

Relations des bassins laguno-lacustres de l'Eocène supérieur sarthois avec la fracturation : Exemple du couloir décrochant du Jalais

G. MARY⁽¹⁾, R. GIORDANO⁽²⁾

Mots-clés : Faille, Faille décrochement (Couloir décrochant), Eocène sup., Dôme, Bassin sédimentaire Sarthe (Jalais)

Résumé

Deux familles principales de failles et de couloirs décrochants orientées respectivement N 45-N 50 et N 140 affectent le territoire sarthois. Au cours du Bartonien, leur fonctionnement a engendré des dômes et des bassins qui ont été comblés au fur et à mesure comme le montre le couloir décrochant de l'Huisne dans le Jalais.

Abstract

Respectively with direction N 40-N 50 and N 140, two main families of faults and corridors of slippage affect the Sarthe area. During the Bartonian, their acting has given anticlinal structures and basins which were filled up in the same time, as the Huisne corridor of slippage in the Jalais area prove it.

I. Historique et problèmes relatifs au Cénozoïque sarthois

Dans le département de la Sarthe, le socle armoricain s'ennoie vers l'est sous le Mésozoïque et le Cénozoïque du Bassin parisien. L'ensemble des dépôts jurassiques et crétacés atteint une épaisseur de quelques 300 m à la limite orientale du territoire sarthois, c'est-à-dire à 70 km environ des derniers affleurements paléozoïques. La couverture mésozoïque a une structure d'ensemble monoclinale à faible pendage SSE. Ce dispositif s'exprime morphologiquement par un relief de cuestas, particulièrement démonstratif dans le Saosnois. Cependant, des failles, des dômes et des bassins comblés par des dépôts cénozoïques perturbent la structure générale.

Reconnu depuis plus d'un siècle (A. Brongniart, 1810 ; J. Triger, 1837, 1839), le Cénozoïque sarthois comprend, d'une part, des formations résiduelles issues de l'altération du Crétacé crayeux, l'Argile à silex, ou interprétées comme telles, les Sables à silex, et, d'autre part, des dépôts de Sables et grès à *Sabalites andegavensis*, d'argiles, de marnes, de calcaires et de meulière. Les Grès à sabals furent d'abord comparés au Grès de Fontainebleau (Réunion SGF, 1837) puis aux Grès de Beauchamp (E. Hébert, 1862). Leur datation exacte a souvent donné lieu à débat (cf. C. Klein, 1973) et est parfois remise en question (J.C. Yvard, 1978). Les autres

formations cénozoïques sarthoises furent d'abord mises en parallèle avec le Calcaire de Beauce (Aquitainien (J. Triger, 1839 ; A. d'Archiac, 1846), puis avec le Calcaire de Saint-Ouen (Bartonien) (E. Hébert, 1862). Les forages récents pratiqués dans l'Eocène de Fyé ont permis d'en établir la lithostratigraphie et la chronostratigraphie. De bas en haut se succèdent, les Sables et grès du Maine (Cénomaniens), les Sables et grès inférieurs de Fyé palynologiquement rapportés à l'Auverisien (J.J. Chateaufort, 1980), puis les Marnes à gastéropodes du Bas-Bray, les Sables et grès à *Sabalites* et les Marnes supérieures à *Discorbis* datées du Marinésien (P. Juignet *et al.*, 1984). D'autres bassins éocènes sarthois sont aussi datés du Bartonien : Bonnétable, la Chapelle-Saint-Aubin, mais ils n'ont pas tous été étudiés en détail, faute d'affleurement ou de forage, si bien que le synchronisme des divers sites n'est pas absolument prouvé.

Les foraminifères découverts par Y. Milon (1930), puis par L. Dangeard (1942), ont été identifiés comme étant le genre *Discorbis* (P. Marie, 1947) et l'espèce *bractifera* (S. Durand, 1956 ; G. Bignot, 1962). Leur association à une faune saumâtre et à une faune dulçaquicole a conduit à la reconnaissance d'un milieu sédimentaire saumâtre parfois très dessalé (S. Durand, 1956, 1959 ; G. Bignot, 1962 ; R. Rey, 1965). G.F. Dollfus (1880) a posé le problème paléogéographique en proposant l'hypothèse d'un grand lac, ou celle d'une série de petits bassins. La solution de petits bassins lagunaires communiquant entre eux et avec la mer a été privilégiée (L. Dangeard, 1942), la fracturation étant responsable du compartimentage de l'aire sédimentaire (S. Durand, 1959).

⁽¹⁾ Laboratoire de géologie, Université du Maine, 72017 Le Mans Cedex

⁽²⁾ Ingénieur hydrogéologue, DDA, Résidence Mercure, Percée centrale, 72000 Le Mans.

Parallèlement à la recherche des solutions aux problèmes stratigraphiques et paléogéographiques posés par l'Éocène supérieur sarthois, l'analyse structurale a été entreprise dès le 19^{ème} siècle (E. Hébert, 1862 ; G.F. Dollfus, 1890-91 ; A. Guillier, 1886). Elle a conduit à reconnaître l'existence d'accidents, notamment de dômes et de cuvettes, s'organisant selon deux systèmes d'axes, ou de linéaments, l'un orienté N 40 à N 50 et dit varisque ou normand, l'autre d'azimut N 110 et dit armoricain ou ligérien. Le parallélisme de ces directions avec celles des plis paléozoïques a suggéré l'idée de plis posthumes (M. Bertrand, 1892) ou de réactivation tectonique (C. Klein, 1973). Mais la prépondérance du rôle des failles a été reconnue ainsi que la relation de celles-ci avec les dômes (L. Dangeard, 1943). Deux directions de fracturation principales, N 45 et N 160 ont été retenues et interprétées comme étant des décrochements (C. Klein, 1973). J.M. Suzzoni (1985), qui s'est fondé sur l'analyse de la microfracturation, a distingué trois phases de compression séparées par deux périodes de relaxation. Lors de la première phase compressive polyphasée, dite pyrénéenne car ayant eu lieu entre le Crétacé terminal et le Bartonien, la contrainte horizontale principale a varié de N 40 à N 10 puis à N 170. Pendant la seconde phase, dite alpine, s'étant produite durant le Mio-Pliocène, la contrainte horizontale principale est passée de N 90 à N 120. La compression est redevenue N-S au cours du Quaternaire. Pendant les périodes de relaxation, les failles ont eu un jeu distensif.

La présente communication a pour buts de recenser les failles post-mésozoïques cartographiables, de rechercher les relations entre la fracturation, les bassins éocènes et les dômes, notamment dans le cas d'un segment de l'accident de l'Huisne, enfin de poser le problème des liaisons socle-couverture au cours des déformations cénozoïques du substratum sarthois.

II. Relations entre les failles, les dômes et les bassins éocènes sarthois

La distribution des dômes et des bassins cénozoïques sarthois évoque un réseau de sites relativement ponctuels dont le choix du mode de liaison pourrait être aléatoire si les failles qui leur sont associées n'étaient pas le meilleur guide pour les relier. Selon leur direction, se distinguent deux ensembles principaux d'accidents, comprenant chacun des couloirs décrochants, des failles jalonnées par des dômes et par des bassins cénozoïques, des failles seules, et deux ensembles mineurs comportant seulement des fractures.

1. Ensemble N 45-N 50

Le premier groupe, qui est prépondérant, se caractérise par une direction moyenne N 45-N 50. Les divers éléments qui le constituent sont présentés du nord vers le sud.

a - Couloir décrochant de Perseigne-Fyé (fig. 1, I-I'). La région de Perseigne peut être assimilée à un

couloir décrochant long de 25 km et large de 12 km. La faille de Champfleure - la Fresnaye-sur-Chédouet le limite au NW et met en contact le Jurassique et le Crétacé avec le Briovérien et le Paléozoïque du massif de Perseigne. La faille de Saosnes, composée d'éléments N 70 et N 80 borde le couloir décrochant au sud, en pays jurassique. Elle est située dans le même alignement que les failles de la Hutte et de Saint-Ouen-de-Mimbré à l'ouest. Le couloir décrochant comprend le bassin de Fyé et le demi-horst de Perseigne. Des failles d'azimut N 20 à N 30 et d'allure sigmoïde encadrent le bassin bartonien de Fyé. La faille de Rouessé-Fontaine leur est sensiblement parallèle. L'axe du bassin fait un angle de 35° avec la direction d'élongation du couloir décrochant en accord avec un jeu senestre. Le demi-horst de Perseigne est basculé vers le SE et s'ennoie alors sous le Jurassique. Le couloir décrochant correspond à un décalage senestre du grand coulissement hercynien de Villaines-la-Juhel - Saint-Léonard (Doré et Giordano, 1972), dont le prolongement se retrouve au nord de Perseigne. A l'extérieur du couloir, le long de la faille bordière NW s'alignent les petits bassins de sables éocènes de la Piroire (Roullée), de la Vincendière (la Fresnaye-sur-Chédouet) et de Saint-Rigomer-des-Bois.

b - Faille de la Chapelle Saint-Fray - Chassillé (fig. 1, 1-1'). Longue de 18 km environ, elle affecte le Crétacé et le Jurassique. Elle se dichotomise autour du horst paléozoïque des Bourleries qui domine la Champagne mancelle des calcaires du Dogger. Vers le NE, la vallée de l'Orne Saosnoise a le même alignement, mais la présence d'une faille n'est pas certaine (P. Juignet *et al.*, à paraître).

c - Couloir décrochant de Saint-Cosme-en-Vairais - Chemiré-le-Gaudin (fig. 1, II-II'). Dans le couloir, se succèdent, du NE au SW sur 50 km, les dômes de marnes oxfordiennes de Jauzé-Courcival, Courceboeuf, Joué l'Abbé, entourés par les formations cénomaniennes, puis les bassins éocènes complexes des Brosses, de Palluau en La Chapelle-Saint-Aubin, de Pruillé-le-Chétif, effondrés au sein des assises crétacées ; ensuite les dômes bajo-bathonniens de Maison neuve, de l'Ormeau en Etival, de la Feuverie et de Flacé - Château de Belle fille sur Souigné - Flacé ; enfin l'anticlinal bajocien de Chemiré-le-Gaudin en pays callovien. Les failles bordières ne sont pas toujours clairement exprimées. La partie médiane cumule les bassins effondrés tandis qu'aux extrémités sont regroupés les dômes. Le bassin éocène de Tassé, au SW, se situe dans le même alignement.

d - Axes Prévelles - Savigné l'Evêque et Roëzé - Argance (fig. 1, 2-2', 3-3'). L'axe du bassin éocène de Prévelles et la vallée de la Vive Parence parallèle à la faille de Savigné l'Evêque qui décale le Cénomaniens forment un alignement long de 25 km d'azimut N 60. Vers le SW, le relaie, selon une direction N 50, sur une distance de 40 km, la succession constituée par le dôme callovien de Roëzé, l'anticlinal bathonien de la Suze, les dômes calloviens de Malicorne et d'Arthezé, enfin la faille de l'Argance.

e - Couloir décrochant Huisne - Belinois (fig. 1, III-III'). Il est long de plus de 100 km et large de 1 à

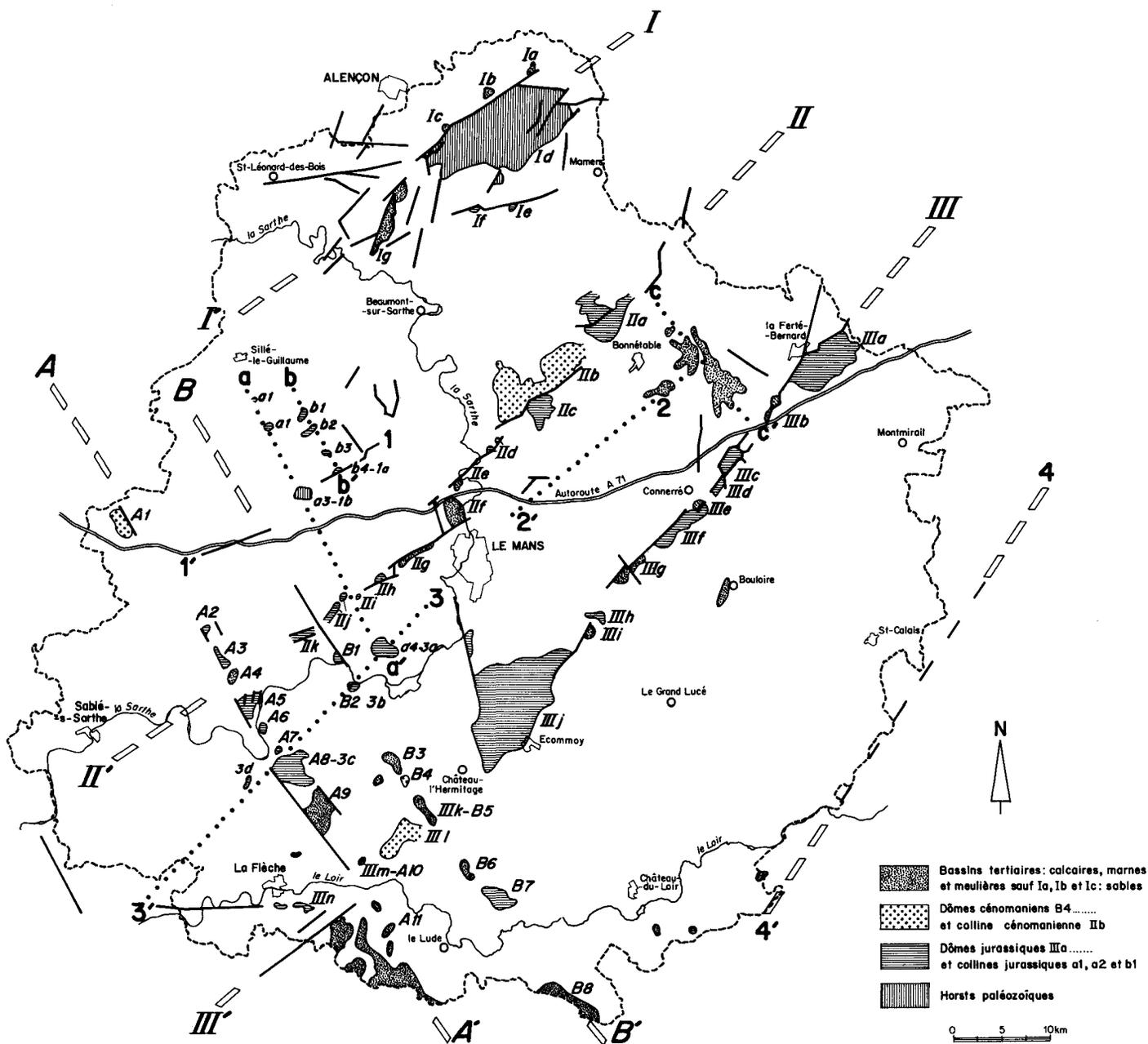


Fig. 1.- Carte des failles et des couloirs décrochants tertiaires de la Sarthe.
Map of the Tertiary faults and corridors of slippage of the Sarthe area.

5 km. Il s'inscrit dans une région crétacée. Les bassins éocènes (Nogent-le-Rotrou, Villaines-la-Gonais, Duneau, Montaigu-en-Thorigné-sur-Dué, Ardenay et Parigné-l'Évêque) alternent avec les dômes ou horsts d'Oxfordien supérieur calcaire ou d'Oxfordien inférieur marneux (Ceton, la Ferté-Bernard, Vouvray-sur-Huisne, le Jalais, Parigné-l'Évêque, le Belinois). Vers le SW, cet axe se prolonge par l'alignement formé par le bassin éocène de Marolle, le dôme cenomanien de Brouassin-en-Mansigné, le bassin éocène du château de Gallerande en Luché - Pringé ; puis au sud du Loir par les dômes oxfordiens du Tertre rouge et de Tournebride à la Flèche. Latéralement vers l'est, se développe le système des failles Thorée-les-Pins - Clefs.

f - Faille de la Bray (fig. 1, 4-4'). Dans le sud-est du département, s'allonge la faille de la Bray sur une trentaine de kilomètres avec un azimut N 40.

Elle affecte le Crétacé, par exemple à Savigny sur Bray, le Turonien est abaissé au NW et le Cénomanien est relevé au SE. De petites failles satellites EW et NS accompagnent la fracture principale.

2. Ensemble N 140-N 150

Il se compose de deux couloirs décrochants et d'alignements dont les liaisons par faille ne sont pas évidentes. Les différents éléments sont présentés d'ouest en est.

a - Couloir décrochant Chantenay Villedieu - Luché Pringé (fig. 1, A-A'). Comme dans les couloirs précédents se rencontrent des dômes et des bassins éocènes : dôme bajocien de Claire Onde sur Chantenay - Villedieu, dômes bajo-bathonniens de Chantenay - Villedieu, de Noyen, de la Bluterie en Noyen, dôme calliovien de Malicorne ; bassins

éocènes de Tassé, de Malicorne, de Sigran, du château de Gallerande sur Luché - Pringé. Au sud du Loir, se trouve encore le vaste bassin éocène de Savigné-sous-le-Lude, décalé vers le SW par rapport à l'axe du couloir. Cette zone faillée large de 1 à 2 km n'est qu'un segment d'un accident beaucoup plus long s'étendant jusqu'à la côte orientale du Cotentin et auquel C. Klein (1973) accorde un rôle majeur dans l'évolution géomorphologique locale au cours du Cénozoïque. D'ailleurs le fossé éocène supérieur de Céaucé (Orne) récemment découvert (C. Cavelier *et al.*, 1986) s'inscrit le long de ce décrochement.

b - Couloir décrochant la Suze - Aubigné (fig. 1, B-B'). Il est long de 55 km et large de 1 à 2 km. Il inclut les dômes bajo-bathonniens de Chemiré-le-Gaudin, de Saint-Benoît, de la Suze, le brachyantoclinal cénomaniens de la Roche sur Oizé, le dôme oxfordien d'Aubigné Racan, les bassins éocènes de Oizé, de Marolle en Mansigné, de Maison rouge sur Coulongé et de Villiers Auboin (Indre-et-Loire).

c - Alignements de Rouez - Roëzé, de Cures, de Boëssé-le-Sec (fig. 1, a-a', b-b', c-c'). Parallèlement aux deux couloirs décrochants, s'étendent vers l'est des alignements discontinus. Ainsi l'alignement Rouez - Roëzé (a-a') comporte les témoins bajo-bathonniens de Rouez et de Montafay-sur-Tennie reposant sur le socle armoricain, la haute vallée de la Vègre, le horst paléozoïque des Bourleries et le bombement callovien de Roëzé. L'alignement de Cures (b-b') réunit les affleurements de Lias de Conlie, Cures, Vauroin isolés au sein des calcaires du Dogger. Vers l'est, la courte faille de Domfront-en-Champagne lui est parallèle ainsi que l'axe du bassin éocène de Boëssé le sec - Saint-Georges du Rosay (c-c').

-  Colluvions sableuses ;
solutratum non connu
-  Bartonien :
calcaires
-  Bartonien :
sables
-  Sénonien-Turonien
craie altérée
-  Cénomanien supérieur et moyen :
Sables du Perche, Sables du Maine
-  Cénomanien inférieur :
Marnes de Ballon
-  Oxfordien supérieur :
Calcaires coralliens
-  Oxfordien moyen :
Sables ferrugineux
-  Oxfordien inférieur :
Marnes à Pernes

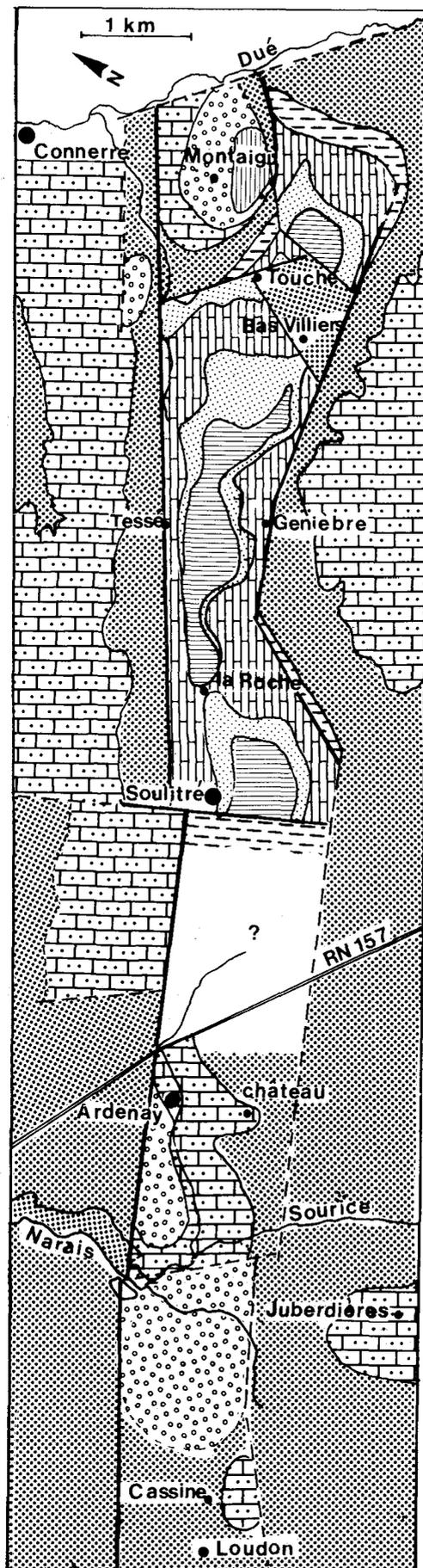


Fig. 2.- Carte géologique du Jalais.
Geologic map of the Jalais area.

3. Autres accidents sarthois

Un troisième ensemble d'accidents sarthois, peu représenté, groupe des failles de direction générale W-E : faille de Bérus qui affecte le Jurassique dans le nord du département, et élément du décrochement dextre hercynien déjà signalé au nord de Perseigne ; faille du Loir entre Bazouges et la Flèche dans le sud du département.

Le quatrième ensemble inclut des failles N-S comme celle de la Chéronne à Tuffé, du Ponceau à Lombron ou de l'Anille à Saint-Calais. Enfin près du Mans, la faille d'Arnage, d'azimut N 170 a été rangée dans ce groupe.

4. Vue d'ensemble sur la fracturation du territoire sarthois

Considérées globalement, les failles majeures du territoire sarthois constituent deux familles principales conjuguées, l'une de direction N 45-N 50, l'autre d'azimut N 150. Au cours du Cénozoïque, les contraintes horizontales qui les ont engendrées ont permis des directions moyennes N-S et E-W, si bien que le décrochement de l'Huisne, par exemple, apparaît tantôt senestre, tantôt dextre (J.M. Suzzoni, 1985) et que l'accident de Chantenay Villedieu - Luché Pringé, dextre quant aux repères hercyniens, semble plutôt senestre à Chantenay (P. Chevet, 1985).

Les accidents sarthois N 150 représentent les plus orientaux des décrochements tardi-hercyniens dextres de même azimut affectant le Massif armoricain (F. Arthaud et Ph. Matte, 1974 ; J.L. Vignerresse, 1983). La longueur des accidents N 45-N 50 est telle que les résultantes des directions de fracturation de la couverture et celles du socle sous-jacent concordent (D. Fabre et J.P. Robert, 1975). Leur parallélisme avec les plis hercyniens normands avait justifié leur qualification de varisque ou de normand et suggéré l'idée de la réactivation des synclinaux paléozoïques (Cl. Klein, 1973). Mais les accidents cénozoïques sont des failles dont l'initiation n'est pas obligatoirement hercynienne à l'exception de certaines d'entre elles, comme par exemple à Perseigne.

Les failles N 150 sont localisées à l'ouest du territoire sarthois, et celles de direction N 45-N 50 sont seules représentées vers l'est. L. Dangeard (1943) a déjà signalé la difficulté de retrouver, dans la région étudiée, le prolongement des axes SE-NW des plis mésozoïques et cénozoïques de Touraine et de Sologne mis en évidence par G.F. Dollfus (1890-91) et confirmés par G. Lecointre (1947) et L. Rasplus (1978).

Dans l'état actuel des faits, le croisement des deux principales familles d'accidents n'a lieu que dans le sud-ouest du département. Si des dômes, Malicorne et la Suze par exemple, se trouvent au point de rencontre des deux systèmes, il ne semble pas en être de même pour les dômes orientaux sarthois situés dans les couloirs décrochants de l'Huisne et de Saint-Cosme.

Les couloirs décrochants, lorsqu'ils sont bien affirmés, sont limités par deux séries de failles bordières écartées de un à quelques kilomètres. Entre elles, les formations sont ondulées en une suite de

dômes et de brachysynclinaux, ou fracturées pour donner une succession de horsts et de grabens. Les dépressions ainsi créées ont été comblées par les dépôts éocènes.

A l'exception de quelques uns d'entre eux dont le contexte tectonique est à préciser (la Gonezière sur Clermont Créans, Marthe et la Chaponnière à Dissay sous Courcillon, Bouloire), les bassins cénozoïques sarthois sont associés aux deux directions principales de fracturation même si, comme à Prévelles ou à la Bosse, les failles ne sont pas exprimées. En dehors des bassins éocènes à dépôts complexes, des placages de sables éocènes à dalles de grès se rencontrent à la surface des plateaux d'argile à silex (Sargé, Bouloire, ...) ou au sommet de buttes témoins (Auvours, Rossay...). En conséquence, si des zones localisées liées à la fracturation ou à des déformations souples ont été subsidentes et ont accumulé des sédiments éocènes épais sous des faciès variés à certaines périodes, des épandages sableux ont largement débordé ces aires et ont recouvert de vastes surfaces moins directement concernées par l'évolution tectonique.

III. Exemple du Jalais, segment du couloir décrochant de l'Huisne

L'exemple développé ici a trait au segment de l'accident de l'Huisne s'étendant de Connerré à Loudon. Le cadre débordé des limites de la région du Jalais. Celle-ci est une boutonnière allongée N 45-N 50, bordée par des plateaux crétacés, au fond de laquelle affleure, quelques 50 m en contrebas des cuestas, l'Oxfordien bombé (F. Doré *et al.*, 1977). Cet étage comprend localement, de bas en haut, les Marnes à pernes, les Sables ferrugineux et les Calcaires dits coralliens. Le Crétacé correspond au Cénomaniens, au Turonien et au Sénonien. Schématiquement, le Cénomaniens est formé par les Marnes de Ballon (50-60 m), les Sables du Maine (55-60 m), les Marnes à huitres (0-15 m), les Sables et grès à *Catopygus* (0,5-4 m), la Craie à *Terebratella carantonensis* (0,5-4 m) (P. Juignet, 1974). Le Turonien local comprend la Craie à *Inoceramus labiatus* (10-12 m) la craie à silex abondants (15-20 m) puis la craie à Bryozoaires. Ces deux derniers membres correspondent à la Craie à *Terebratella bourgeoisii* des anciens auteurs (A. Guillier, 1886). Hormis le sud du département où il affleure sous le faciès de la Craie de Villedieu, le Sénonien n'a été signalé dans la Sarthe qu'en deux affleurements situés dans cette zone du Jalais (J. Triger et A. Guillier 1875-1882). En fait, son extension a été plus grande comme le prouve la présence au Mans, boulevard Lyautey, dans l'Argile à silex, d'un fragment de *Placenticerus syrtale* (détermination de W.J. Kennedy) du Santonien supérieur.

Dans la région du Jalais, trois domaines seront décrits : le horst oxfordien du Jalais, le secteur d'Ardenay au Sud et celui de Montaigu au Nord.

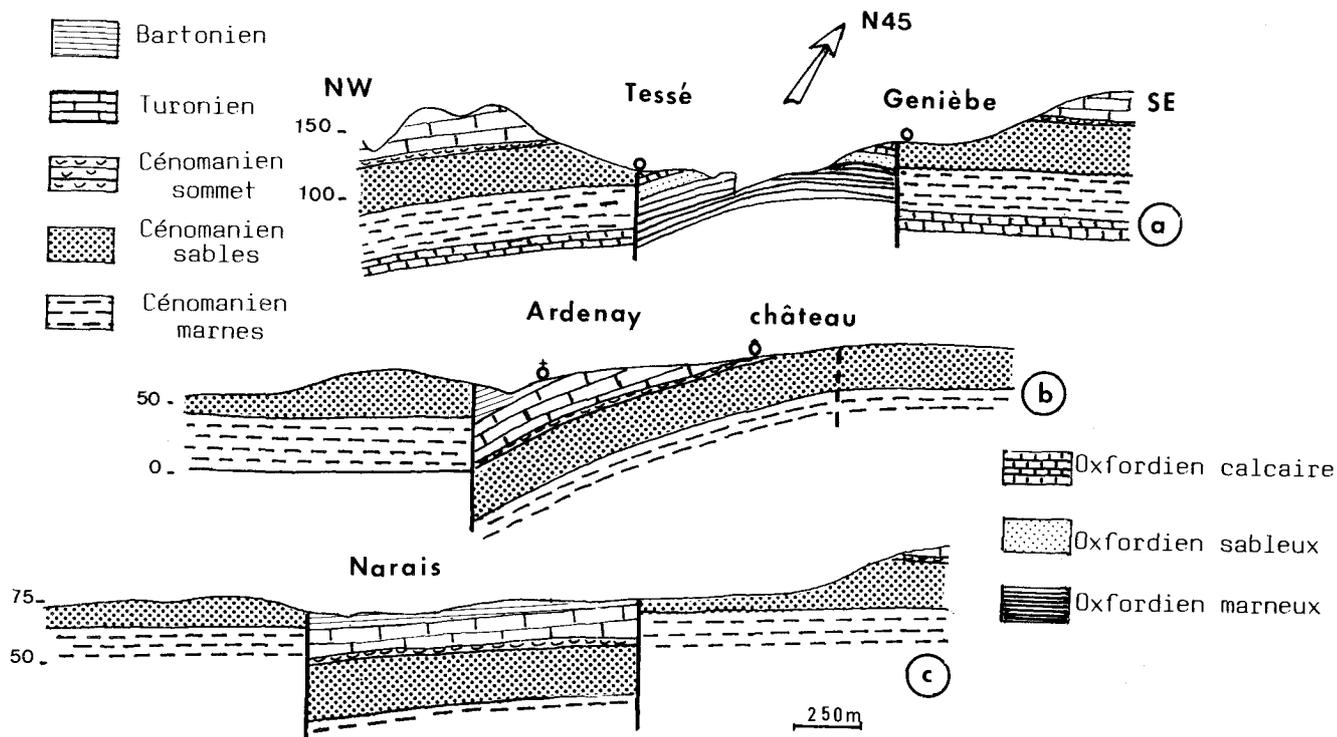


Fig. 3.- Sections transversales du couloir décrochant de l'Huisne dans le Jalais :
 a - Jalais ; b - Ardenay ; c - Sourice.
 Cross sections of the Huisne corridor of slippage in the Jalais area :
 a - Jalais ; b - Ardenay ; c - Sourice.

1. Le Jalais (fig. 2 ; fig. 3a)

La faille bordière nord-ouest du horst met en contact les Sables du Maine supérieurs (Cénomanién moyen) avec les Calcaires coralliens oxfordiens. Le rejet vertical est de l'ordre de 80 m en faveur du horst. Le long de la faille sud-est, au Genièbre, les calcaires coralliens affrontent aussi les Sables du Maine inférieurs, alors qu'aux Grouas, ils sont opposés aux Marnes de Ballon (Cénomanién inférieur). L'Oxfordien marneux affleure dans deux brachyanticlinaux. L'axe du bombement nord, dit de la Roche, s'étend obliquement par rapport à l'axe du couloir faillé depuis la Tuilerie de la Roche jusqu'au près du Genièbre, selon la direction N 65. Les relevés microtectoniques donnent trois familles de plans verticaux, l'une N 50 senestre, les deux autres N 30 et N 160 dextres (J.M. Suzzoni, 1985). Ces faits indiquent qu'un jeu senestre a engendré la structure anticlinale.

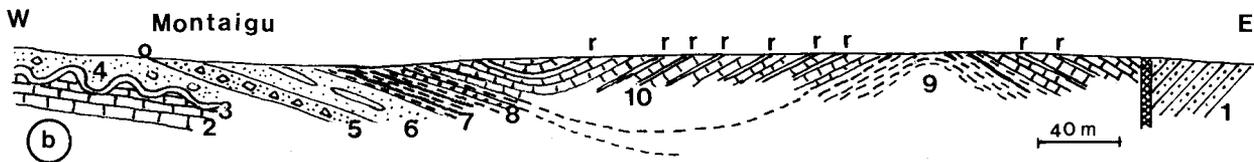
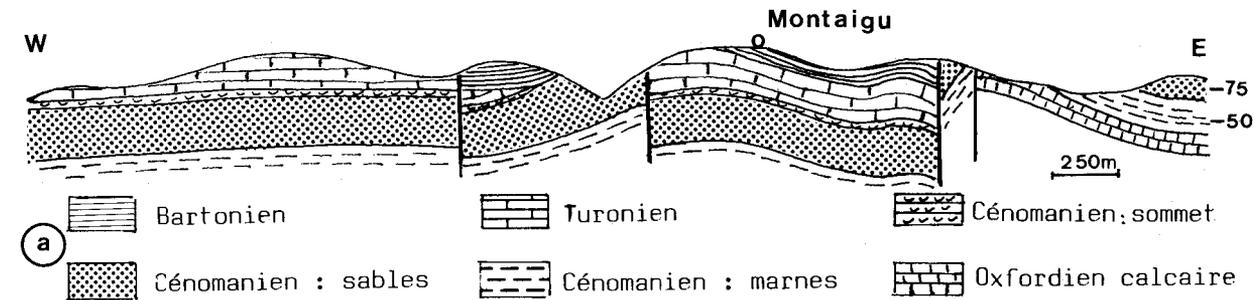
A l'extérieur du couloir décrochant, la lèvre nord-ouest a été déformée. En effet, les altitudes de la base du Turonien, 130 m au carrefour de Montifault, 100 m aux Thuaudières, démontrent le pendage des couches vers le NW. De plus le Turonien s'abaisse progressivement vers le NE, parallèlement à l'axe du couloir décrochant, jusqu'au dessous de 70 m à Connerré. La craie turonienne recèle aussi des fractures verticales N 10 et N 165 dextres, et N 50 senestres (renseignements de D. Obert). Le nombre de mesures est insuffisant faute d'affleurements valables, mais il se pourrait que les directions de contrainte aient été légèrement modifiées à l'intérieur du couloir.

2. Secteur d'Ardenay

a - De Soultré à la RN 157 (fig. 2). Au sud de l'anticlinal de la Roche, s'étend le dôme des marnes oxfordiennes de Soultré. Celui-ci se ferme vers le NE au niveau de la D 52. Vers le SW, il est interrompu par une faille de direction N 130 entre le cimetière de Soultré et le Patis. Au SW de la faille, dans le couloir décrochant, se trouvent quelques affleurements de Marnes de Ballon, mais le substratum n'est pas connu sous les colluvions sableuses jusqu'à la RN 157. Contrairement au segment du Jalais, le Turonien forme le versant de la bordure NW et pend vers le couloir.

b - De la RN 157 à la Sourice (fig. 2 ; fig. 3b). A l'intérieur du couloir décrochant, du château d'Ardenay, altitude 110 m, le Turonien plonge vers le NE et sa base se trouve respectivement aux cotes 43 et 24 m dans les forages du Huchereau et de la Croix. Il est surmonté par les calcaires éocènes. Sur le bord NW, le sommet du Cénomanién affleure sur l'étroit plateau du Ronceray à 97 m d'altitude. Dans l'axe du couloir, la base du Turonien plonge entre la Sourice (55 m) et la Croix (24 m).

c - De la Sourice à Loudon (fig. 2 ; fig. 3c). Immédiatement au sud de la rivière, la base du Turonien est à la cote 40 m NGF. Une faille de direction N 130 décale le couloir décrochant vers le NW, le Turonien affleurant dans l'étang de rive droite du Narais. La craie est recouverte par les sables à meulière de l'Éocène. Puis les couches se relèvent vers le SE ; le sommet du Cénomanién se voit à la Cassine.



CRETACE : 1 - Cénomaniens : Sables du Maine. 2 - Turonien : Craie à bryozoaires. 3 - Sénonien : sables glauconieux.
ALTERITE : 4 - sables à silex. BARTONIEN : 5 - sables à silex. 6 - sables et grès. 7 - Argile vert d'eau.
8 - sable orangé. 9 - Argile calcareuse. 10 - Marnes et calcaires à niveaux rubéfiés r.

Fig. 4.- Section transversale selon la tranchée du TGV à Montaigny :
a - coupe générale ; b - détail du bassin bartonien.
Cross section along the TGV way at Montaigny :
a - general cross section ; b - detail of the Bartonian basin.

3. Secteur de Montaigny (fig. 2 ; fig. 4)

La faille bordière nord-ouest, que matérialise le ruisseau du Gué aux ânes, a toujours la direction N 45. La faille sud-est prend un azimut N 70. Le graben céno-manien de Bas Villiers, compris entre des failles N 10 et N 175, sépare le dôme oxfordien de la Roche du dôme des Étangs. La faille de la Touche, N 120, isole vers le nord le secteur de Montaigny, hauteur coupée d'est en ouest par la voie du TGV.

Dans la vallée du Gué aux ânes, un petit horst, allongé N 45, remonte les sables céno-manien au niveau du Turonien, aussi bien vers l'ouest que vers l'est. Mais, selon cette dernière direction, c'est-à-dire dans le couloir décrochant, c'est la Craie à bryozoaires qui affleure. Elle renferme des silex poreux. Elle est altérée en poches irrégulières dont les parois sont tapissées par une formation argilo-glauconieuse contenant *Exogyra auricularis* et *Cidaris pistillum* d'après la nomenclature des anciens auteurs. L'altération a désorganisé ce niveau épais de 0,50 m à 1 m, signalé à la base du Sénonien (Cotteau et Triger, 1855-1869). Dessus reposent, comblant les poches, des sables fins (médiane 0,07 mm) à silex poreux représentant une formation résiduelle du Sénonien. L'épaisseur peut atteindre 5 m. L'argile contenue est la kaolinite. A la hauteur de la ferme de Montaigny commence le bassin éocène qui est tranché sur 500 m. De la base au sommet se succèdent :

a - 5 m de sables à silex stratifiés remaniés des altérites.

b - 17 m de sables ayant la même granulométrie

que les sables à silex remaniés ou non, de ton violet, et présentant des stratifications entrecroisées ; certains niveaux sont silicifiés en dalles de grès.

c - 6 m d'argile vert d'eau silteuse à niveaux ligniteux malheureusement dépourvus de pollens ; les minéraux argileux sont des smectites mal cristallisées (5 %), et de la palygorskite (95 %).

d - 3 m de sable orangé, mal trié, de granulométrie moyenne (médiane 0,170 mm).

e - 4 m d'argile calcareuse et silteuse.

f - 25 à 30 m d'un mélange de marne et de calcaire bréchiq ue à silex cassés et roulés, présentant jusqu'à 8 niveaux rubéfiés épais chacun de 0,60 m environ ; deux limnées y ont été trouvées ; l'argile des horizons rouge est composée de kaolinite (10 %), de smectite (75 %) et d'illite (15 %).

Au nord de la coupe, les labours exhument des calcaires silicifiés à petits gastéropodes.

Les couches supérieures, visibles sur une longue distance, s'épaississent vers l'est. Le pendage se fait aussi vers l'est, mais un anticlinal existe au contact de la faille bordière SE. Néanmoins, le bassin éocène apparaît comme un demi-graben à pendage NW-SE. La faille bordière SE est double. L'Éocène affronte, par l'intermédiaire d'une brèche à silex turoniens noirs écrasés, épaisse de 5 m, les Sables du Maine (Céno-manien moyen) ayant un pendage de 65° W.NW (N 290). Ceux-ci reposent normalement sur les Marnes de Ballon (Céno-manien inférieur) qui sont en contact par faille avec les

calcaires oxfordiens affectés d'un pendage de 10° N.NE. Vers l'est, reposent normalement sur l'Oxfordien les Marnes de Ballon, surmontées par les Sables du Maine inférieurs au nord de la D 302.

Le bassin éocène paraît basculé vers le NE. En effet, c'est à la cote 72 que J. Triger et A. Guillier (1875-1882) figurent un affleurement de Sénonien à l'extrémité NE du bassin éocène, alors que le Cénomaniens affleure encore à l'extrémité SE à 105 m d'altitude.

La vallée du Dué correspond à une faille N 115.

Au sud de la rivière, le Turonien affleure au nord, c'est le Cénomaniens.

Cette coupe fait bien ressortir les relations entre la fracturation et la sédimentation de l'Eocène supérieur. L'émersion crétacée eut lieu localement au plus tôt à la fin du Santonien. Les dépôts siltocraeux ont alors été altérés en sables à silex, ou érodés en certains endroits, car dans le forage de la Croix, les calcaires éocènes reposent sur le Turonien marneux à silex. Les mouvements orogéniques, accompagnant l'émersion, avaient probablement déjà créé des reliefs. Au cours du Bartonien, la fracturation a accentué les reliefs et les dépressions qui ont été comblées au fur et à mesure, d'abord par les matériaux immédiats : les sables à silex, puis par des apports venus d'un peu plus loin : les sables sans silex, ensuite les argiles silteuses. Lorsque le manteau d'altérite fut décapé, le substratum fut directement érodé d'où l'arrivée des marnes, des blocs de craie, des silex cassés et roulés. Des périodes d'arrêt sédimentaire ont eu lieu pendant lesquelles le bassin était asséché : silicification des sables en grès, sols rubéfiés des calcaires. Les stratifications, l'épaississement des couches vers le SE dénotent un apport sédimentaire venant du NW. La faille bordière SE devait limiter la dépression et son jeu commander la subsidence du demi-graben.

A la suite des événements tectoniques synsédimentaires est survenue une phase de serrage qui a bombé en anticlinal le bassin éocène et l'a

probablement basculé vers le NE. D'ailleurs, les bassins de Loudon – la Sourice et d'Ardenay le sont réellement.

4. Vue d'ensemble sur le compartiment Connerré – Loudon du couloir décrochant de l'Huisne

– Il est découpé en tronçons par les failles N 120 à N 130 du Dué, de la Touche, de Soultré et de la Sourice. Un accident semblable existe sans doute au niveau de la butte d'Ardenay.

– Les bassins éocènes sont des demi-grabens, la subsidence ayant été plus intense le long d'une des failles bordières, celle du NW pour le bassin d'Ardenay, celle du SE pour le bassin de Montaigu. Ils sont basculés vers le NE, sûrement pour deux d'entre eux, probablement pour le troisième.

– Les bordures extérieures du couloir sont déformées. Les couches ont acquis un pendage, tantôt vers l'extérieur comme à Montaigu, tantôt vers l'intérieur comme entre Soultré et la RN 157.

IV. Conclusion : fonctionnement des couloirs décrochants – relations socle couverture

1. Fonctionnement des couloirs décrochants

Dans le Jalais, l'axe de l'anticlinal de la Roche indique un mouvement sénestre. Dans la mesure où celui-ci a précédé le déplacement dextre (J.M. Suzzoni, 1985), le bombement est synchrone, d'une part, de la distension qui a créé les bassins éocènes et, d'autre part, de leur remplissage, c'est-à-dire qu'il est bartonien. Cette déduction suppose

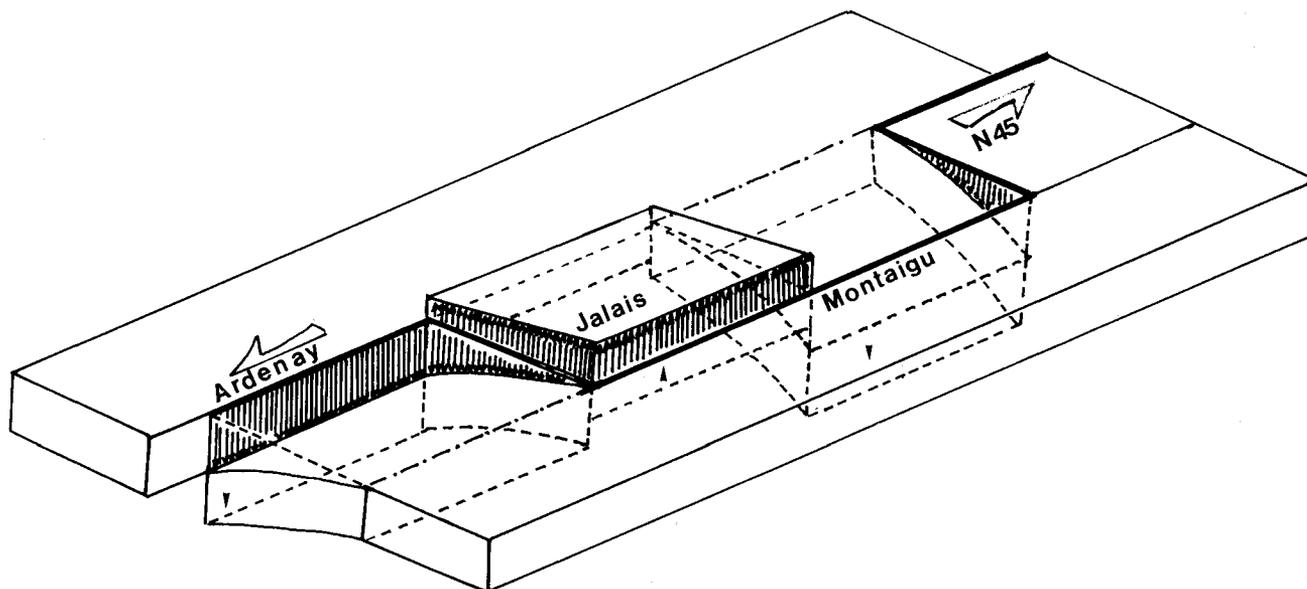


Fig. 5.- *Modèle possible du fonctionnement du couloir décrochant de l'Huisne dans le Jalais.*
Possible model of acting of the Huisne corridor of slippage in the Jalais area.

une indépendance dès leur initiation de chacun des bassins du Jalais séparés par le dôme et élimine l'hypothèse d'un unique réceptacle sédimentaire fragmenté par les événements tectoniques postérieurs. L'étroite liaison existant à Montaigu entre le substratum immédiat et les premiers dépôts plaide en faveur de l'isolement de ce bassin. D'ailleurs une telle liaison se rencontre dans d'autres bassins éocènes sarthois, notamment dans celui de la Chapelle-Saint-Aubin où, à la base de l'Éocène local recouvrant le Turonien, se trouvent d'abord quelques silex turoniens à peine roulés, puis des sables issus de la craie sableuse turonienne, puis des carbonates (coupe de l'autoroute).

Le fonctionnement d'un tel couloir décrochant, d'azimut N 45, soumis à des contraintes globalement N-S, doit alors expliquer la genèse concomitante des dômes et des bassins. Dans ce contexte, les segments de faille de direction N 70, ou orientés N 10 et N 175 comme ceux encadrant le graben de Bas-Villiers, pourraient être des failles de second ordre respectivement de type T et R' du modèle de Riedel. Dans ce cas, les failles R ne seraient pas exprimées. Par contre, les fractures N 120 qui séparent les divers tronçons du couloir pourraient représenter les failles P symétriques de R et proches de la direction d'allongement maximal. Par ailleurs, l'alternance de la zone subsidente d'un bord à l'autre du couloir décrochant conduit à imaginer que les failles bordières, qui sont continues et rectilignes, cumuleraient des failles vraies au niveau des ombilics de subsidence et des flexures ailleurs. Les fractures initiales auraient été une suite de lignes brisées faites d'éléments N 45 et N 120, enfermant dans leur réseau des zones en extension et des zones en compression. Dans le prolongement des segments N 45 seraient apparues des flexures autour desquelles les blocs auraient pivoté vers le bas dans les zones en extension et vers le haut dans les zones en compression (fig. 5).

2. Relations socle – couverture

Dans la genèse des dômes et des cuvettes, socle et couverture paraissent avoir réagi solidement. Ceci semble évident pour les affaissements. Dans le cas des anticlinaux, l'épaisseur des marnes callovo-oxfordiennes du Jalais, de l'ordre de 150 m, suffit pour justifier le bourrage du pli qui n'affecterait que la couverture. Mais le rejet vertical de la faille bordière, qui est au moins de 80 m, paraît trop grand pour être amorti en quelques 300 m, épaisseur totale de la couverture. De plus, le horst paléozoïque des Bourleries, situé le long de la faille N 40-N 50, la Chapelle-Saint-Fray – Chassillé, illustre le phénomène d'extrusion d'un bloc de socle. Ce horst, long de 2 km et large de 1 km, culmine à 181 m. Il domine de 70 m la surface bajo-bathonienne de la Champagne mancelle et de 50 m la surface cénomaniennne de l'Est. Il est constitué par les Grès armoricains. Autour, le Bajo-Bathonien a une pente divergente de 8 à 10°. Sur le grès repose, jusqu'à la cote 165, le Lias sableux à Hildocératécées. Au sommet, à la cote 180, des sables à galets ont été rapportés au Céno-manien (F. Doré *et al.*, 1977). Les dénivellations avec le Lias de la Champagne mancelle d'une part, et de la base du Céno-manien d'autre part, sont respectivement de 75 m et de 80 m. Ce horst a bien constitué le noyau d'un dôme. Il semble très probable que les petits dômes sarthois de même dimension que le horst des Bourleries soient le résultat de l'extrusion d'une

lame de socle, dans une zone en compression entraînant le bombement de la couverture.

3. Conclusion

La Sarthe s'inscrit à la limite du Massif armoricain et du Bassin parisien entre la Basse Loire, au sud, et la Manche située beaucoup plus au nord, régions qui ont toujours enregistré, peu ou prou, l'évolution tectonique et sédimentaire de l'Éocène inférieur et moyen. Or en Sarthe, ces événements n'ont pas laissé de traces identifiables. Mais pendant l'Éocène supérieur, en harmonie avec les régions environnantes, le territoire sarthois a connu un paroxysme tectonique et tectono-sédimentaire. Cela s'est traduit, outre la déformation générale, par la formation de deux familles principales de couloirs décrochants orientés respectivement N 45-N 50 et N 140. A l'intérieur de ceux-ci, les zones en compression ont donné des dômes, les zones en distension ont reçu les sédiments bartoniens. Ultérieurement, d'autres événements tectoniques ont quelque peu plissé les terrains éocènes.

Références bibliographiques

- ARTHAUD F., MATTE Ph. (1974).- Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 143-171.
- ARCHIAC A. d' (1846).- Etudes sur la formation crétacée des versants Sud-Ouest, Nord et Nord-Ouest du Plateau central de la France. *Mém. Soc. Géol. Fr.* (2), 2, n° 1.
- BERTRAND M. (1892).- Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 20, pp. 118-165.
- BIGNOT G. (1962).- Les foraminifères du gisement de Prévelles (Sarthe). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 52, pp. 1-9.
- BRONGNIART Al. (1810).- Mémoire sur les terrains qui paraissent avoir été formés sous l'eau douce. *Ann. Museum*, 15, p. 357.
- CAVELIER C., LAUTRIDOU J.P., OLLIVIER-PIERRE M.F., RIVELINE J. (1986).- Les fossés de Boire (Céaucé, Orne) et la distension fini-éocène dans la partie orientale du Massif armoricain. *Sédimentologie, Paléontologie, Paléogéographie (à paraître)*.
- CHATEAUNEUF J.J. (1980).- Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris. Thèse d'Etat (univ. P. et M. Curie, VI). *Mém. BRGM, Fr.*, n° 116, 360 p., 31, 1 photo.
- CHEVET P. (1985).- La région de Chantenay Villedieu (Sud de la Champagne mancelle). Stratigraphie-structure-hydrogéologie. *Mém. DEA. Univ. Caen*, 107 p.
- COTTEAU G., TRIGER J. (1855-1869).- Echinides du département de la Sarthe. Paris J.B. Baillière et fils.
- DANGEARD L. (1942).- Nouvelles observations sur la feuille de Nogent-le-Rotrou à 1/30 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 211, p. 33.
- DANGEARD L. (1943).- Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris et, en particulier, sur ceux du Perche et du Haut-Maine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 13, 56, pp. 73-79.
- DOLLFUS G.F. (1890-1891).- Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le Bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte géol.*, 2, n° 14, p. 116.
- DORE F., JORDANO R. (1972).- Affrontement hercynien de deux domaines de la paléogéographie cambrienne (Mancellia et

Normannia méridionale) dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois (Sarthe). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, n° 3, pp. 142-143.

DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1977).- Normandie, guides géologiques régionaux, Masson.

DURANDS. (1956).- Conditions de sédimentation des calcaires et marnes du Bartonien aux environs du Mans (Sarthe). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 242, pp. 269-271.

DURANDS. (1959).- Les calcaires bartoniens du Maine et de l'Anjou occupent une ancienne dépression littorale ouverte vers le Sud-Ouest. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 248, pp. 1196-1198.

FABRE D., ROBERT J.P. (1975).- Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 95, 3, pp. 175-182.

GUILLIER A. (1886).- Géologie du département de la Sarthe. Le Mans, E. Monnoyer.

HEBERT E. (1862).- Sur l'argile à silex, les sables marins tertiaires et les calcaires d'eau douce du Nord-Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 19, p. 445.

JUIGNET P. (1974).- La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse Caen, 2 tomes, 806 p.

JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984).- Carte géologique de France à 1/50 000. Fresnay-sur-Sarthe (1717), BRGM.

JUIGNET P., LEBERT A., MARY G.- Carte géologique Beaumont-sur-Sarthe à 1/50 000. *A paraître*.

KLEIN C. (1973).- Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Association des publications près les Universités de Strasbourg. *Fondation Baulig*, 12.

LECOINTRE G. (1947).- La Touraine. Actualités scientifiques et industrielles, 1027, Géologie régionale de la France. Hermann et Cie.

MARIE P. (1947).- Observations. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, 17, p. 452.

MILON Y. (1930).- Sur la présence de calcaires à globigérines dans le Bartonien de la Sarthe. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 190, p. 1435.

RASPLUS L. (1978).- Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse, Orléans, 3 t., 454 p.

REY R. (1965).- Les calcaires lacustres du Mans (Sarthe). Notes paléontologiques et écologiques. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, pp. 159-197.

SGF (1837).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Alençon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (1), 8.

SUZZONI J.M. (1985).- Microfracturation et tectonique linéaire de la marge orientale du Massif armoricain. Thèse 3ème cycle, Université du Maine, Le Mans, 155 p.

TRIGER J. (1839).- Réponses aux 11ème, 19ème et 20ème questions. *Congr. Scient. France*, 7ème sess., Le Mans, 1, pp. 84-95 ; 2, p. 355.

TRIGER J., GUILLIER A. (1875-1882).- Carte géologique agronomique du département de la Sarthe à 1/40 000.

VIGNERESSE J.L. (1983).- Enracinement des granites armoricains estimés d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, (C), 15, n° 1, pp. 1-15.

YVARD T.C. (1978).- Pour un âge sénonien des grès à Sabals du Maine et de l'Anjou. *Congr. nat. des Soc. savantes*, 103ème session, sect. Sciences, n° 4, pp. 293-299.