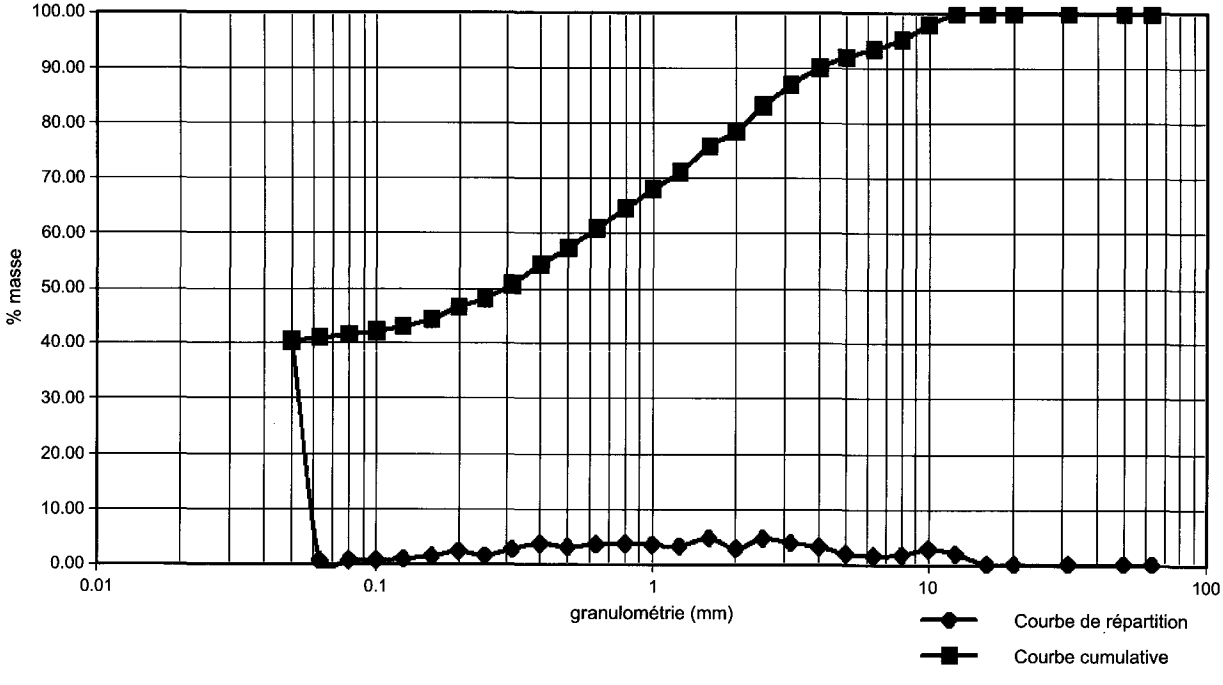
Références échantillon : 429F5 (0,80 m) : Sables et argiles de Sologne



Courbes granulométriques - échantillon 429F5

Références échantillon : 429V2 (0,80 m) : Cailloutis culminants

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés	Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
> 20 mm	31,500	0,00	100,00	de 0,8 à 1 mm	1,000	3,43	68,02
de 16 à 20 mm	20,000	0,00	100,00	de 630 à 800 µm	0,800	3,64	64,59
de 12,5 à 16 mm	16,000	0,00	100,00	de 500 à 630 µm	0,630	3,54	60,95
de 10 à 12,5 mm	12,500	1,91	100,00	de 400 à 500 µm	0,500	3,03	57,41
de 8 à 10 mm	10,000	2,79	98,09	de 315 à 400 µm	0,400	3,64	54,38
de 6,3 à 8 mm	8,000	1,67	95,30	de 250 à 315 µm	0,315	2,65	50,74
de 5 à 6,3 mm	6,300	1,53	93,63	de 200 à 250 µm	0,250	1,48	48,08
de 4 à 5 mm	5,000	1,90	92,09	de 160 à 200 µm	0,200	2,22	46,60
de 3,15 à 4 mm	4,000	3,17	90,20	de125 à 160 µm	0,160	1,34	44,39
de 2,5 à 3,15 mm	3,150	3,85	87,03	de 100 à 125 µm	0,125	0,85	43,05
de 2 à 2,5 mm	2,500	4,56	83,17	de 80 à 100 µm	0,100	0,63	42,20
de 1,6 à 2 mm	2,000	2,78	78,61	de 63 à 80 µm	0,080	0,56	41,56
de 1,25 à 1,6 mm	1,600	4,65	75,83	de 50 à 63 µm	0,063	0,55	41,00
de 1 à 1,25 mm	1,250	3,16	71,18	< 50 µm	0,050	40,45	40,45

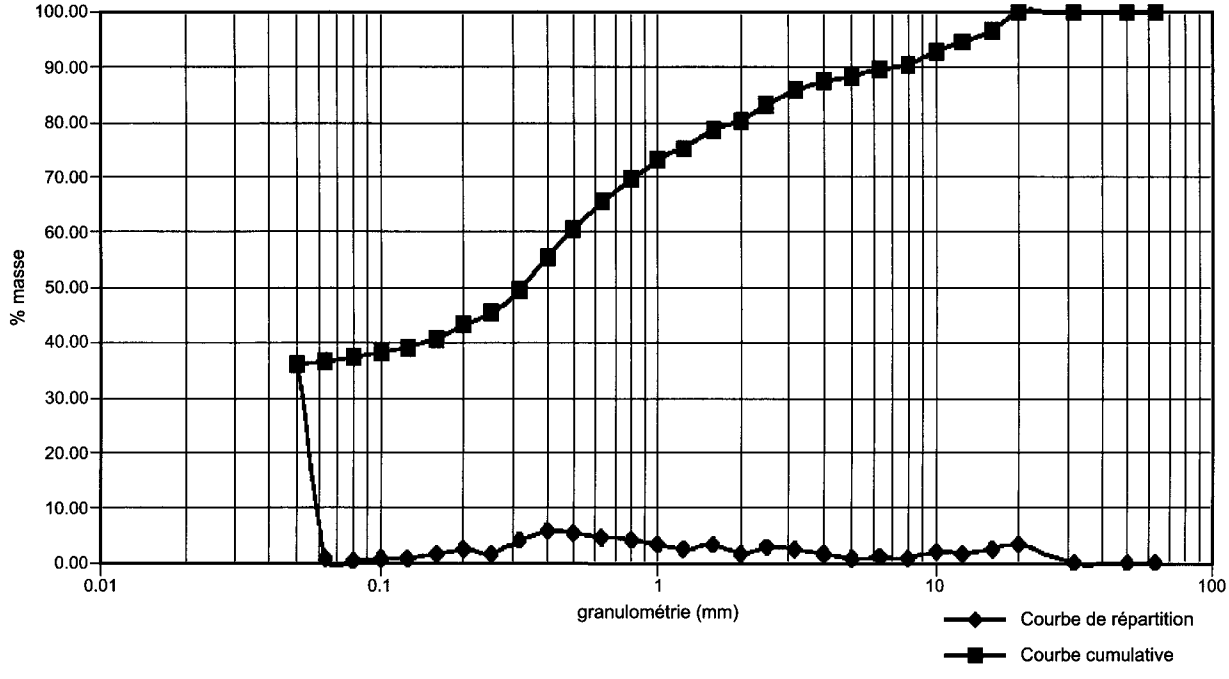


Courbes granulométriques - échantillon 429V2

Références échantillon : 429C10 (1,00 m) : Sables et argiles de Sologne

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
> 20 mm	31,500	0,00	100,00
de 16 à 20 mm	20,000	3,29	100,00
de 12,5 à 16 mm	16,000	2,33	96,71
de 10 à 12,5 mm	12,500	1,71	94,38
de 8 à 10 mm	10,000	2,14	92,67
de 6,3 à 8 mm	8,000	0,85	90,52
de 5 à 6,3 mm	6,300	1,27	89,67
de 4 à 5 mm	5,000	0,97	88,40
de 3,15 à 4 mm	4,000	1,75	87,43
de 2,5 à 3,15 mm	3,150	2,52	85,68
de 2 à 2,5 mm	2,500	2,74	83,15
de 1,6 à 2 mm	2,000	1,82	80,41
de 1,25 à 1,6 mm	1,600	3,23	78,59
de 1 à 1,25 mm	1,250	2,39	75,35

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
de 0,8 à 1 mm	1,000	3,36	72,97
de 630 à 800 µm	0,800	4,24	69,60
de 500 à 630 µm	0,630	4,70	65,36
de 400 à 500 µm	0,500	5,32	60,67
de 315 à 400 µm	0,400	5,91	55,35
de 250 à 315 µm	0,315	4,23	49,44
de 200 à 250 µm	0,250	1,85	45,21
de 160 à 200 µm	0,200	2,72	43,36
de125 à 160 µm	0,160	1,54	40,64
de 100 à 125 µm	0,125	1,04	39,10
de 80 à 100 µm	0,100	0,78	38,06
de 63 à 80 µm	0,080	0,59	37,29
de 50 à 63 µm	0,063	0,77	36,70
< 50 µm	0,050	35,93	35,93

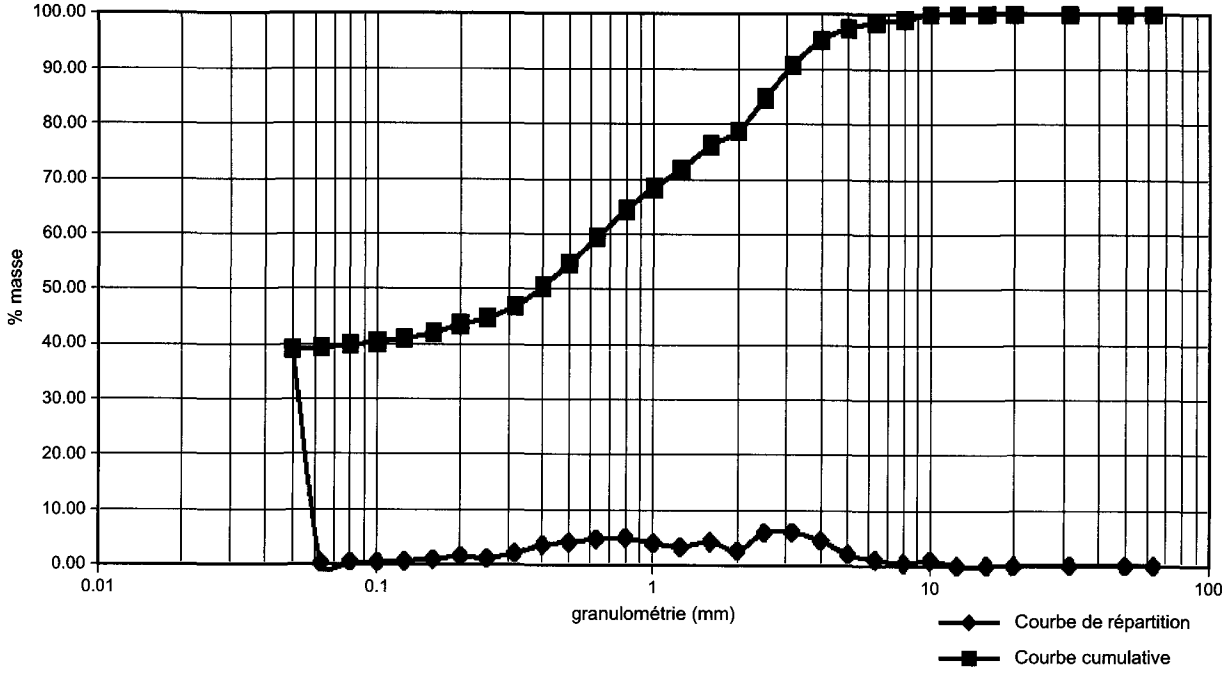


Courbes granulométriques - échantillon 429C10

Références échantillon : 429D7 (0,80 m) : Cailloutis culminants

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
> 20 mm	31,500	0,00	100,00
de 16 à 20 mm	20,000	0,00	100,00
de 12,5 à 16 mm	16,000	0,00	100,00
de 10 à 12,5 mm	12,500	0,00	100,00
de 8 à 10 mm	10,000	1,02	100,00
de 6,3 à 8 mm	8,000	0,50	98,98
de 5 à 6,3 mm	6,300	1,06	98,48
de 4 à 5 mm	5,000	2,12	97,42
de 3,15 à 4 mm	4,000	4,54	95,30
de 2,5 à 3,15 mm	3,150	6,10	90,76
de 2 à 2,5 mm	2,500	5,93	84,66
de 1,6 à 2 mm	2,000	2,63	78,73
de 1,25 à 1,6 mm	1,600	4,29	76,10
de 1 à 1,25 mm	1,250	3,37	71,81

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
de 0,8 à 1 mm	1,000	4,06	68,44
de 630 à 800 µm	0,800	4,97	64,38
de 500 à 630 µm	0,630	4,75	59,40
de 400 à 500 µm	0,500	4,15	54,65
de 315 à 400 µm	0,400	3,62	50,50
de 250 à 315 µm	0,315	2,18	46,88
de 200 à 250 µm	0,250	1,16	44,70
de 160 à 200 µm	0,200	1,56	43,55
de125 à 160 µm	0,160	0,96	41,99
de 100 à 125 µm	0,125	0,69	41,03
de 80 à 100 µm	0,100	0,51	40,34
de 63 à 80 µm	0,080	0,50	39,83
de 50 à 63 µm	0,063	0,29	39,33
< 50 µm	0,050	39,04	39,04

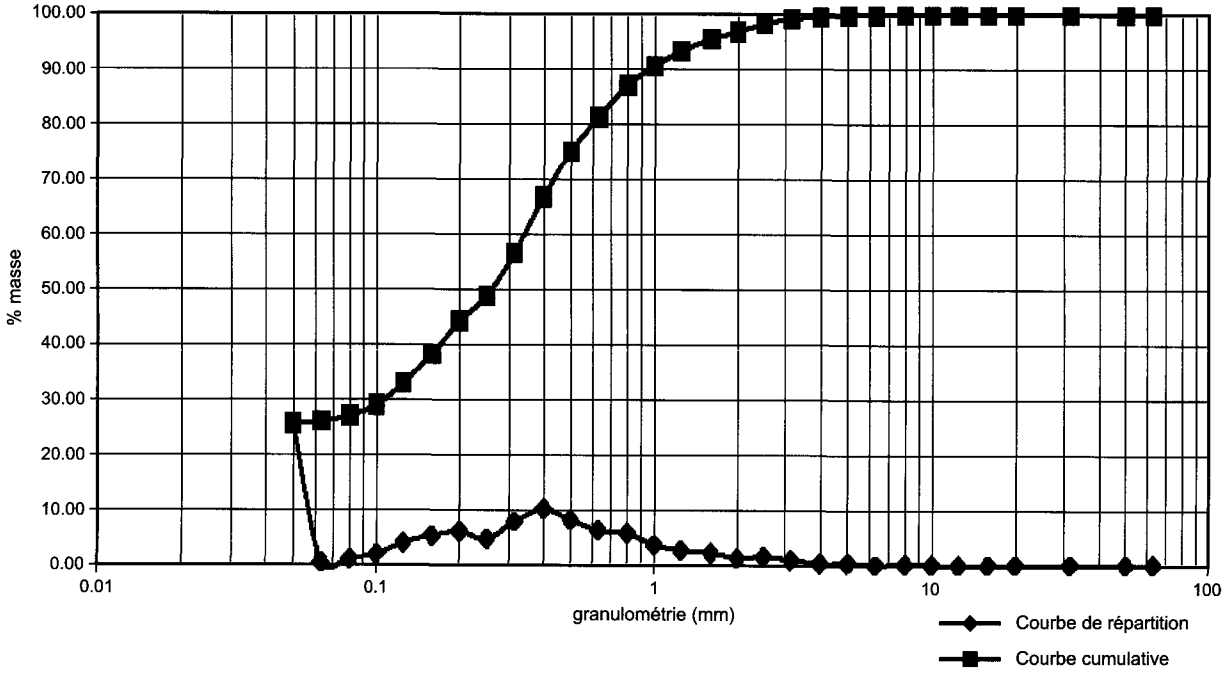


Courbes granulométriques - échantillon 429D7

Références échantillon : 429D1B (1,00 m) : Sables et argiles de Sologne

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
> 20 mm	31,500	0,00	100,00
de 16 à 20 mm	20,000	0,00	100,00
de 12,5 à 16 mm	16,000	0,00	100,00
de 10 à 12,5 mm	12,500	0,00	100,00
de 8 à 10 mm	10,000	0,00	100,00
de 6,3 à 8 mm	8,000	0,14	100,00
de 5 à 6,3 mm	6,300	0,00	99,86
de 4 à 5 mm	5,000	0,38	99,86
de 3,15 à 4 mm	4,000	0,31	99,48
de 2,5 à 3,15 mm	3,150	0,90	99,16
de 2 à 2,5 mm	2,500	1,52	98,27
de 1,6 à 2 mm	2,000	1,24	96,75
de 1,25 à 1,6 mm	1,600	2,23	95,52
de 1 à 1,25 mm	1,250	2,65	93,28

Intervalle granulométrique	Granulométrie (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
de 0,8 à 1 mm	1,000	3,60	90,63
de 630 à 800 µm	0,800	5,76	87,03
de 500 à 630 µm	0,630	6,28	81,28
de 400 à 500 µm	0,500	8,17	74,99
de 315 à 400 µm	0,400	10,13	66,82
de 250 à 315 µm	0,315	7,83	56,69
de 200 à 250 µm	0,250	4,67	48,86
de 160 à 200 µm	0,200	6,02	44,19
de125 à 160 µm	0,160	5,29	38,17
de 100 à 125 µm	0,125	3,94	32,88
de 80 à 100 µm	0,100	1,91	28,93
de 63 à 80 µm	0,080	1,11	27,02
de 50 à 63 µm	0,063	0,35	25,91
< 50 µm	0,050	25,56	25,56



Courbes granulométriques - échantillon 429D1B

Achevé d'imprimer
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)

Dépôt légal N° 1864

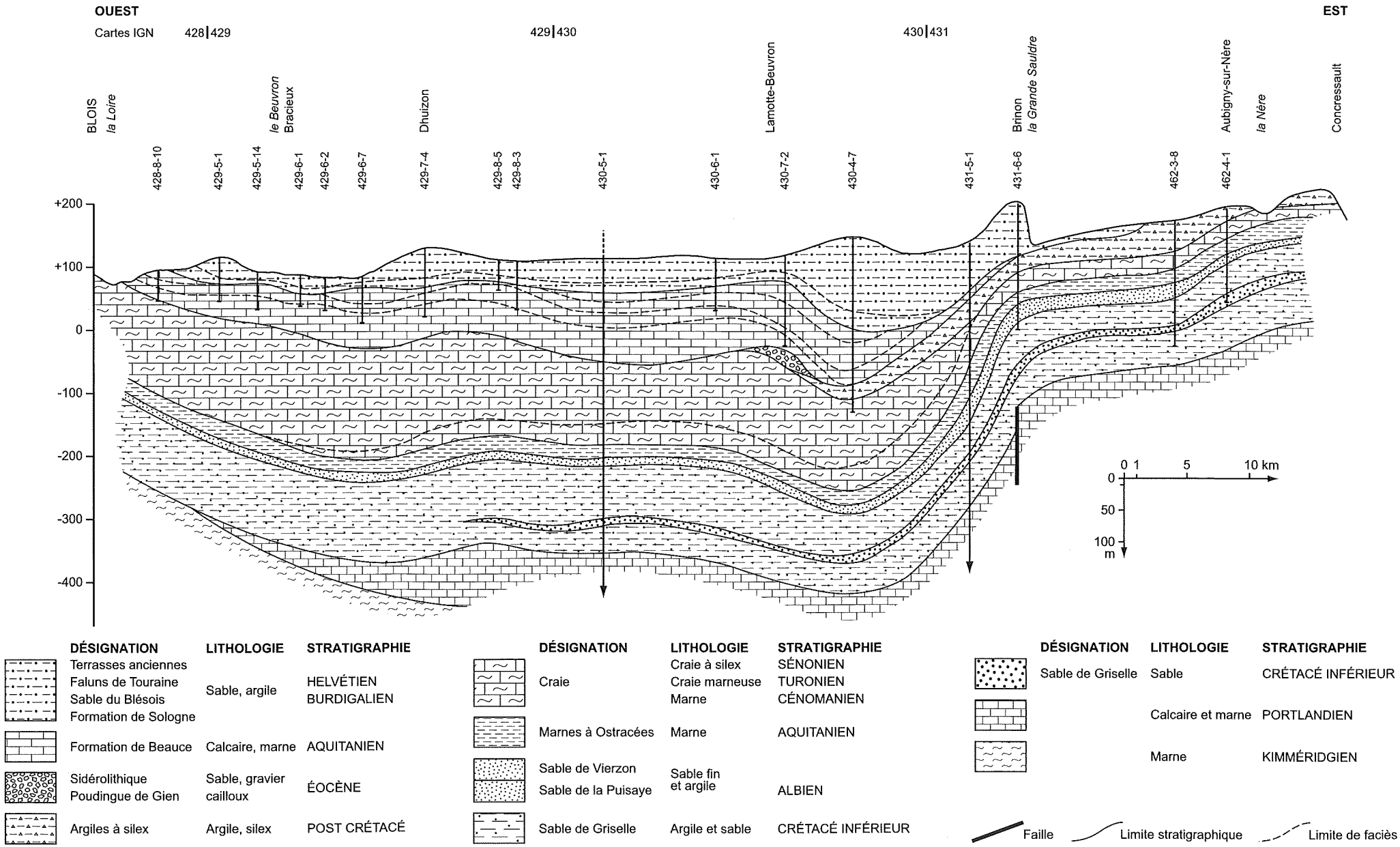


Fig. 9 - Coupe géologique sous la Sologne (BRGM, rapport 88.SGN.110.CEN)

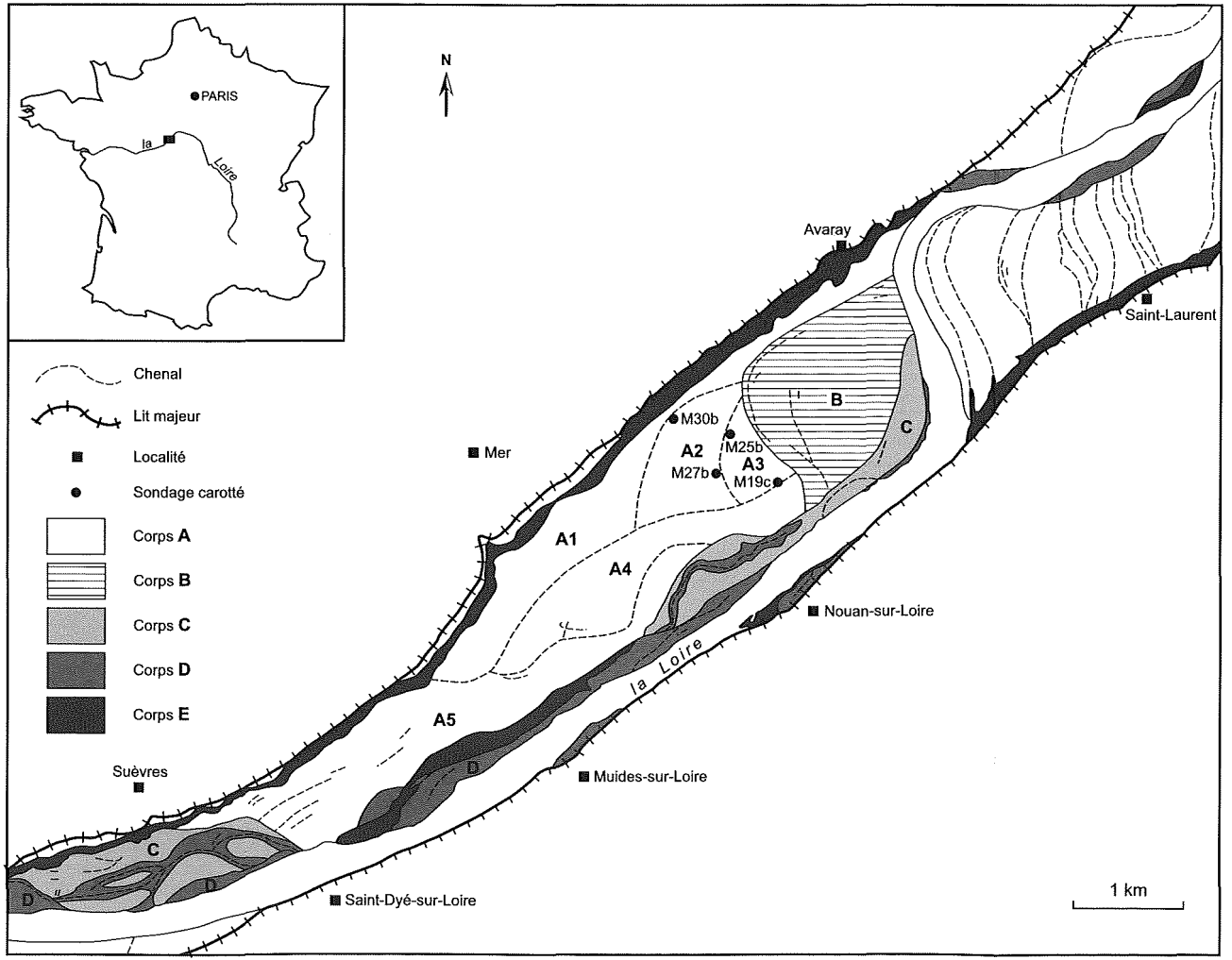


Fig. 5 - Géométrie des corps alluviaux du lit majeur de la Loire au Val d'Avaray (Garcin *et al.*, 1999)

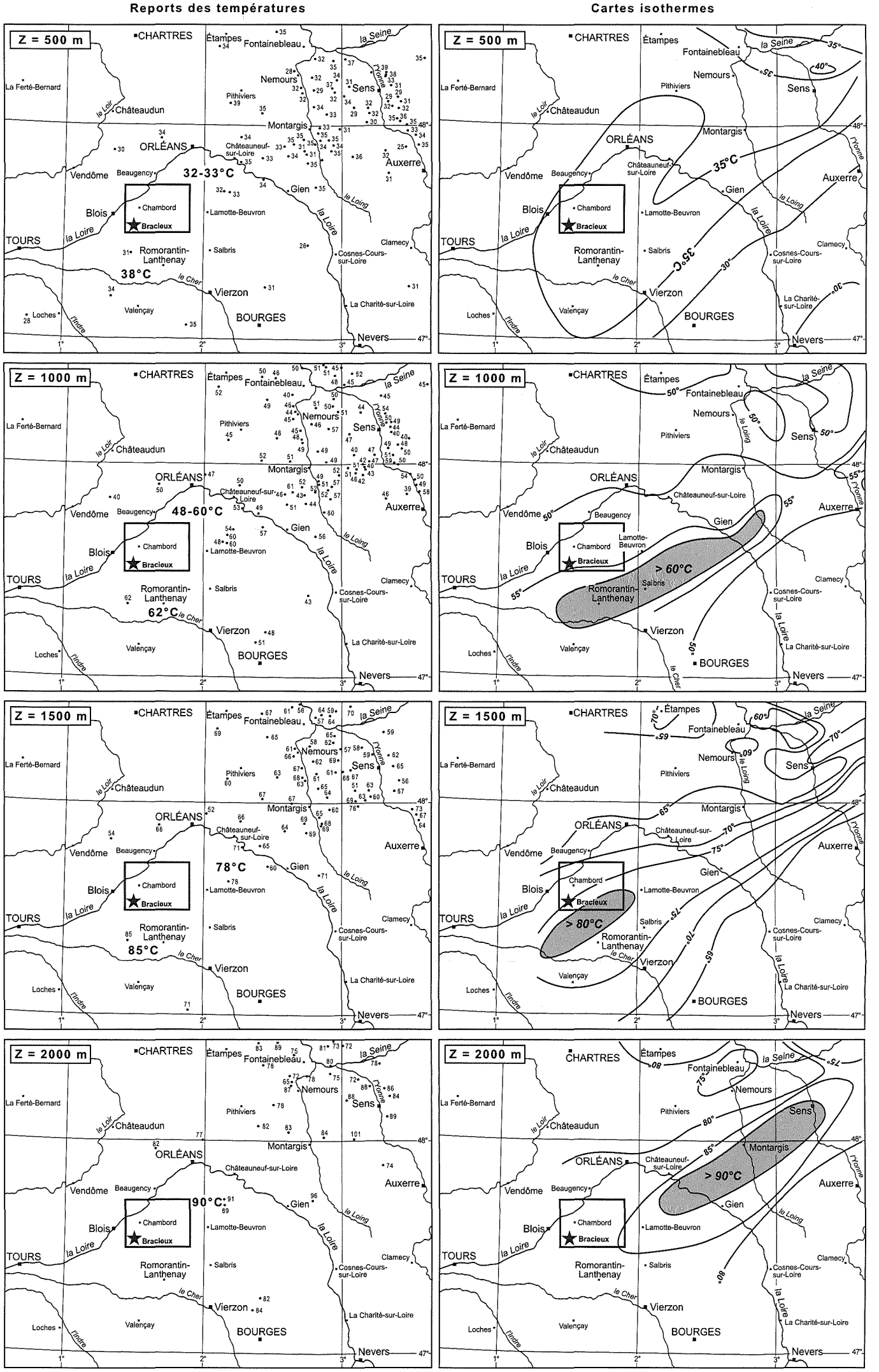
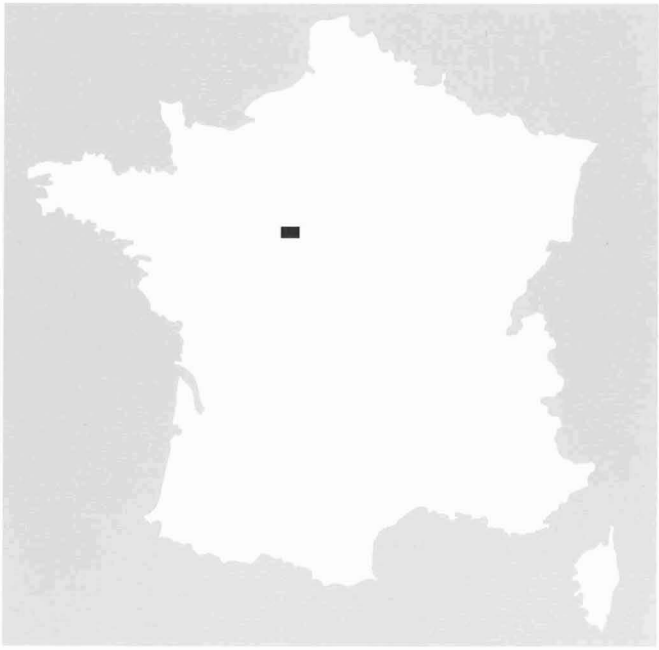


Fig. 10 - Report des températures (interpolations ou extrapolations) et cartes isothermes pour le centre de la France
d'après le rapport BRGM 78SGN284GTH



BRACIEUX

La carte géologique à 1/50 000
BRACIEUX est recouverte
par la coupure BLOIS (N° 108)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Selommes	Beaugency	La Ferté-Saint-Aubin	
Blois	BRACIEUX	Lamotte-Beuvron	
Montrichard	Romorantin		Salbris