



# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## LE LION-D'ANGERS

par

R. BROSSÉ, D. JANJOU, J. BLAISE, M. GRUET,  
Y. HERROUIN, J. LAUGERY, H. ÉTIENNE

### LE LION-D'ANGERS

La carte géologique à 1/50 000  
LE LION D'ANGERS est recouverte par les coupures  
suivantes de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord-ouest : CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)  
au nord-est : LA FLÈCHE (N° 92)  
au sud-ouest : ANCENIS (N° 105)  
au sud-est : ANGERS (N° 106)

Craon	Château-Gontier	La Flèche
Segré	LE LION-D'ANGERS	Baugé
Chalonnès-sur-Loire	Angers	Longué



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
LE LION-D'ANGERS À 1/50 000**

**par**

**R. BROSSÉ, D. JANJOU, J. BLAISE, M. GRUET,  
Y. HERROUIN, J. LAUGERY, H. ÉTIENNE**

**1989**

**Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE**

**Références bibliographiques :** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

— *pour la carte :* BROSSÉ R., JANJOU D., ARRONDEAU J.P., ARNAUD A., BLAISE J., GRUET M., HERROUINY., LAUGERY J., RIVIÈRE L.M. (1988) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Lion-d'Angers (423). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par BROSSÉ R., JANJOU D., BLAISE J., GRUET M., HERROUINY., LAUGERY J., ÉTIENNE H. (1989), 48 p.

— *pour la notice :* BROSSÉ R., JANJOU D., BLAISE J., GRUET M., HERROUINY., LAUGERY J., ÉTIENNE H. (1989). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Lion-d'Angers (423). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 48 p. Carte géologique : BROSSÉ R., JANJOU D., ARRONDEAU J.P., ARNAUD A., BLAISE J., GRUET M., HERROUINY., LAUGERY J., RIVIÈRE L.M. (1988).

© BRGM, 1989. 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.

## SOMMAIRE

	Page
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>8</b>
<i>FORMATIONS ANTÉ-ORDOVICIENNES</i>	8
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES</i>	15
<i>ROCHES MAGMATIQUES</i>	20
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	24
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	27
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	30
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>34</b>
<i>PLISSEMENTS</i>	34
<i>SCHISTOSITÉ ET MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL</i>	38
<i>CHRONOLOGIE DE LA STRUCTURATION HERCYNIENNE</i>	38
<i>FRACTURATION TARDI-HERCYNIENNE</i>	39
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>39</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	39
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	42
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>44</b>
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	44
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	44
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	48
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>48</b>

## INTRODUCTION

### PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Le Lion-d'Angers à 1/50 000 couvre une partie du département du Maine-et-Loire.

Son territoire est occupé pour les deux tiers de sa superficie par les formations mésozoïques et cénozoïques de la bordure occidentale du bassin de Paris ; les autres affleurements se rapportent soit aux terrains anciens du Massif armoricain (formations briovériennes et paléozoïques), soit aux dépôts fluviatiles récents.

*Le Briovérien* occupe une vaste zone anticlinoriale (anticlinorium de Lion-d'Angers) limitée au Nord comme au Sud par des synclinaux de terrains paléozoïques.

Au nord, il s'agit du synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe (synclinaux du Sud de Rennes), et au Sud-Ouest, du synclinal d'Angers.

*L'unité paléozoïque* méridionale, qui recoupe le coin sud-ouest de la feuille, se poursuit ensuite en direction du Sud-Est, sur le territoire de la feuille voisine d'Angers, avant de disparaître sous la couverture mésozoïque du bassin de Paris.

*Les terrains mésozoïques* sont les témoins les plus occidentaux de la transgression du Crétacé supérieur sur le socle de la péninsule armoricaine. Sur le plan géologique le Bassin parisien commence donc ici (dans le secteur compris entre la Sarthe et la Mayenne). Dans cette région, l'avancée, des terrains crétacés dépasse en transgression les assises du Lias pour venir recouvrir directement le socle, c'est là un des traits essentiels de la paléogéographie au Mésozoïque angevin.

*Les terrains cénozoïques*, dont les premiers représentants témoignent d'un environnement de type continental sont ensuite à rattacher aux transgressions miocènes (Mer des faluns) et pliocènes, de provenance atlantique. Le Miocène semble cantonné dans les dépressions de son substratum, alors que le Pliocène occupe de vastes domaines entre la Sarthe et la Mayenne.

*Les dépôts fluviatiles quaternaires* sont largement représentés (belles terrasses) surtout dans la partie méridionale de la carte aux abords de la confluence des rivières Mayenne, Sarthe et Loir.

*Du point de vue géomorphologique* les traits les plus marquants du relief sont ici imputables aux assises paléozoïques et en particulier aux grès ordoviciens. Ces terrains qui arment les synclinaux paléozoïques déterminent des lignes de crêtes rectilignes de direction armoricaine (NW-SE), sur lesquelles sont situés les points culminants de la région (100 m au Sud, 78 m au Nord).

La surface sommitale de ces crêtes s'abaisse progressivement vers l'E-SE pour se raccorder à l'ancienne surface anté-cénomaniennne (secteur de

Juvardeil). Si on fait abstraction des reliefs précédents, qui sont directement hérités du bâti hercynien (morphologie de type appalachien), les dénivelés sont de faible amplitude (reliefs mous) et le réseau hydrographique est ici très peu tributaire de l'orientation des structures du socle (réseau surimposé).

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de la région de Lion-d'Angers débute à la fin des temps précambriens, probablement au Protérozoïque supérieur (environ 600 millions d'années), par le dépôt d'une puissante série détritique assez peu différenciée, qui correspond à une sédimentation épicontinentale rapide et instable.

Les schistes « briovériens » de Lion-d'Angers ont ainsi pu être assimilés à un dépôt flyschöïde synorogénique (Cogné 1962-1972), prodome de l'orogénèse cadomienne. Cependant dans cette région la discordance cadomienne, qui sépare clairement, aux environs de Rennes, le Paléozoïque inférieur transgressif du Briovérien sous-jacent, n'apparaît pas clairement à l'échelle locale, bien qu'elle soit toutefois bien exprimée sur les documents cartographiques.

Quoiqu'il en soit, la phase la plus évidente et qui apparaît comme la déformation majeure synschisteuse au sein des terrains briovériens est à rapporter au cycle orogénique hercynien.

Il semble donc, que dans cette partie de la Bretagne centrale, le Briovérien ne puisse pas être considéré comme un socle vis-à-vis de sa couverture paléozoïque, l'ensemble de ces terrains ayant subi les déformations hercyniennes de façon relativement homogène.

En l'absence des séries détritiques rouges ou vertes, d'âge trémado-aréni-gien, qui plus à l'Est, caractérisent le début de la transgression paléozoïque (Formation de Pont-Réan et de Margat), les premiers témoins de la sédimentation marine ordovicienne sont ici les grès armoricains, d'âge aréni-gien.

Cette sédimentation arénacée ou argilo-arénacée se poursuivra sans discontinuité notable jusqu'à la fin du Silurien, voire jusqu'à la période dévonien supérieur (Famennien du synclinal de St-Julien-de-Vouvantes). En revanche, la présence de Dinantien à faciès culm n'a jamais été signalée entre le bassin d'Ancenis et celui de Laval. Il semble donc que la mer ait abandonné la région angevine à la limite Dévonien-Carbonifère, peut être à la faveur des premiers contre-coups de l'orogénèse hercynienne (phase bretonne).

Les déformations liées au paroxysme orogénique ont été particulièrement intenses aux abords de l'anticlinal de Lanvaux—les-Ponts-de-Cé, qui constitue la limite paléogéographique et structurale entre le domaine de la Bretagne centrale et la zone des cisaillements sud-armoricains. Cette struc-

ture qui est probablement polyphasée (Lerouge 1987), correspond pour l'essentiel à un cisaillement crustal profond, d'importance orogénique et probablement dextre (Bouchez, Blaise 1976).

Cette déformation qui offre les mêmes caractéristiques géométriques que celles qui affectent l'ensemble de la Bretagne centrale (Le Corre, 1978) pourrait être contemporaine de la mise en place des massifs leucogranitiques de Guehenno et de Lizio (Berthé *et al.*, 1979 ; Jegouzo 1980), qui sont datés respectivement à - 345 Ma et - 330 Ma (Peucat *et al.*, 1979).

En revanche, si on s'en tient à l'âge des terrains les plus récents affectés par la structuration hercynienne majeure, tant dans le synclinal de Laval que dans le sillon houiller de basse Loire, la phase paroxysmale de l'orogénèse hercynienne doit alors être survenue après le Namuro-Westphalien.

Après la période de déformation hercynienne, le bâti ainsi structuré est soumis à plusieurs épisodes de fracturations transverses, en partie décrochantes et pouvant donner lieu à des filons de quartz, de dolérites et de rhyodacites. Enfin, il est probable que le microgranite non déformé, qui occupe la partie sud-ouest de la feuille et recoupe les structures hercyniennes aussi bien que le granite de Bécon ait été lui aussi, mis en place à la fin du Carbonifère.

La lacune des terrains sédimentaires s'étend ensuite jusqu'au Cénomaniens moyen. La transgression pliensbachienne et la sédimentation jurassique qui lui fait suite se cantonnant en effet à l'Est (feuille de Baugé). Au début du Crétacé supérieur le régime continental, établi dès la fin du Jurassique, règne encore sur les marges de l'Armorique. Des formations détritiques, d'origine fluviatile, s'épandent sur ces bordures littorales en un feston de chenaux sableux et de marécages côtiers à argiles noires. Ces apports sont de provenance armoricaine, comme en témoignent les minéraux lourds et les minéraux phylliteux hérités du manteau d'altération qui recouvre le massif ancien.

La sédimentation marine s'installe du Cénomaniens moyen au Sénoniens moyen. Les faciès restent toujours littoraux et terrigènes ; les sables glauconieux prédominent. Deux épisodes carbonatés se remarquent, le premier au Cénomaniens supérieur (marnes à ostracées) le second au Turonien (craie et tuffeau).

L'émersion, qui se produit au Sénoniens moyen se continue durant l'Éocène. Elle précède le dépôt de formations continentales, les grès à sabalites, qui résultent de la cimentation siliceuse des sables marins sénoniens sous-jacents. C'est un phénomène de type pédologique, la mobilisation de la silice étant attribuable à des causes climatiques. Par ailleurs une sédimentation lacustre localisée s'établit.

L'Oligocène est inconnu. Le Miocène voit se mettre en place une nouvelle incursion marine, celle de la Mer des faluns (sables coquillés), peu profonde, et digitée en de nombreux golfes ; des fleuves fournissent les apports détritiques. Cette sédimentation se poursuit, tout en restreignant son éten-

due géographique, durant le Pliocène (Redonien) avec des faciès sensiblement identiques (faluns). Elle est aussi responsable du dépôt de sables rouges et de galets. On observe à la fin du Pliocène, le retour à un milieu continental soumis à un climat latérisant.

Au Quaternaire la morphologie actuelle se met en place par le creusement des trois vallées et l'édification des terrasses. L'empreinte péri-glaciaire est souvent reconnaissable.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *FORMATIONS ANTÉ-ORDOVICIENNES PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN (?)*

#### **Formations briovériennes – Introduction.**

Une grande partie de la Bretagne centrale et de la basse Normandie est occupée par des terrains d'origine sédimentaire réputés azoïques, qui sont recouverts par des formations paléozoïques datées. Pour désigner cette série C. Barrois introduisit en 1895 le terme de système briovérien (dérivé de l'ancien nom de Saint-Lô : Briovère).

Cette définition recouvrait alors très exactement la notion de phyllades de Saint-Lô ; depuis, le terme générique de « briovérien » a été étendu à l'ensemble des formations sédimentaires qui affleurent sous le Paléozoïque de Bretagne centrale et de Normandie. Il n'a donc pas de valeur stratigraphique précise et correspond probablement à des terrains qui se sont déposés au cours d'une période allant du Protérozoïque à l'aube des temps paléozoïques.

Sur la carte Le Lion-d'Angers, les terrains briovériens affleurent à l'Ouest de la Sarthe, et de manière pratiquement continue sur la rive droite de la Mayenne. Ils apparaissent ici à la faveur d'une vaste structure anticlinoriale (Anticlinorium de Lion-d'Angers), qui est bordée au Nord par le synclinal paléozoïque de Châteauneuf-sur-Sarthe et au Sud par le synclinorium d'Angers.

#### **Données lithostratigraphiques.**

L'étude lithologique et structurale des terrains briovériens a permis de mettre en évidence et de distinguer cartographiquement la succession lithologique suivante, qui comporte de bas en haut :

- la formation des siltites et grès carbonatés,
- la formation des siltites et grès fins verts en alternance,
- les conglomérats quartzeux de type Gourin,
- la formation des quartzites gris ou verts et séricito-schistes blancs.

b2-3 C. **Siltites et grès carbonatés.** Cette formation qui a été définie sur la feuille voisine de Château-Gontier affleure ici sur quelques km<sup>2</sup>, au Nord-Ouest de Châteauneuf-sur-Sarthe.

Elle est constituée dans sa partie inférieure par des schistes noirs, dont l'épaisseur est estimée à 50 m. A ces schistes succèdent vers le haut, des grès fins plus ou moins feldspathiques qui alternent avec des passées silteuses grises ou vertes.

Au sommet de la formation apparaissent des alternances de bancs centimétriques à décimétriques comprenant :

- des grès fins noirs à nodules carbonatés,
- des grès fins siliceux gris-noir,
- des carbonates assez rares,
- des siltites grises à débit ardoisier.

De nombreuses pistes de vers de type planolites ont été observées dans le terme supérieur. La puissance totale de cette formation est ici de l'ordre de 500 m.

Du point de vue sédimentologique, ces terrains se caractérisent par la maturité du matériel : les débris lithiques sont absents et on note la disparition progressive, de la base vers le sommet de la série, du feldspath potassique et du plagioclase acide. Par contre, la tourmaline demeure d'observation fréquente dans l'ensemble des faciès.

b2-3 S. **Siltites et grès fins verts en alternance.** Les dépôts appartenant à cette formation sont bien exposés sur la rive droite de la Mayenne, entre Grez-Neuville et Pruillé.

Dans ce secteur on observe sous le poudingue de Gourin, une série monoclinale dont la continuité est interrompue au niveau de l'écluse de la Roussière par un accident ductile.

Si l'on tient compte des pendages mesurés le long de cette coupe ( 50° vers le Nord) l'épaisseur des terrains affleurant entre la barre de poudingues et l'accident de la Roussière est ici voisine de 900 m.

L'observation macroscopique des dépôts appartenant à cette formation a permis d'y distinguer deux membres, décrits ici de bas en haut.

#### ● **Siltites et grès verts s.s.**

Ce membre bien qu'incomplet atteint ici près de 600 m. Il est constitué par des alternances plus ou moins régulières de bancs de grès fins d'épaisseur décimétrique et de niveaux de siltites gris-vert à gris-bleu de même importance. Bien que les niveaux de grès soit omniprésents, on note cependant une plus forte proportion de grès dans la partie supérieure de la séquence.

Du point de vue sédimentologique, l'abondance des figures sédimentaires constitue la caractéristique la plus constante de ce membre.

Celles-ci sont de plusieurs types et toujours de petite taille, centimétrique à décimétrique. On observe ainsi à l'échelle de l'échantillon, des stratifica-

tions obliques ou entrecroisées, des lits convolutés, des micro-slumps, ou encore des lamines régulières de type varves.

Certaines passées silteuses peuvent être enrichies en oxydes de fer, la roche présente alors des pigmentations ocres ou brunes très caractéristiques qui viennent souligner les figures sédimentaires. Enfin, localement des bancs plus massifs atteignant 50 cm d'épaisseur sont isolés au sein des siltites en plaquettes. Ces roches de couleur gris sombre, très dures et compactes, présentent une cassure conchoïdale dont l'aspect gras est caractéristique des quartzites fines.

L'observation microscopique des siltites vertes montre une roche à grain fin. La taille moyenne des éléments constitutifs est voisine de 50  $\mu\text{m}$ , elles entrent donc bien dans la classe granulométrique des siltites, cependant suivant le niveau de la séquence, le grain peut être plus grossier et correspondre alors à des arénites fines.

La roche est composée principalement de petits éléments quartzeux baignant dans une matrice de nature silico-argileuse. Ces faciès dans lesquels la proportion quartz/phyllites évolue dans des proportions comprises entre 70/30 et 30/70, peuvent donc être classés parmi les siltites argileuses.

Les grains de quartz sont de forme anguleuse lorsqu'ils sont isolés au sein de la matrice, mais le plus souvent ils sont rassemblés en petits agrégats présentant une texture polygonale jointive. Les paillettes de muscovites sont fréquentes et ne montrent pas d'orientations préférentielles. Les feldspaths et les lithoclastes sont peu représentés (peu ou pas de microquartzites charbonneuses de type phanite, pas de fragments de roches métamorphiques ou magmatiques).

Les minéraux lourds ne sont représentés que par quelques cristaux de tourmaline. Les minéraux accessoires consistent en quelques taches opaques de pyrite ou d'hydroxyde de fer qui imprègnent parfois certaines passées. La matrice est formée par de la silice et par des phyllites cryptocristallines en partie néoformées (illites et chlorite).

La texture originelle de ces roches a été visiblement affectée par les déformations ultérieures : en effet une schistosité, plus ou moins pénétrative suivant la granulométrie du matériel, tend à lui conférer une certaine anisotropie planaire, qui se surimpose à la stratification : ainsi il est fréquent d'observer entre nicols croisés, une extinction d'ensemble d'une grande partie des minéraux phylliteux.

La structure sédimentaire est toujours aisément reconnaissable à l'échelle microscopique, les passées plus sombres correspondent aux faciès les plus fins, plus riches en constituants argileux. Certaines lames ont aussi permis d'observer un granoclassement vertical discret et très progressif, indiscernable lors de l'examen macroscopique.

On note enfin l'existence de phénomènes d'érosion synsédimentaire, les crachées les plus grossières venant éroder le sommet des séquences les plus finement détritiques à la faveur de micro-chenaux.

● **Siltites ardoisières.**

Au Sud de Grez-Neuville, les termes sommitaux de la formation des siltites vertes sont constitués par des siltites ardoisières dont l'épaisseur atteint ici 250 m.

A l'affleurement on observe une roche de couleur gris-bleu à noire, au grain très fin, homogène et couramment piquetée de cristaux de pyrite. La nature du matériel et le débit schisteux interdisent malheureusement tout examen de ses caractères stratonomiques.

Le microfaciès rappelle celui décrit pour les siltites vertes sous-jacentes. Il s'agit de siltites très fines plus riches en constituants argileux. Le quartz microcristallin et les phyllites demeurent toujours les éléments constitutifs dominants. De même, les figures sédimentaires de petite dimension sont omniprésentes et parfaitement reconnaissables en lame mince.

Les deux termes de la formation des siltites vertes s'opposent donc plus par leurs aspects macroscopiques, que par leurs caractéristiques microscopiques.

b2-3 G. **Conglomérats quartzeux de type Gourin.** Désignés dans la littérature par le terme de poudingues de Gourin, ces faciès conglomératiques et microconglomératiques constituent ici un niveau repère remarquable au sein de la série briovérienne.

Ces dépôts qui marquent la base de la formation des quartzites ont été distingués lors de la cartographie, ce malgré leur faible épaisseur et la mauvaise qualité des affleurements. L'existence des poudingues de Gourin sous les formations superficielles est en effet toujours signalée par la présence de roche « volantes » qui jalonnent la surface du sol.

Ces niveaux conglomératiques dépassent rarement 10 à 15 m d'épaisseur. Ils apparaissent en bancs massifs pluridécimétriques à plurimétriques (jusqu'à 3 m), qui alternent avec des passées de siltites grossières rubanées et de teinte sombre. Les niveaux grossiers ne montrent pas de granoclassement net, toutefois la granulométrie moyenne des éléments de plus grande taille peut varier considérablement d'un banc à l'autre.

Les figures sédimentaires sont peu fréquentes ; seules quelques surfaces de ravinements ont été observées à la base de certaines crachées, alors que la surface supérieure de certains niveaux présentait des rides de plage (ripple mark).

Le poudingue est hétérogène, composé d'éléments de quartz laiteux de taille variable (millimétrique à décimétrique), mono ou polycristallins, de forme arrondie dans les fractions grossières, subanguleuse dans les fractions fines. Les galets de phtanite sont relativement rares et les fragments de roches métamorphiques ou magmatiques sont absents.

Dans les faciès les plus courants la matrice est peu abondante, cependant on observe parfois des galets centimétriques disséminés, soit dans une

matrice gréseuse, soit plus souvent, dans une matrice silteuse qui peut alors représenter une proportion importante de la roche (jusqu'à 70 %).

L'examen microscopique des faciès fins montre une roche composée essentiellement de grains de quartz, plutôt mal calibrés et de forme généralement émoussée, plus rarement anguleuse. Les autres constituants sont quelques débris lithiques représentés par des fragments de quartzites, ou de microquartzites, éventuellement charbonneuses (phtanites).

On note, aussi, la présence de quelques cristaux de feldspaths et de muscovite disséminés dans la matrice, la proportion cumulée de ces deux constituants ne dépassant pas quelques pourcents du total des éléments figurés.

La matrice, en proportion variable suivant les échantillons, est composée de quartz et de phyllites microcristallins. Parfois d'autres phyllites, néoformées, moulent les lithoclastes et les grains de quartz matérialisant ainsi la schistosité de flux naissante.

De par leur composition minéralogique, ces faciès entrent donc dans la classe des grès lithiques.

Du point de vue sédimentologique, on notera une certaine opposition entre la relative maturité du matériel et son caractère hétérométrique.

A l'échelle régionale, on note la disparition progressive des niveaux conglomératiques lorsqu'on se déplace en direction du Nord.

Cette observation s'exprime clairement dans la cartographie ; ainsi au Sud de Lions-d'Angers les poudingues constituent de véritables niveaux repères, bien individualisés, qui se suivent sur de grandes distances ; alors que vers le Nord à l'approche du synclinal paléozoïque de Châteauneuf-sur-Sarthe, on n'observe plus que des passées microconglomératiques aux contours cartographiques imprécis. Ces considérations permettent donc d'envisager l'existence d'une zone d'alimentation située vers le Sud, comme cela avait d'ailleurs déjà été suggéré par les travaux de Chantraine *et al.* (1980).

**b2-3X. Quartzites gris ou verts et séricito-schistes blancs.** Au sein de la série briovérienne les niveaux conglomératiques de type Gourin marquent un changement brutal de type de sédimentation. Ces crachées grossières constituent les termes inférieurs de la formation des quartzites et séricito-schistes ; vers le haut, les récurrences de poudingues font ainsi progressivement place aux grès grossiers et aux quartzites.

Cette formation sommitale azoïque, qui se développe largement autour de la terminaison périclinale de Châteauneuf-sur-Sarthe et au Nord de Lion-d'Angers, est constituée d'une alternance de grès quartzites en bancs décimétriques à métriques et de siltites gris-bleu à verdâtres. Bien que cette formation soit caractérisée par la présence des niveaux quartzitiques, il semble cependant que la fraction argilo-silteuse demeure prépondérante.

Les niveaux durs sont composés de grès ou de quartzites blancs à jaunâtres, hétérométriques (arénites et siltites grossières), essentiellement quartzeux, pauvres en phyllites (chlorite, séricite) et en micas détritiques. Les

grains les plus grossiers qui dépassent souvent le millimètre sont noyés dans une matrice siliceuse fortement recristallisée.

Les lithoclastes sont exclusivement constitués par des fragments de microquartzites noirâtres, qui confèrent parfois à la roche un aspect «poivré».

Les minéraux lourds, tourmaline, zircon, magnétite et opaques ferrotitanés sont peu abondants et les feldspaths sont exceptionnels.

Localement et à la faveur de travaux de terrassement, il a été possible d'observer des niveaux pluridécamétriques de séricito-schistes blanchâtres à très blancs, au sein desquels s'intercalent quelques passées silto-gréseuses plus ou moins rubanées, et des faciès fins gris verdâtres, plus typiquement briovériens.

Les rapports entre la formation des quartzites et les grès armoricains restent mal connus, le contact entre les deux séries étant le plus souvent masqué par les altérites ou les dépôts résiduels. Cependant au Sud de la carrière de grès armoricains de Chenillé—Changé, une séquence d'une trentaine de mètres d'alternances schisto-quartzitiques à caractère ubiquiste briovérien-ordovicien semble faire la transition entre les dépôts briovériens et les grès armoricains sans discontinuité apparente.

Ailleurs, sur le flanc sud du synclinal paléozoïque, au Nord-Ouest de Champigné, la formation gréseuse sommitale s'interrompt, les grès armoricains reposent alors directement sur la formation des siltites (b2-3S). Cette discordance cartographique est confirmée à l'échelle régionale, par une légère obliquité des contours cartographiques des formations briovériennes par rapport à ceux des formations paléozoïques. De la même manière, la morphologie trahit cette discordance, qui s'exprime aussi par la présence d'alignements de crêtes de direction E-W dans le Briovérien, et WNW-ESE dans le Paléozoïque.

### **Caractérisation sédimentologique des formations briovériennes — Paléoenvironnements.**

Les observations lithologiques et sédimentologiques précédentes permettent de se faire une idée des conditions de dépôt de la série briovérienne.

Dans le cas des siltites vertes, la présence de sédiments fins relativement matures laisse supposer une érosion active, suivie d'un transfert assez long et d'une sédimentation relativement lente avec tri granulométrique et sélection minéralogique assez poussée. La présence de nombreuses figures sédimentaires de petite taille indique l'existence de courant de fond, ou d'une topographie inclinée au moment du dépôt.

On note, de plus, une diminution de la taille des éléments vers le sommet de la série, avec l'apparition des faciès ardoisiers composés de siltites argileuses très fines. On peut donc voir, dans ce type de dépôt, le témoin d'une sédimentation de type deltaïque relativement distale.

Avec les poudingues de Gourin la reprise de l'érosion est brutale, ce conglomérat revêt d'ailleurs certains caractères d'immaturation : mauvais classe-

ment, éléments de petite taille, émoussés voire anguleux, alors que les éléments de grande taille (galets) constitués exclusivement de quartz, sont bien roulés et auraient donc une origine plus lointaine.

Les grès quartzitiques à passées microconglomératiques, qui surmontent le conglomérat (*sensu stricto*), témoignent plutôt d'un environnement fluviatile.

Enfin, les brusques changements de granulométrie (alternance de poulingues et de siltites), et l'aspect lenticulaire des crachées microconglomératiques, s'accordent avec une grande instabilité du milieu de dépôt.

Ces observations permettent donc, d'imaginer une sédimentation épicontinentale, rapide et instable, résultant du démantèlement d'une chaîne montagneuse relativement proche et soumise à une érosion intense.

Les quartzites sommitales, composées de roches siliceuses très pures et bien calibrées, constituent les faciès les plus évolués de la série briovérienne. Comme dans les cas précédents, ces dépôts évoquent une sédimentation épicontinentale plutôt rapide, mais ayant retrouvé une plus grande stabilité. Signalons, enfin, que cette formation évoque, de par sa composition minéralogique, les faciès quartzitiques du grès armoricain d'âge ordovicien, qui localement repose en discordance cartographique sur les formations briovériennes de la Bretagne centrale.

### **Problème de l'âge des formations « briovériennes » en Bretagne centrale.**

Les terrains briovériens qui affleurent dans la région de Lion-d'Angers n'ont fourni aucun fossile. Cependant la découverte de pistes de vers de type planolites dans certains faciès, alors que de telles traces sont totalement absentes du Briovérien caractérisé (type Briovérien normand), permet d'envisager un âge plus récent que le Protérozoïque pour certaines de ces formations.

Ailleurs, ce sont des cellules coloniales de 5 à 1  $\mu\text{m}$  de diamètre se rapportant au groupe des cyanophycées qui ont été mis en évidence dans des échantillons provenant de la coupe de la Mayenne (détermination J.J. Chauvel). De tels organismes ont aussi été signalés en Europe, en Chine et en URSS dans les terrains du Protérozoïque terminal (Vendien).

Du point de vue sédimentologique, le Briovérien de Lion-d'Angers est difficilement comparable à celui connu dans des régions plus septentrionales (Protérozoïque supérieur de Normandie), qui présente tous les caractères d'un flysch, (Dangeard L. *et al.*, 1961) avec l'existence de séquences grano-classées, et une sédimentation rythmique monotone sans niveaux repères interstratifiés.

Dans ces régions, la série briovérienne intensément plissée au cours du Protérozoïque supérieur (plis isoclinaux) est recouverte par le Cambrien peu déformé ; la discordance angulaire est nette, l'angle est toujours voisin

de 90°. Ce type de discordance n'a jamais été observé dans la région de Lion-d'Angers ; de plus, les mesures microstructurales montrent que le « Briovérien » n'a subi ici qu'une phase de déformation souple accompagnée de schistosité, et nous verrons que cette structuration est ici clairement hercynienne et non d'âge protérozoïque supérieur.

On note cependant que le passage des dépôts briovériens aux grès ordoviens n'est pas continu, une discordance d'ordre cartographique existe, son origine est discutée : s'agit-il d'un plissement anté-schisteux discret, ou de mouvements verticaux avec basculement de blocs et individualisation de petits bassins d'effondrement comblés par des dépôts terrigènes ?

Dans l'état actuel des connaissances, le problème de l'âge exact des formations briovériennes de Bretagne centrale n'est pas résolu. Dans la perspective d'un âge cambrien, la véritable série protérozoïque serait alors à rechercher en profondeur, sous l'ensemble briovérien tel qui est décrit dans les régions de Lion-d'Angers et de Château-Gontier.

D'autre part, la série briovérienne de Lion-d'Angers pris dans son ensemble peut être aisément corrélée à la formation des siltites vertes de Château-Gontier.

La formation des quartzites devient alors l'équivalent latéral de la séquence quartzitique sommitale décrite dans cette région.

### *FORMATIONS PALÉOZOÏQUES*

#### **Synclinorium d'Angers.**

##### **● *Anticlinal de Lanvaux—les-Ponts-de-Cé et flanc nord du synclinal d'Angers.***

k-02. **Complexe des Schistes et Arkoses de Bains-sur-Oust attribué au Cambro-Arénigien.** Le flanc sud du synclinal d'Angers porte à l'affleurement un complexe schisto-gréseux, azoïque, antérieur à la formation d'Angers—Traveusot. On y distingue un ensemble inférieur, silteux à bancs de quartzites et de grès microconglomératiques, et un ensemble supérieur, plus gréseux, dans lequel les bancs de grès grossiers feldspathiques alternent avec des niveaux psammitiques. Vers le Sud, le contact entre cette série détritique et l'orthoigneiss de St-Clément-de-la-Place est tectonisé.

Le passage supérieur avec la formation d'Angers—Traveusot se fait de manière continue par l'intermédiaire d'alternances schisto-gréseuses au sein desquelles des passées quartzitiques importantes rappellent les grès armoricains. D'âge anté-llanvirnien, cet ensemble est généralement attribué au Trémadocien et à l'Arénigien, mais l'hypothèse d'un âge cambrien ou même protérozoïque pour la partie inférieure de ce complexe n'est pas à exclure.

Les roches de cette série présentent une déformation importante caractérisée par une linéation minérale d'étirement ; les sédiments gréseux mon-

trent ainsi un allongement des grains de quartz qui confère à la roche un aspect fibreux et un débit en allumettes. La direction de cette linéation est WNW — ESE, elle se confond donc avec celles des grandes structures régionales.

En l'absence de toute assise trémadocienne (formation de Pont-Réan) et/ou du groupe de Bains-sur-Oust sur le flanc nord du synclinorium d'Angers, les grès armoricains reposent ici directement sur les assises briovériennes.

**O2. Arénigien. Formation des Grès armoricains.** La formation des grès armoricains comprend trois membres, qui en raison des mauvaises conditions d'affleurements régnant dans le secteur du synclinorium d'Angers, n'ont pas pu être distingués cartographiquement. Il s'agit de bas en haut :

— *des grès armoricains inférieurs*. Les bancs quartzitiques gris clairs y sont dominants ; ils alternent avec quelques bancs gréseux jaunâtres et des lits schisto-gréseux. Ce terme inférieur est assez riche en pistes et traces énigmatiques telles que *Cruziana rouaulti*. Ce membre atteint ici environ 200 m de puissance ;

— *des schistes intermédiaires*. Intercalation de 15 m d'épaisseur. Ce sont des schistes noirs, à débits ardoisiers, azoïques, souvent tachés de cubes de pyrite ;

— *des grès armoricains supérieurs*. Ils sont formés de grès plus tendres, plus facilement altérables et de niveaux psammitiques. Leur puissance n'excède pas 50 m.

**O3-4. Llanvirnien - Llandeilien. Formation d'Angers—Traveusot.** Cette formation, puissante de 100 m environ, est représentée par des schistes noirs, très fissiles, parfois ardoisiers.

Sur le flanc sud du synclinal d'Angers, ils constituent le bassin ardoisier de Trélazé ; mais sur le flanc nord, les schistes sont dépourvus de toutes qualités ardoisières et n'ont donc jamais été exploités. La partie inférieure de la formation a été rapportée au Llanvirnien grâce à la découverte de graptolites *Didymograptus murchisoni*, associés à de rares orthosidés.

Plus haut sur le flanc nord du synclinal d'Angers des nodules siliceux ont livré une faune de trilobites attribuée au Llandeilien : *Neuseretus tristani*, *Colpocoryphe rouaulti* et *Cosalteri*.

**O5. Caradocien. Schistes à nodules gréseux.** Sur le flanc nord du synclinal d'Angers, en rive gauche de la Maine, on observe des schistes gréseux et parfois, des psammites renfermant des nodules gréseux et micacés. De petite taille et de forme aplatie, ces nodules ont livré une faune à *Onnia grenieri*, *Dalmanitella cf. socialis*, caractéristique du Caradocien.

#### ● **Complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes.**

**O5-S2. Schistes de l'Ordovicien supérieur et du Silurien.** Le cœur du synclinal est occupé par un ensemble surtout schisteux dont la puissance peut être évaluée à 400 m. En l'absence des schistes et psammites à nodules à

*Onnia grenieri* on note, au-dessus des schistes et ardoises d'Angers, la présence de bancs de grès micacés dans lesquels on peut voir un équivalent du Caradocien (grès du Chatellier).

Aucun critère ne souligne la limite entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien. La formation est essentiellement constituée d'une masse monotone de schistes fins, gris, sans aucun caractère ardoisier. De plus, la mauvaise qualité des affleurements n'est pas favorable à l'observation de niveaux d'épaisseur souvent réduite. Le Silurien est cependant signalé par la présence, au sein de schistes azoïques, de phtanites (*ph*) et de sphéroïdes (*sp*). Les phtanites se présentent sous la forme d'intercalations souvent très minces qui n'ont pas été cartographiées, ou de lentilles plus volumineuses à *Monograptus lobiferus*, *M. sedwicki* et *Petalograptus folium*. Les sphéroïdes sont de gros nodules gréseux, souvent aplatis, de 10 cm de diamètre, ils contiennent *Monograptus priodon*, et ont donc été attribués au Wenlockien.

s3-d1. **Ludlowien, Pridolien, Lochkovien. Calcaires de la Meignanne.** Les gisements fossilifères du bourg de la Meignanne et de ses environs appartiennent au Silurien, au Dévonien inférieur et au Dévonien supérieur, ils présentent tous des faciès dits « bohémiens » (Dubreuil, 1986).

Dans la carrière dite du « Bourg » où l'on a exploité un calcaire du Dévonien inférieur (Praguien à *Nowakia acuria*), on a aussi mis en évidence dans des faciès ampéliteux et carbonatés, des faunes du Ludlowien, du Pridolien et du Lochkovien (Kriz et Paris, 1982).

Ces faunes illustreraient ici, sous une forme extrêmement condensée, le passage du Silurien au Dévonien.

d2. **Praguien. Calcaires à *Nowakia*.** Le terme générique de calcaires à *Nowakia acuria* s'applique à différents gisements de calcaires praguiens qui apparaissent sporadiquement au sein du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes. Rappelons cependant que ces gisements correspondent bien souvent à des terrains d'âge silurien à dévonien, à l'instar de ce qui a été observé dans la carrière du Bourg de la Meignanne. C'est aussi dans ce secteur de la Meignanne, que Lardeux (1969) a découvert dans un calcaire beige à grain fin de nombreux conodontes attribués au Faménnien inférieur, tels que : *Palmatolepis perlobata schindewolfi*, *Polygnathus sp.* et *Ozarkodina homoarcuata*.

### **Synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe.**

Les faciès rouges et/ou conglomératiques de la formation de Pont-Réan n'ont jamais été observés à la base des formations ordoviciennes présentes dans la région de Châteauneuf-sur-Sarthe. L'hypothèse de leur équivalence latérale avec les formations blanches sommitales rapportées ici au Briovérien n'est pas à exclure, mais reste à démontrer.

Les terrains ordoviciens-siluriens qui affleurent dans le synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe sont constitués d'alternances gréseuses et pélitiques d'autant plus condensées par rapport aux séries occidentales des synclinaux

du Sud de Rennes que l'on s'approche de la terminaison périclinale du synclorium de Martigné-Ferchaud.

Les formations s'étirent ici en bandes régulières de direction N 120° E qui contrôlent la morphologie régionale. Si les caractères lithologiques des dépôts restent globalement comparables à ceux des faciès plus occidentaux, on constate cependant une certaine évolution latérale.

02. **Arénigien. Formation des Grès armoricains.** On retrouve ici les trois séquences lithologiques qui sont classiquement décrites dans les synclinaux du Sud de Rennes, cependant on note une diminution progressive de l'épaisseur des deux membres supérieurs, qui disparaissent presque complètement au niveau de la terminaison orientale des plis (Châteauneuf-sur-Sarthe).

Cette formation arme les synclinaux paléozoïques et détermine des crêtes morphologiques très caractéristiques sur lesquelles ont été installées de très nombreuses carrières. De bas en haut on y distingue les trois membres suivants :

— *Membre inférieur quartzitique (O2a)* (puissance 40 à 60 m). Les bancs décimétriques à métriques essentiellement quartzitiques de ce membre sont soulignés par des interlits silto-micacés ou psammitiques. De couleur claire blanchâtre à brunâtre en surface, ces quartzites évoluent vers des tons gris bleutés, parfois noirs en profondeur. Le ciment est généralement pauvre en éléments phylliteux tels que séricite, chlorite et micas détritiques. Dans des faciès noirs, le ciment à chlorite verte ferrifère est plus abondant et parfois carbonaté. Les grains quartzeux sont fins (taille maximum généralement inférieure à 150 µm), isogranulaires, très recristallisés, parfois légèrement orientés. En macrofaciès les blocs quartzitiques ne présentent pas de foliation, ce qui les distingue des grès blancs sous-jacents. Certains niveaux peuvent être assez riches en pistes et traces énigmatiques : *Cruziana rouaultia*. Des horizons ferrifères (Fe) altérés où subsistent quelques débris de minéral magnétique subaffleurent généralement à sa partie supérieure (concession de Champigné). Cependant, dans la carrière de Chenillé — Changé, une couche de minéral plus ou moins magnétique de 2 à 3 m de puissance, occupe une position plutôt inférieure.

Dans cette même carrière semble exister au moins un autre horizon magnétique, mais la complexité structurale rend l'observation aléatoire ;

— *Membres intermédiaire et supérieur (O2b-c)* (puissance 15 à 20 m). Ce terme n'affleure qu'en de rares points. Il apparaît le plus souvent en débris lamellaires altérés de siltites argileuses grisâtres ou colorées dans des ocres clairs ou lie-de-vin. Plus rarement, comme au Petit Rocher, il présente un faciès subardoisier gris noirâtre. Azoïque, les seules traces biogènes connues sont des terriers ;

— *Membre supérieur gréseux (1)* (Puissance 0 à 10 m). Ce membre semble lenticulaire et toujours peu épais. Il s'agit de grès quartzites clairs, à grains fins isogranulaires (30 à 120 µm), souvent très recristallisés mais généralement plus tendres et plus altérables que ceux du membre inférieur.

De même la matrice phylliteuse à chlorite pâle ou verte, ferrifère et à séricite est généralement plus abondante que dans les terrains inférieurs de la

série. On observe aussi une plus forte proportion des micas détritiques qui sont ici représentés par de la chlorite, de la biotite et de la muscovite.

Ces grès sont souvent très riches en minéraux lourds, zircon et xénotime, tourmaline et opaques ferro-titanés.

L'amincissement et la quasi lacune de ce membre s'amorce déjà à l'Est de St-Aignan-sur-Roé en Mayenne.

**O3-4. LLanvirnien, Llandeilien. Formation d'Angers – Traveusot** (anciennement schistes d'Angers ou schistes à Calymènes, puissance 100 à 150 m).

Nettement réduite par rapport à son épaisseur habituelle à l'Ouest (300 à 400 m), cette formation est le plus souvent représentée par des pélites noirâtres, faiblement silteuses à caractère ardoisier, parfois très fissiles et qui à ce titre ont été exploitées dans de nombreuses petites carrières artisanales. Ce sont des pélites fines à chlorite, séricite, illite avec de rares petits grains de quartz recristallisés dans une schistosité de flux.

Dans ces schistes se développent une paragenèse à chloritoïde anté à synschisteuse (C. Le Corre, 1969-1975) sur laquelle se surimpose au moins localement, des chloritoïdes à structure franchement blastique post-cinématiques suggérant l'existence d'un métamorphisme thermique.

**O5. Caradocien. Formation du Chatellier.** Cette formation est aussi dénommée schistes à nodules gréseux.

Dans le synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe où elle occupe les zones dépressionnaires aveugles, elle semble lacunaire, et n'a été observée que de façon très ponctuelle et partielle au château de Charnacé. A cet endroit, elle apparaît sous un faciès verdâtre, tendre et assez fin. Il s'agit d'un grès silteux, légèrement feldspathique (plagioclases) à ciment chlorito-ferrifère et séricitique. Les micas détritiques sont de petite taille et peu abondants, et la tourmaline (néoformée ?) ainsi que le zircon sont présents.

**O5-6. Caradocien-Ashgillien. Formation de Riadan-Renazé** (schistes à Trinucleus) (puissance 100 à 150 m).

Cette formation présente dans les dépressions affleure mal, et peut être aisément confondue lorsque les grès du Chatellier sont absents, avec les schistes altérés de la formation d'Angers – Traveusot. Ce sont des pélites plus ou moins argileuses et finement silteuses, grisâtres à ocres verdâtres, tendres et affectées par un débit schisteux.

Exceptionnellement de très petits micas détritiques viennent fossiliser la stratification. L'Ashgillien de la partie sommitale de la formation demeure très problématique.

**S1. Llandovérien. Formations de Poligné et de la Chesnaie indifférenciées** (grès culminants de Poligné, 20 à 50 m de puissance).

La formation basale de la Chesnaie s'est révélée pratiquement azoïque dans l'ensemble des synclinaux du Sud de Rennes. Les premières faunes du Llandovérien moyen à supérieur n'apparaissent qu'à partir de la formation de Poligné. La limite Ordovicien-Silurien telle qu'elle est figurée sur la carte est donc relativement arbitraire, et a donc été placée par simple commodité cartographique à l'interface de deux lithofaciès contrastés.

Dans le synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe, les deux formations ont été regroupées car les dépôts sont très condensés et il n'est alors plus possible d'y distinguer clairement la succession classique telle qu'elle est connue plus à l'Ouest.

L'ensemble se limite ici à un niveau grés-quartzitique d'épaisseur indéterminée ou variable (10 à 30 m ?), suivi de schistes fins, parfois sub-ampélitiques. Ces grès s'apparenteraient plus volontiers de par leur faciès aux grès de base de la formation de la Chesnaie.

Quelques blocs de quartzites arrachés au substratum pourraient cependant témoigner de l'existence locale mais avec une épaisseur très réduite de la formation de Poligné. Le terme basal gréseux peut disparaître localement (flanc sud, Nord-Nord-Est de Champigné). C'est un grès quartzite blanc jaunâtre subsaccharoïde isogranulaire (diamètre maximum de 200  $\mu\text{m}$ ) à ciment phylliteux à chlorite vert pâle et micas détritiques (chlorite principalement), tourmalines et zircons.

s2-3. **Wenlockien-Ludlowien. Formation de Renac** (anciennement formation des schistes à sphéroïdes).

Cette formation constitue ici le terme ultime de la série paléozoïque, elle affleure dans le cœur du synclinal. En l'absence de la formation de Poligné sur laquelle elle repose habituellement, sa base se caractérise ici par la présence de quelques niveaux sub-ampélitiques et plus généralement par des cailloux et des blocs erratiques très typiques qui présentent un net rubanement silto-gréseux millimétrique à centimétrique. La couleur du matériel est gris bleuté à noirâtre (altération brunâtre), les figures sédimentaires sont parfois présentes, il s'agit en général de superbes structures entrecroisées ou obliques de type tempestite donnant un débit en pelures d'oignon. Ces grès fins sont toujours riches en petits cubes de pyrite infra-millimétriques, qui sont le plus souvent évacués sous la forme d'oxydes présents en lits centimétriques à décimétriques individualisés dans des shales bleu-noir qui peuvent aussi contenir des niveaux riches en graptolites.

C'est dans ces faciès que se rencontrent de rares sphéroïdes. Ce sont ici de gros nodules gréseux pouvant dépasser 10 cm de diamètre. Aplatis et à la surface lisse, ils ont livré une faune wenlockienne (*Monograptus priodon*).

## ROCHES MAGMATIQUES

Ces formations qui affleurent au sein des terrains « briovériens » ou paléozoïques, peuvent être réparties suivant deux catégories :

- celles se rapportant au magmatisme anté-schisteux (sills et laccolites acides ou basiques, déformées avec leur encaissant) ;
- celles correspondant au magmatisme post-schisteux (filons et laccolites acides, filons de dolérites, et microgranites intrusifs).

### **Magmatisme anté-schisteux.**

$\rho$ . **Rhyodacites et Rhyolites.** Au Sud de Lion-d'Angers, en rive droite comme en rive gauche de la Mayenne, les formations briovériennes com-

portent un certain nombre d'intercalations de roches éruptives de couleur claire, parfois blanchâtres (Grez-Neuville—La Périère), plus rarement beiges ou verdâtres (Le Tertre, talus de la route nationale 162).

Ces niveaux généralement de faible épaisseur, le plus souvent métriques, sont probablement discontinus. A l'échelle de l'affleurement, ils apparaissent en parfaite concordance avec les terrains encaissants qui comme eux sont affectés par la schistosité hercynienne.

L'analyse pétrographique montre qu'il s'agit de dacites ou de rhyodacites porphyriques à mésostase granophyrique dans laquelle baignent des plages quartzofeldspathiques et des microlattes d'albite.

Les zones riches en chlorite, muscovite et opaques correspondent à d'anciens phénocristaux de biotite rétro-morphosés.

L'âge de mise en place de ces formations est inconnu, cependant leurs relations géométriques avec l'encaissant montrent qu'elles sont très probablement d'origine syn-sédimentaire. Une datation radiométrique de ce matériel est actuellement en cours de réalisation (J.C. Chauvel, Université de Rennes), elle permettra probablement d'apporter des éléments de réponse concernant l'âge exact des formations « briovériennes » qui affleurent dans l'anticlinorium de Lion-d'Angers.

$\sigma^6$ . **Métabasites** (dolérites épimétamorphiques). Elles ont été observées en deux points situés à l'Est de la Mayenne, le premier se trouve au Nord de Champteussé-sur-Baconne (le Rouincé), le second au Nord-Ouest de Feneu (lieu-dit Le Coudray).

Il s'agit de roches de teinte sombre, de couleur brune à vert kaki, très altérées et friables, parfois pulvérulentes. L'observation microscopique montre qu'elles présentent une texture résiduelle de roche volcanique, porphyrique, semblant doléritique. Cette texture est cependant estompée par la déformation et la recristallisation partielle (néogénèse d'épidote et de chlorite). La composition minéralogique est la suivante :

— *plagioclases* : ils sont présents à la fois en lattes « relictuelles » zonées et en cristaux plus ou moins granulés et recristallisés (néogénèse d'albite et d'épidote) ;

— *ferro-magnésiens* : il s'agit d'amphiboles (hornblendes) en prismes déformés et en voie de transformation en chlorite, ces dernières étant elles-mêmes altérées tardivement en produit ferrugineux (altération supergène) ;

— *oxydes de fer* : ils sont abondants (magnétite), étirés dans la schistosité, et altérés en hydroxydes. Ils sont de plus, très fréquemment, associés à des assemblages chloriteux.

L'âge de la mise en place de ces roches basiques anté-schisteuse est inconnu.

### **Magmatisme post-schisteux.**

Il s'agit principalement de filons ou de dykes acides qui sillonnent les terrains briovériens suivant une direction pratiquement parallèle à celle des

structures hercyniennes (WNW-ESE). Les autres formations magmatiques post-schisteuses sont constituées par de rares filons de dolérite ou de quartz, de faible extension, et par le massif intrusif de microgranite, qui affleure dans le coin sud-ouest de la feuille.

$\mu\gamma^3$ . **Dyke de microgranite porphyrique à biotite.** Ce faciès a été observé dans le dyke qui recoupe les formations briovériennes entre Champteussé-sur-Baconne à l'Est, et Montbourcher à l'Ouest.

Ce dyke qui est l'un des plus importants de la région se poursuit vers l'Ouest, sur la feuille voisine de Segré où il atteint localement près de 300 m de puissance, son extension latérale est considérable, elle est de l'ordre de 20 km.

Lorsqu'elle n'est pas altérée, la roche est de teinte gris clair avec parfois de légers reflets verdâtres, le grain est fin millimétrique à inframillimétrique et les phénocristaux de feldspath peuvent atteindre un demi-centimètre.

La texture est microgrenue xénomorphe (à tendance aplitique), porphyrique glomérophyrique.

La composition minéralogique est la suivante :

- *plagioclases* : il s'agit surtout d'oligoclase en groupe de phénocristaux automorphes, piquetés de séricite et localement de feldspaths alcalins secondaires ;
- *feldspaths alcalins* : on les trouve surtout dans la mésostase mais aussi sous la forme de phénocristaux ;
- *quartz* : il forme essentiellement des phénocristaux légèrement corrodés ;
- *biotite* : de couleur brune elle apparaît en reliques irrégulières au cœur des lamelles chloritisées, et elle inclut généralement des granules d'oxydes de fer titanés (exudés). Aux constituants précédents s'ajoutent les minéraux accessoires tels que zircon, apatite et sphène.

$\rho\alpha$ . **Dyke de rhyodacite.** Ces dykes et ces filons de direction armoricaine sont principalement concentrés dans la région de Lion-d'Angers—Grez-Neuville où ils s'organisent en un essaim de petits éléments de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de longueur ; ailleurs, ils forment des corps bien individualisés qui sont généralement d'extension kilométrique à plurikilométrique. Leur épaisseur est assez variable mais dépasse rarement la dizaine de mètres, les éponges observées en carrières sont globalement subparallèles aux plans de schistosité et donc fortement pentées vers le Nord.

A l'affleurement, ces roches se présentent avec leur teinte d'altération, jaune orangé à ocre, alors que la roche saine est de couleur gris clair à verdâtre. Ce matériel est donc très généralement altéré en masse alors qu'il est très peu arénisé, la roche demeure donc toujours compacte et dure.

L'examen microscopique montre qu'il s'agit de dacites et de rhyodacites à biotites. La texture équante est porphyrique, et la mésostase microgrenue est à grains fins (faciès hypovolcanique).

La composition minéralogique moyenne est la suivante :

- *plagioclases* en phénocristaux automorphes non déformés ;
- *biotite* vert pâle à brunâtre en microphénocristaux contenant des produits ferrotitanés exudés, et concentrés dans les clivages ;
- dans la *mésostase* microgrenue de nature quartzo-feldspathique, les microlithes de plagioclases sont dominants et les feldspaths alcalins sont interstitiels tout comme la séricite ;
- les *opaques* peu abondants sont : l'apatite, le zircon et les oxydes de fer.

$\gamma^3$ . **Microgranite gris-bleu** (microgranodiorite à biotite). Il affleure dans le coin sud-ouest de la feuille, sur une superficie d'environ 5 km<sup>2</sup>.

Ce « microgranite » exempt de déformation synchisteuse est intrusif dans les formations sédimentaires cambro-ordoviciennes de l'anticlinorium de Lanvaux. Il s'agit d'une roche gris clair à gris-bleu, à grains fins et à phénocristaux de feldspaths. La texture microgrenue est équante et très porphyrique (automorphie des phénocristaux).

Les phénocristaux de quartz, de plagioclase et de biotite sont prédominants. La composition minéralogique est la suivante :

- *plagioclases* : ils sont très zonés (cœur d'andésine) et parfois altérés en agrégats phylliteux incolores ;
- *quartz* : il apparaît en cristaux subautomorphes épars présentant quelquefois des golfes de corrosion. Il est le plus fréquemment accolé au feldspath plagioclase avec lequel il est alors pœcilitique ;
- *biotite* : elle est de couleur brune et forme des lamelles plus ou moins kinkées, dont certaines sont en voie d'altération en chlorites vertes et en oxydes de fer et de titane (leucoxène) ;
- *minéraux opaques* : ils sont représentés par de la magnétite et par de l'hématite.

Enfin, la *mésostase* quartzo-feldspathique xénomorphe est parsemée de petites muscovites et renferme parfois du feldspath alcalin.

$\epsilon$ . **Dolérite**. Ces roches basiques constituent deux petits filons de direction subméridienne et d'extension tout au plus hectométrique. Le premier est situé en limite nord de la feuille à Chenillé – Changé, le second se trouve au Sud-Est de Pruillé, en rive droite de la Mayenne, tous deux sont intrusifs dans les formations briovériennes.

Ces filons de petite taille, dont l'épaisseur n'excède pas quelques mètres ne se manifestent en surface que par l'existence de pointements rocheux extrêmement durs, ou encore par la présence de boules « volantes » résultants de leur altération.

La roche saine, dense et dure, de teinte gris sombre, à grain fin, présente, à l'examen microscopique, une texture microgrenue hypidiomorphe ophitique, qui est en partie estompée par l'altération.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- *clinopyroxènes* : ils apparaissent en reliques au cœur d'amphiboles de type hornblende brune qui sont frangées d'hornblende « actinolitique » verte ;
- *plagioclases* : ils sont calciques, zonés et fortement altérés en épidote-zoïsite et en séricite ;
- *quartz* : il est interstitiel et peu abondant ;
- *les opaques* : il s'agit d'oxyde de fer-titane en cristaux squelettiques et de sphène.

**Q. Quartz.** Dans la partie nord-ouest de la feuille deux petits filons de quartz non affleurants sont signalés par la présence d'une très forte densité de volantes de quartz blanc laiteux. Ces filons de direction armoricaine (WNW-ESE) sont probablement liés génétiquement aux intrusions acides qui sillonnent le secteur suivant la même direction.

## FORMATIONS MÉSOZOÏQUES

### Cénomanién.

**C1-2a. Cénomanién inférieur et moyen. Argiles, sables et graviers.** La partie inférieure de la série cénomaniénienne locale est constituée par des dépôts graveleux, très riches en dragées de quartz blanc et à matrice sableuse grossière rouge. Des argiles grises à noires en minces lits ou en lentilles plus volumineuses sont interstratifiées ; localement des sables jaunes ou blancs, fins et micacés, alternent en fines lamines avec des argiles ligniteuses.

Dans les sables, le cortège des minéraux lourds montre une teneur importante en silicates de métamorphisme d'origine armoricaine, avec une prédominance de l'andalousite sur la staurotide et le disthène. Les argiles sont formées, en quantité sensiblement égale, de kaolinite, de smectites et d'argiles micacées.

Les sables et les graviers sont azoïques. Les argiles renferment souvent des débris végétaux (empreintes de feuilles, troncs plus volumineux) ; des spores et des pollens ont été recueillis ; ils reflètent l'existence d'une flore de climat tropical humide.

L'épaisseur de la formation est variable (de 1 à 5 m) et dépend des irrégularités de la surface d'épandage anté-cénomaniénienne. Ces graviers se retrouvent vers l'Ouest sur le socle briovérien en minces placages résiduels de quelques décimètres ; ces résidus témoignent de la grande extension de ces dépôts.

Les caractères sédimentologiques (figures de sédimentation, hétérométrie du sédiment, faible usure des quartz) s'accordent pour conférer à ces assises un caractère d'épandage deltaïque sur les marges orientales du Massif armoricain avec chenaux fluviaux (graviers) et zones marécageuses plus calmes (argiles noires à végétaux). Ces formations s'apparentent aux sables et graviers de Jumelles et de Brissac. Elles peuvent être considérées

comme un équivalent latéral des sables du Maine : Cénomaniens inférieur et base du Cénomaniens moyen.

c2a. **Cénomaniens moyen. Sables glauconieux.** Ces sables recouvrent soit les formations deltaïques précédentes, soit les assises anté-Crétaées. Très riches en glauconie, fins et le plus souvent chargés en argiles, ils marquent la première étape de la transgression cénomaniens. Leur épaisseur ne dépasse pas 5 m. Le milieu reste toujours très littoral, les apports terrigènes étant maintenant caractérisés par la prédominance de la staurotide sur l'andalousite de provenance encore armoricaine. L'éroussé des quartz est plus marqué. Un banc gréseux marque souvent le sommet de la formation. Les éléments bioclastiques (débris d'huîtres) sont fréquents mais il n'existe pas de faune caractéristique ; on peut cependant mettre en parallèle ces sables glauconieux avec les sables du Maine et les sables du Perche : Cénomaniens moyen et base du Cénomaniens supérieur.

c2b-c2bS. **Cénomaniens supérieur. Marnes à ostracées ; sables verts supérieurs.** Les marnes à ostracées forment une assise résistante de 8 à 10 m d'épaisseur qui se marque bien dans la morphologie. Elle est constituée d'une alternance de bancs de calcaire marneux glauconieux, correspondant à des épisodes de lithification précoces, et d'horizons silteux moins calcaireux. L'ensemble reste bien marqué par un caractère terrigène dominant. Les huîtres sont partout présentes et édifient parfois des bancs épais de lumachelles. On recueille, vers le bas de la formation *Pycnodonta biauriculata* et vers le sommet *Exogyra columba*. On rencontre aussi *Exogyra flabelata*, *Lopha carinata*, des brachiopodes, des échinodermes. D'après les faunes d'ammonites recueillies sur les feuilles voisines les marnes à ostracées représentent la zone à *Eucalycoceras pentagonum*.

Au-dessus des marnes, la formation des sables glauconieux supérieurs prend de l'importance ; leur épaisseur, croissante vers le Nord, atteint 15 m. Ils sont souvent consolidés en petits bancs de grès (grès de Morannes). Cet horizon est l'équivalent des sables à *Catopygus obtusus* du Cénomaniens sommital : zone à *Sciponoceras gracile*, ou encore des sables de Brousse, au Nord de la Flèche. Il se termine par un hard ground qui livre de grandes dalles gréseuses riches en lamellibranches, et qui constituent un excellent niveau repère du passage au Turonien.

### **Turonien.**

c3. **Turonien. Craie tuffeau de l'Anjou. Sables glauconieux supérieurs.** Les niveaux inférieurs sont localement visibles au-dessus de la surface durcie du sommet du Cénomaniens ; il s'agit d'une craie marneuse à *Inoceramus labiatus*, blanchâtre, riche en smectites, dont la puissance ne dépasse pas le mètre. La masse principale de l'étage est représentée par le tuffeau blanc de l'Anjou. Le tuffeau est une biomicrite blanche à jaune, toujours riche en éléments détritiques (muscovite, quartz) ; il se présente en gros bancs avec intercalations de minces lits argileux. Sur le plan minéralogique, smectites pour les phyllites, andalousite et tourmaline pour les silicates sont dominants. Les débris d'organismes (bryozoaires, bivalves) sont abondants ; on rencontre aussi de grosses huîtres, *Exogyra columba gygas*, *Alectryona carinata*.

La partie supérieure du tuffeau, plus jaune, se charge en concrétions siliceuses branchues. A l'affleurement ces nodules siliceux deviennent localement très abondants car ils sont concentrés par la dissolution de leur matrice carbonatée.

La partie supérieure du Turonien marque le retour à une sédimentation terrigène. Le faciès est celui de sables glauconieux, riches en muscovite, entrecoupés de lits argileux. Ces sables sont souvent consolidés en grandes dalles gréseuses.

Le Turonien affleure mal. Seul le tuffeau blanc, percé de caves, est bien visible. Il est peu épais (3 à 5 m) car on atteint ici les limites occidentales de la transgression. Roche carbonatée, poreuse, friable, sa décarbonation est importante ; le tuffeau est donc fréquemment altéré en un épais limon. Les niveaux supérieurs se caractérisent par la présence de silex mêlés aux sables verts sus-jacents ; ces sables verts à silex permettent de suivre relativement bien l'extension de l'étage. Enfin et surtout, les très abondants glissements qui affectent les sables sénoniens sus-jacents peuvent masquer totalement les assises turoniennes. La présence, en limite nord de la feuille, à l'Ouest de Brissarthe, d'une butte où craie blanche et sables verts sont présents, mais disparaissent sous des coulées sableuses, permet de penser que ces terrains doivent s'étendre, en rive droite de la Sarthe, jusqu'au méridien de Juvardeuil, Cheffes et Soulaire-et-Bourg.

### Sénonien.

C4-5. **Sénonien inférieur. Sables à spongiaires.** Le Sénonien est représenté par des formations sablo-gréseuses qui affleurent aux points les plus hauts des plateaux et des buttes. Leur épaisseur atteint 15 m.

Les niveaux inférieurs sont des sables grossiers, roussâtres, entrecoupés de minces lits d'argiles bariolées. Les masses supérieures sont formées de très beaux sables blancs, très fins, totalement dépourvus d'argiles et souvent à stratifications entrecroisées. Il s'y intercale de grandes dalles de grès, provenant de leur cimentation intraformationnelle, souvent incomplète, cimentation attribuable à des migrations de silice, phénomène de type pédologique datés de l'Éocène. Ces grès, en l'absence de toute flore éocène, et au vu de leur glissement intraformationnel dans les sables, peuvent être qualifiés de sénoniens mais leur édification est incontestablement éocène. Extrêmement durs ils résistent parfaitement à l'érosion ; l'ablation des sables les concentre en blocs souvent empilés en chaos. Ces formations résiduelles, où le gisement primitif du grès n'apparaît plus, ont été rattachées à l'Éocène comme de très nombreux blocs épars (beaucoup, trop petits, ils n'ont pas été mentionnés) qui témoignent de l'extension de l'étage sénonien sur le socle.

A l'exception de certains niveaux riches en spongiaires (*Siphonia pyriformis*, *Jerea excavata*) les fossiles sont rares (*Rhynchonella vespertillio*, *Ostrea vesicularis*, *Ostrea plicifera*). L'absence de toute faune caractéristique ne permet pas de les dater ; par analogie avec les faciès de Touraine seul le Sénonien inférieur semble présent en Anjou (Coniacien, Santonien) la régression étant totale au Campanien.

## FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

e6G. \* **Bartonien. Grès à *Sabalites andegavensis*.** Les cartes géologiques au 1/80 000 nous ont semblé avoir été trop généreuses dans l'attribution d'un âge éocène à la plupart des grès ladères qui couronnent les buttes témoins situées le long de la vallée de la Sarthe, et entre la Sarthe et le Loir. Le matériaux d'origine de ces grès est le sable sénonien, ce que nul ne conteste plus. Il est certain également qu'il existe des grès tabulaires intraformationnels profondément inclus dans les sables sénoniens et que rien ne permet de les distinguer des grès superficiels (Les Vaux à Montreuil). Il paraîtra donc prudent de ne dater de l'Éocène que les blocs qui contiennent la flore de cet étage ou qui présentent des traces évidentes de remaniement éolien ou fluviatile.

Les grès de « La Lande de Cheffes » sont parmi les plus anciennement connus. C'est en effet le conventionnel La Reveillière - Lepeaux qui fit entrer au Musée d'Angers les belles plaques fossilifères qui y sont encore. Elles avaient été recueillies par son ami le libéral Pilastre de la Brardière résidant à Soudon en Cheffes. Nous indiquons par le signe F l'endroit précis des récoltes et par des croix les quelques blocs situés aux environs. De beaux échantillons portant en particulier le rare palmier *Sabalites andegavensis* sont conservés au château de Soudon. En dépit de contestations récentes l'âge éocène de cette flore tropicale ne fait pas de doutes car une révision récente portant sur les fruits (N. Vaudois) les montre identiques à ceux de l'Éocène de Londres. Il est habituel de les attribuer au Bartonien.

e6L. \* **Bartonien supérieur. Ludien. Calcaire lacustre d'Anjou.** Au lieu-dit le Tertre, au Nord-Est de Soucelles, on relève la présence d'un petit lambeau de calcaire sous le faciès qu'on lui connaît dans le Baugeois et le Saumurais. C'est un calcaire micritique, blanc ou bistre, de faciès lacustre. Souvent silicifié, les meulière compactes blanches ou grises sont fréquentes. Cette formation, ici très réduite en surface, prend une grande extension sur les feuilles orientales (Baugé, Noyant), où des fossiles, essentiellement des gastéropodes, ont été trouvés. Du point de vue stratigraphique ces assises lacustres sont habituellement attribuées au Bartonien supérieur (Marinézien) et au Ludien. Ce petit témoin isolé, très occidental par rapport aux principaux affleurements du calcaire lacustre, traduit donc la grande extension primitive de ces dépôts, soit en un seul lac de grande étendue, soit en de nombreux lacs disjoints et de taille plus réduite.

m-p. **Mio-Pliocène. Faluns.** La carte se trouve tout entière comprise dans l'extension du golfe dit « de la Mer des faluns » et presque en son centre. Sur la trentaine de points où ont été relevés des faluns, il s'en faut que tous soient helvétiques. En effet la mer pliocène redonienne en occupant elle aussi la région, y a déposé des sables coquillers à aspect de falun en des lieux très rapprochés des précédents, parfois même, en contact latéral avec l'Helvétique (Thorigné).

\* Une interversion de couleur et d'indice s'est produite sur la carte entre les terrains e6G et e6L. Les affleurements cartographiés e6L (au Nord de Montreuil-sur-Loir et à l'Ouest de Tiercé) doivent, en fait, être attribués à e6G. De la même façon l'affleurement e6G au Nord de Soucelles appartient à e6L.

La distinction entre faciès savignéen (Helvétien) à bryozoaires abondants, avec dissolution des tests aragonitiques des gastéropodes mais conservation des pectinidés et des oursins, par opposition aux sables calcaires redoniens peu riches en bryozoaires et avec coquilles de gastéropodes conservées peut être souvent valable, mais reste trompeuse sans l'aide de paléontologistes. C'est dire, que, à part quelques riches gisements fossilifères, les attributions restent sujettes à révision. Parmi les sites classiquement attribués à l'Helvétien citons celui du Sud du bourg de Thorigné qui repose sur le Briovérien par l'intermédiaire d'un conglomérat de base (Tranchée de pipe line), celui de La Filotière à Sceaux et, probablement, celui des Ménotières sur Thorigné.

pR. **Pliocène. Redonien. Faluns.** Un premier groupe de gisements redoniens est situé dans l'angle sud-ouest de la carte. Il prolonge le gisement classique de La Fontaine Crousillouse en St-Clément-de-la-Place (feuille Segré). En ce point les petites cuvettes de sables calcaires fossilifères sont cernées et réunies entre elles par un épandage de graviers et de sables azoïques encore souvent calcaires. Vers le centre de la carte, à Sceaux d'Anjou, la mare de La Presselière est un gisement fossilifère remarquable. E. Buge y compte 27 espèces de bryozoaires typiques du Redonien, avec *Hornera retepora*, *Hornera frondicula*, *Discoporella umbellata*, *Thalamoporella neogenica*, *Metrarabdotos moniliferum*. J.P. Margerel a déterminé 75 espèces de foraminifères dont plusieurs nouveaux. Il note : « une association caractéristique de *Polymorphinidae*, *Rotalidae*, *Miliolidae* de grande taille à coquilles épaisses, évoquant des faunes de type coralligène, à laquelle s'ajoute une faunule de *Glabrattellidae* qui permet de penser que la profondeur devrait être assez faible ». C'est 76 espèces de bivalves que A. Lauriat-Rage signale dans ce gisement redonien typique : « de nombreuses espèces sont déjà connues du Miocène de la région mais on peut ajouter l'arrivée d'autres espèces miocènes telle *Clausinella scalaris*. Les influences du Pliocène ne sont pas négligeables : *Limopsis anomala coxi*, *Glycymeris glycymeris variabilis*, *Megacardita striatissima*, *Tellina crassa crassa*, auxquelles on peut ajouter des *Astartidae* d'origine nordique ». P. Brébion cite 200 espèces de gastéropodes. « La faune est très archaïque et indique un climat subtropical. La moitié des coquilles proviennent de la Mer des faluns. Citons parmi les plus abondantes *Calliostoma taumomiliare*, *Mitrella borsoni*, *Hinia cf lambertiei*, de nombreux *Trivia* et *Schilderia*, toutes formes de signification miocène. Parmi les apports nouveaux notons *Mitrella transiens*, d'âge tortonien, beaucoup d'endémiques tels que : *Colonia petitiata* et *jucunda*, *Anachis collyrata*, *Pterygia inflatula*, *Pleurotomoides milleti*, deux formes à vaste répartition : *Ficus geometra berylla*, *Anachis corrugata*, *Latyrus subspinosus* et *Scapella lamberti* font ici leur première apparition. On remarque que l'influence nordique est très faible : l'espèce la plus commune *Cirsotrema fomiculus*, existe peut-être déjà dans le Miocène méridional ».

Le gisement de la Harderie Haute est situé immédiatement au nord du bourg de Thorigné. Buge y reconnaît la faune typique du Redonien avec 7 espèces de bryozoaires dont *Hornera reteporacea*, *H. frondiculata* et *Cupularia haidingeri*.

A. Lauriat-Rage après détermination de 61 espèces de bivalves écrit : « Ce gisement est typique du Redonien d'Anjou avec un fond important d'espè-

ces à vaste répartition stratigraphique (communes aux faluns de Touraine et d'Anjou) généralement issues du Miocène atlanto-méditerranéen, auquel s'ajoute des espèces nouvelles pour la région dont la plupart proviennent du Pliocène nordique : *Limopsis anomala coxi*, *Glycymeris glycymeris variabilis*, *Astarte omalii*, *A obliquata*. Bien que proche de ce gisement celui de la Presselière, cité plus haut, révèle un peu plus d'endémisme : *Astarte, excurrens lardeuxi*, d'archaïsme — *Digitaria burdigalensis*, et d'influences chaudes — *Arcidae* plus nombreuses, comme le confirme le classement stratigraphique des gisements redoniens établi à l'aide des paléotempératures isotopiques.

D'après P. Brebion la faune de gastéropodes un peu moins riche que celle de Sceaux en est très voisine avec plus de 200 espèces mais avec moins de petites coquilles. Il remarque l'abondance exceptionnelle de *Conus dujardini* fréquent dans les faluns de Touraine mais à peu près inconnue au Pliocène.

**Argiles à Nassa.** A 2 km à l'Est de Thorigné à Bois Richard le creusement d'un puits a fourni une coupe montrant au-dessus des altérites du socle, une épaisse couche d'argile grise farcie de coquilles de *Nassa*. Elle passe vers le haut à une marne beige moins fossilifère avec des concrétions calcaires mammelonnées, des mignons analogues à ceux du gisement à *Nassa* de St-Jean-la-Potherie. La faune pauvre en espèces, une vingtaine seulement, est typiquement redonienne.

p. **Pliocène sableux ou indifférencié.** Très répandus entre Sarthe et Mayenne, les sables rouges n'ont toutefois que de très faibles épaisseurs dans le Sud de la carte. Leur puissance augmente progressivement vers le Nord : 2 m à Launay en Sceaux, 3 m à Champteussé, 4 à Chambellay, 5 à Querré. Maintes fois décrits ces sables sont généralement fins, toujours un peu argileux, très rouges sauf en profondeur où sous la nappe phréatique, presque toujours mouchetés de petits points blancs qui sont des feldspaths altérés en kaolin, ils sont faiblement glauconieux dans les portions non oxydées. Les minéraux les plus abondants sont l'andalousite, la staurotide, la tourmaline, généralement classés dans cet ordre par fréquence. L'éroussé de ces sables assez fort, même aux petites tailles, confirme leur caractère marin. Ils sont parfois disposés en lits fins obliques ou entrecroisés trahissant des courants vifs. Ils admettent parfois dans leur masse de minces niveaux à petits galets. Ils représentent la dernière transgression marine dans le Nord-Ouest de la France.

pG. **Sables rouges et graviers à galets marins.** Si nous avons réuni sous un même figuré les sables rouges précités et la couche à galets marins c'est, qu'à de très rares exceptions près, leur extension est la même dans l'interfluve Sarthe—Mayenne. Il s'agit pourtant là d'une véritable formation géologique et non, comme certaines coupes pourraient le donner à penser, d'un éluvium superficiel enrichi en graviers par lavage et entraînement des éléments fins. Bien que la matrice de ces graviers soit analogue aux sables rouges sous-jacents, la transition des sables aux galets est très souvent nette et les graviers reposent parfois directement sur le socle. Ces graviers sont totalement quartzeux et les quartz sombres sont très minoritaires. Parmi la grande masse de ces éléments cuboïdes assez fortement éroussés, et dont les plus grands ne dépassent pas 5 cm, on remarque des galets ayant à la fois

un émoussé et surtout un aplatissement extrême pour du quartz, atteignant respectivement 2,6-2,8 et 0,8-0,9 ce qui est énorme et traduit l'action marine. Ces galets sont des galets de haut de plage. Nous pensons toucher là la frange littorale de la mer des sables rouges, et les galets très façonnés en haut de l'estran ont pu se mélanger, lors de la régression, avec des éléments de niveaux un peu plus profonds. Ces galets forment la couche superficielle dans le puits précité de Bois-Richard.

Cette formation ne dépasse guère le mètre en épaisseur. Les cailloux de sa portion toute superficielle présentent très souvent une coloration rouge violacé. Cette rubéfaction ferrique pénètre jusqu'au centre de ces galets grâce à des corrosions. Ces quartz « rougis à cœur » sont l'indice d'une action continentale latéritisante tropicale de l'extrême fin du Pliocène.

### FORMATIONS QUATERNAIRES

**S. Solifluxion (sables).** Elles sont extrêmement fréquentes et seules les principales ont été figurées. Sous la lettre S nous avons tenté de distinguer les véritables solifluxions, celles de terrains dégelant et progressant sur des sols gelés de pente très faible, des dépôts dénivelés par simple gravité en climat quelconque. Ces derniers sont figurés par des croissants de la couleur correspondant au matériau glissé. Les solifluxions empâtent les têtes de thalweg, particulièrement entre Sceaux et Épinard, d'un dépôt d'altérites schisteuses mélangées de graviers pliocènes. Des dépôts sablo-marneux ont recouvert totalement le méandre abandonné de Montrieul—Tiercé—Soucelles. Des tranchées de drainage suffisent parfois pour retrouver sous ce manteau soliflué la terrasse sous-jacente ou le substrat cénomanien, mais, si l'on est dans l'axe de l'ancien cours, il faut des sondages de 7 à 9 m de profondeur pour en toucher le fond ; comme à l'Étang Péné en Tiercé ou à l'Ouest de la Lande aux Nonains en Soucelles.

**Glissements de pente.** Ils affectent des matériaux sableux divers, mais surtout les sables sénoniens qui couronnent les buttes crétacées et les sables des terrasses quaternaires. Il n'est pas nécessaire d'évoquer des phénomènes de solifluxion périglaciaire pour expliquer leur mise en place ; ils sont le résultat des glissements et des ruissellements actuels.

L-Rp. **Limons et formations sablo-graveleuses résiduelles (ou remaniées ?) plio-quaternaires.** Mal caractérisé, ce faciès varie quelque peu latéralement, passant de limons argilo-silteux (la Gouldelière) à des limons enrichis en fraction sableuse (région de Querré). Aux couches superficielles sont associés quelques graviers émoussés et galets épars essentiellement quartzeux et de petite dimension ( 3 à 4 cm). Il s'agit probablement d'un faciès hybride dérivant à la fois des formations graveleuses et sablo-graveleuses pliocènes qu'il enveloppe cartographiquement mais aussi des formations cénomaniennes proches.

Nw-Ny. **Sables éoliens. Mindélien ?. Wurmien.** Ces sables, dont les grains portent des marques d'éolisation plus ou moins poussée, déterminent des accumulations dunaires irrégulières disposées sur le fond des vallées. Bien qu'elles paraissent être sur le remblaiement flandrien elles sont, en réalité,

sur des terrasses wurmiennes qui atteignent la surface de l'Holocène. Un sondage sur l'accumulation située à l'Est de Soucelles est démonstratif : le passage en profondeur de la dune à la terrasse s'opère par un limon loessique calcaire avec poupees caractéristiques.

D'autres sables éoliens sont en position plus élevée sur les terrasses Fw de St-Sylvain-Villevêque. Comme ils n'ont pas paru se séparer nettement de cette terrasse nous leur avons gardé la notation w. Ils sont probablement responsables des belles patines éoliennes développés sur des blocs démesurés, épars sur cette terrasse ou sur le chaos de grès sénoniens de Plessis-en-Soucelles.

**Actions périglaciaires.** Outre les sables éoliens et les blocs démesurés, d'autres actions périglaciaires sont, comme ces derniers, incartographiables. Un remarquable champ de fentes en coin (coins de glace) peut être observé dans une carrière, au Tertre, à l'Ouest de Villevêque. Ces fentes sont moins fréquentes sur la terrasse inférieure Fx à Écouflant. Il y a aussi de belles injections argileuses au Perray en Écouflant et au Nord-Ouest de la Giletterie-en-Soucelles, et des involutions en festons près de la Francerie au Nord-Ouest d'Étriché.

Fv1, Fv2, Fw1, Fw2, Fx, Fy1, Fy2. **Terrasses.** Les terrasses quaternaires sont extrêmement abondantes sur cette carte en raison du triple confluent Loir—Sarthe—Mayenne au Nord d'Angers. Elles sont souvent remarquablement marquées morphologiquement, surtout les plus basses, qui sont exposées depuis moins longtemps à l'érosion. Leur étagement dans la région d'Écouflant est ainsi exemplaire.

Nous avons établi l'habituel classement altimétrique de ces niveaux. L'arbitraire de cette classification est ici fortement tempéré, surtout dans la région d'Écouflant, par des récoltes d'industries préhistoriques et même, à Port Launay, par la présence de faunes malacologiques et mammaliennes, à laquelle s'ajoutent les résultats d'une étude palynologique.

Nous sommes ainsi assurés que la terrasse Fy de l'Ouest de Villevêque (Les Bourgonnières) est, de par son industrie moustérienne, d'âge wurmien-weichselien, que la terrasse Fx de l'Est d'Écouflant est d'âge Riss-Saale en raison des artefacts d'Acheuléen évolué qu'elle contient ainsi que par sa superposition à Port Launay, sur un niveau lui-même bien daté de l'interglaciaire Mindel-Riss par sa faune et sa flore. La terrasse Fw de Villevêque est très probablement Mindel-Elster, puisqu'elle domine la précédente et qu'elle contient de l'Acheuléen ancien. Les terrasses Fv, les plus hautes de la carte, plus érodées, plus imprécises et de peu d'étendue, n'ont pas fourni d'industries ; elles pourraient toutefois être contemporaines des temps gunziens. C'est donc à partir de la chronologie établie dans cette zone d'Écouflant-Villevêque que nous avons généralisé nos conclusions au reste de la carte, beaucoup plus pauvre en indices. Nous en avons eu des confirmations par les industries rencontrées en quelques points : moustérien à Brissarthe, à Juvardeil, et au Lion-d'Angers, en Fy ; acheuléen en Fw à la Binochère et à Montreuil-sur-Loir.

En fait la situation n'est pas aussi simple que nous venons de l'exposer et les paliers de terrasses sont manifestement plus nombreux que ne l'indiquent les quatre lettres de v à y. Nous avons ainsi dû utiliser des numéros pour introduire des subdivisions. Il s'en suit que certaines de nos coupures sont sujettes à discussion et que, par exemple, le niveau supérieur des terrasses w pourrait constituer le niveau inférieur du groupe v. Une certaine discordance entre des niveaux de l'Ouest sur la Mayenne et ceux de l'Est sont peut-être le résultat d'un jeu de néotectonique.

A l'exception du remblaiement holocène qui sera traité plus loin toutes les terrasses sont des terrasses climatiques dont les constituants très propres sont dépourvus d'argile, si l'on excepte cependant quelques rares lits minces bien individualisés ainsi que certaines zones bordières où les apports latéraux ont été moins lavés, comme par exemple dans la région du Plessis-Bourré - Cheffes. Les matériaux sont donc grossiers et très hétérométriques : le centile varie de 20 à 27 mm selon les rivières et les niveaux, et 40 % du volume total est constitué d'éléments supérieurs à 5 mm. Pour le Loir les matériaux d'origine paléozoïque et protérozoïque sont pratiquement inexistantes. La quasi totalité des éléments volumineux sont des silex issus du Turonien et des argiles à silex tandis que les sables viennent surtout du Cénomaniens et du Sénonien. Cette dualité se traduit dans la granulométrie par des courbes à palier central, les éléments de taille moyenne étant rares, sauf dans la terrasse v, ce qui d'ailleurs la caractérise. Pour les minéraux lourds, selon les niveaux, andalousite et tourmaline varient parallèlement entre elles et inversement à la staurotide, selon la quantité des apports du Cénomaniens inférieur par rapport à ceux issus de niveaux plus récents.

La Mayenne n'a presque pas d'apports mésozoïques : 6 % de silex à la taille de 20 mm. Dans la masse d'apports du socle, schistes, grès, roches éruptives, on retrouve seulement quelques galets pliocènes. Une quantité considérable de minéraux opaques (70 %), surtout de la magnétite, constituent la fraction lourde des sables. Par fréquence décroissante, on peut classer, andalousite, tourmaline, staurotide, dans la fraction transparente, mais ce sont les grenats 15 %, et surtout la sillimanite 12 %, qui caractérisent le mieux ces alluvions mayennaises. Les grains de quartz non usés sont prépondérants, presque 80 % ; il n'y a que 5 % de grains éoliens ronds mats et 3 % d'émousés luisants. La composition des alluvions de la Sarthe est, en presque tout, intermédiaire entre Loir et Mayenne, ce qui ne saurait surprendre, puisque son bassin s'étend à la fois sur le Bassin parisien et sur le Massif armoricain. Elle a transporté moins de silex que le Loir, moins de roches paléozoïques que la Mayenne. Elle a parfois plus de grains émousés luisants que le Loir, mais presque toujours autant de grains éolisés.

Les blocs « démesurés » transportés par les radeaux de glace sont fréquents dans les terrasses des trois rivières, avec une prédilection pour les niveaux w et x. Ceux composés de grès sénoniens sont moins démonstratifs, puisqu'ils peuvent avoir été peu déplacés, alors que les blocs de granitoïdes ont parcouru jusqu'à 70 km.

**Fz. Alluvions fluviales modernes. Sables, limons, argiles.** La surface, presque parfaitement plane des dépôts holocènes occupe de vastes étendues

dans les fonds de vallée sous l'aspect de prairies inondables. L'épaisseur de ces sédiments est très variable. Elle est fonction de l'emplacement du paléochenal creusé dans le substratum au maximum de la régression préflandrienne et maintenant comblé, mais aussi de l'état de conservation des lambeaux de terrasses plus ou moins profondément enfouies sous ces apports récents. La pente du lit ancien étant plus prononcée que celle du lit actuel, les épaisseurs du remplissage holocène décroissent vers l'amont tandis que les terrasses pléistocènes *Fy* s'en dégagent progressivement. Les sondages qui ont trouvé le lit rocheux à 11,5 m de profondeur à Angers le trouvent sous 9,5 m d'alluvions au pont de Briollay sur le Loir. En remontant le cours de la Mayenne on le rencontre à 9,8 m à Juigné-Béné puis à 5,8 m à Montreuil-sur-Maine. En remontant la Sarthe on passe de 9 m près Cantenay, à 8 m à Juvardeil et à 6,5 m à Morannes. Ces alluvions finement sableuses vers le fond se chargent rapidement de parties fines vers le haut, et deviennent des argiles compactes bleutées ou d'un gris verdâtre, riches en débris végétaux souvent accompagnés de taches bleues de vivianite. La faune malacologique en est parfois très riche avec des limnées et planorbes diverses, des *Valvata*, *Bythinia*, *Pisidium*, *Unio*, *Theodoxia*, *Neritina*, paludines. Des traces humaines et des ossements d'animaux sont relativement fréquents dans les niveaux supérieurs. On connaît deux sites d'habitats gallo-romains, à l'Est de Soucelles et entre Briollay et Soulaire, qui, partiellement enterrés sous ces dépôts, seraient parfaitement inhabitables aujourd'hui car inondés plusieurs mois par an. C'est la démonstration que le relèvement flandrien n'était pas terminé à l'époque gallo-romaine.

**C-F. Colluvions et alluvions de fond de vallon.** Ces dépôts occupent une position morphologique bien particulière. Ils nappent le bas des versants et comblent en partie le fond des vallons, qui sont incisés dans toutes les formations du substratum (Briovérien, Paléozoïque, Mésozoïque, Pliocène et alluvions pléistocènes). Ils sont donc d'âge récent. Ils reposent sur toutes les séries plus anciennes, sans distinction, ils ne sont jamais recouverts, et portent le sol actuel.

Ces alluvions sont formées d'un mélange argilo-sablo-caillouteux, qui remanie les éléments du substratum local, ce matériau présente donc une autochtonie relative, son origine étant à rechercher sur les versants ou en amont immédiat.

Il ne s'agit pas d'alluvions *s.s.* car il n'existe pas de tri longitudinal, la stratification est mal exprimée ou absente et les éléments sont généralement de forme anguleuse et altérés.

La mise en place s'est faite par ruissellement sur les pentes avec ou sans la participation de phénomènes de solifluxion.

**R-C. Formations résiduelles d'altérites et colluvions limoneuses de versants imbriquées.** Ces dépôts bien représentés dans le secteur du synclinal paléozoïque de Châteauneuf-sur-Sarthe se développent exclusivement sur le socle anté-mésozoïque.

Le matériel qui est essentiellement argileux intègre et repose sur le substratum désagrégé dont on reconnaît parfois, la structure et la texture (litage

sédimentaire ou schistosité selon les cas). Cette formation généralement peu épaisse, peut atteindre deux à trois mètres au pied des versants.

RF/C2a. **Résidus d'alluvions anciennes indifférenciées sur substratum reconnu.** Dans cette région de confluence de trois rivières, les terrasses ont couvert de grandes surfaces. Nombreux sont les placages de graviers épars qui témoignent de ces anciennes extensions. Un tel niveau ancien (Fw ou Fv) se suit, par exemple, entre Soulaire et Cheffes sur le Crétacé inférieur.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### PLISSEMENTS

#### La déformation anté-schisteuse.

L'observation de la carte géologique montre d'emblée l'existence d'un certain parallélisme entre les structures d'échelle kilométrique qui se dessinent dans la série briovérienne et les plis qui affectent la couverture paléozoïque.

Cependant une discordance cartographique existe, ainsi au Nord, sur le flanc sud du synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe, les premières assises des dépôts ordoviciens reposent tantôt sur la formation des quartzites, tantôt sur les siltites de la série inférieure (secteur de Champigné).

Cette discordance clairement exprimée par la cartographie n'a jamais été observée à l'affleurement, son origine n'est donc pas établie avec certitude, deux interprétations peuvent être proposées.

— *Dans le premier cas* cette discordance serait la conséquence d'une phase de plissement anté-schisteuse. Cette éventualité d'une phase précoce a d'ailleurs déjà été envisagée dans la région voisine de Château-Gontier, sur la foi d'observations microstructurales (voir la notice de la feuille Château-Gontier à 1/50 000).

— *La seconde hypothèse* s'appuie sur l'étude des séries détritiques rouges ou vertes qui affleurent à la base des dépôts ordoviciens (formation de Margat et de Pont-Réan), dans une grande partie de la Bretagne centrale.

Le caractère discontinu de ces séries, ainsi que leurs particularités sédimentologiques (roches détritiques d'origine continentale) semblent indiquer que ces sédiments se sont déposés dans des bassins terrigènes de petites dimensions. Des mouvements épirogéniques, avec basculement de blocs et individualisation de structures en distension, pourraient être à l'origine de ces bassins infra-ordoviciens.

Cette seconde hypothèse semble par ailleurs confirmée par des études récentes et par la cartographie de ces formations rouges. Quoiqu'il en soit, le passage de la sédimentation « briovérienne » à la sédimentation ordovicienne est marqué par un événement tectono-sédimentaire de faible intensité, mais d'extension régionale. Il est probable que l'importance réelle de cette discontinuité ait été quelque peu masquée par la tectogenèse hercy-

nienne. Le « Briovérien » et le Paléozoïque ont du réagir différemment aux contraintes, et une disharmonie structurale s'est manifestée entre les deux ensembles lithologiques de compétence différente. Cette discordance structurale vient donc se surimposer à la discordance stratigraphique en exagérant ou en diminuant les effets selon les cas.

### **La déformation synschisteuse** (structuration hercynienne).

Les sédiments du paléozoïque et les séries briovériennes qui se sont déposées en Bretagne centrale ont été affectées aux temps hercyniens par des déformations à la fois plicatives et cassantes. Il en résulte des mégastuctures telles que les « synclinaux du Sud de Rennes » et « l'anticlinorium de Châteaubriant ».

Ces grandes unités régionales sont représentées sur la feuille Le Lion-d'Angers, d'une part par le synclinal paléozoïque de Martigné – Ferchaud, qui vient s'amortir dans le secteur de Châteauneuf-sur-Sarthe (Synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe), et d'autre part, par l'anticlinorium « briovérien » du Lion-d'Angers qui prolonge vers l'Est celui de Châteaubriant.

Au Sud-Ouest, les synclinaux d'Angers, de Saint-Julien-de-Vouvantes et le flanc nord de l'axe de Lanvaux marquent la transition paléogéographique et structurale entre la Bretagne centrale et la zone mobile sud-armoricaine.

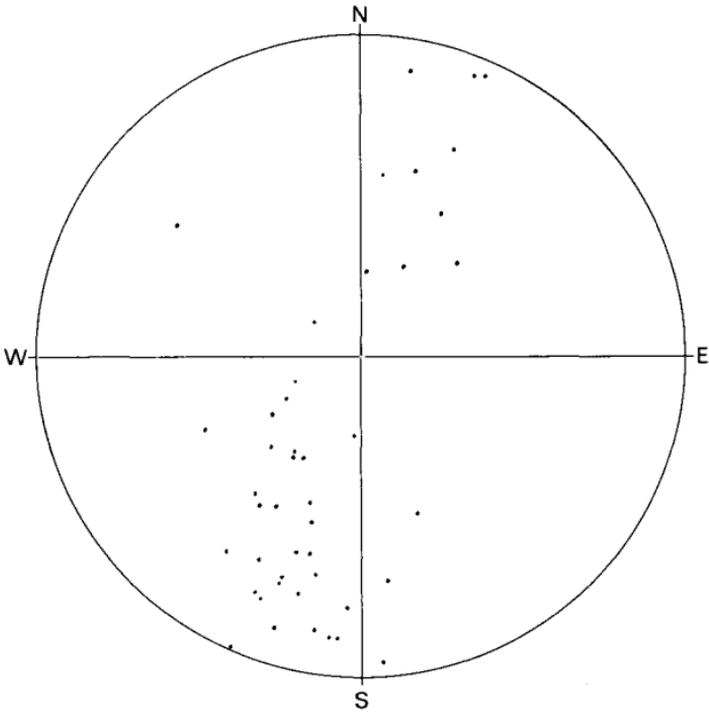
– Sur la présente feuille, la vallée de la Mayenne et en particulier la rive droite de cette rivière, fournit la coupe transversale la plus complète qui soit, puisqu'elle traverse de part en part la plupart des structures qui viennent d'être évoquées.

Au Nord, le synclinal paléozoïque de Châteauneuf-sur-Sarthe est légèrement déversé vers le Sud son flanc nord est très redressé et présente des penchages subverticaux ; alors que sur son flanc sud les couches plongent vers le Nord suivant un angle généralement voisin de 50°.

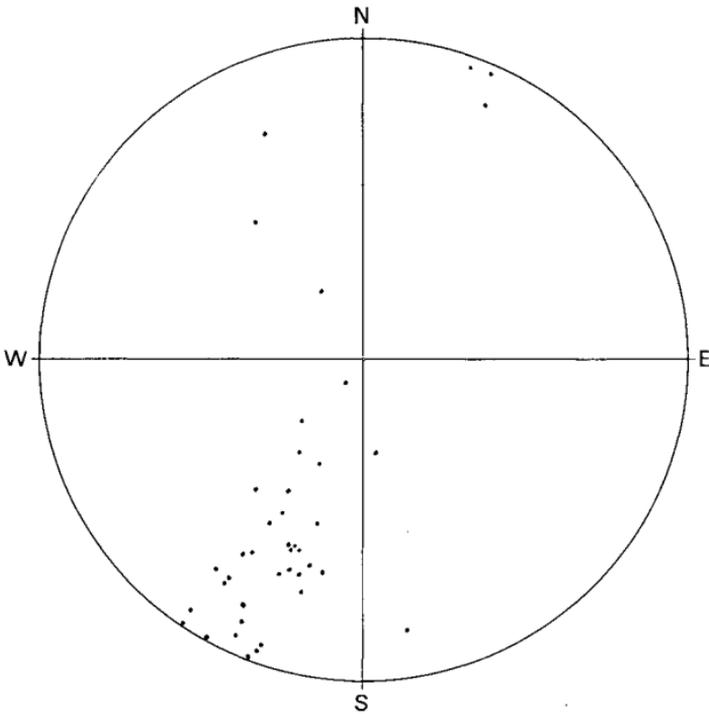
La direction axiale de cette structure est globalement N 120°E et son ennoyement vers l'Ouest est confirmé par le plongement de 5° à 15° de la linéation d'intersection  $S_0/S_1$  dans cette direction.

Au Sud de l'unité précédente se déploie le vaste anticlinorium des terrains briovériens. Au sein de cet ensemble, assez peu différencié du point de vue lithologique, l'analyse microstructurale et la cartographie de certains niveaux repères tels que les poudingues de Gourin et les niveaux quartzitiques ont permis de mettre en évidence des structures d'échelle kilométrique.

Au Nord, ces plis d'amplitude hectométrique à kilométrique sont pratiquement symétriques et droits. La tendance au déversement n'apparaît clairement qu'au Sud de Lion-d'Angers, où dans la région de Pruillé, on observe les premiers flancs inverses qui peuvent localement s'accompagner de cisaillements ductiles faiblement pentés vers le Nord (secteur du moulin de la Roussière).



**Fig. 1 - Briovérien : pôles des plans de stratification**  
Projection de Schmidt, hémisphère inférieur



**Fig. 2 - Briovérien : pôles des plans de schistosité**  
Projection de Schmidt, hémisphère inférieur

Cette tendance au déversement vers le Sud s'exprime dans le stéréogramme des pôles de stratification présenté sur la figure 1, qui montre que la majorité de ces plans est pentée vers le Nord et que leur direction est en moyenne proche de N 115 °E.

Les structures précédentes s'accompagnent d'une schistosité de flux particulièrement bien exprimée dans les niveaux de granulométrie fine. La nature de cette schistosité est en effet parfaitement tributaire de la compétence du matériaux affecté.

On observe ainsi dans les faciès silteux une schistosité pénétrative évoluant suivant les secteurs, depuis la schistosité de flux avec microlithons résiduels, jusqu'à la schistosité de flux pénétrative avec recristallisation assez poussée des minéraux phylliteux (illite-chlorite).

Dans les quartzites, par contre, les plans S<sub>0</sub>, souvent très redressés et donc subparallèles aux plans S<sub>1</sub>, demeurent les principales surfaces d'anisotropie de la roche. La schistosité de fracture y est alors matérialisée par de fines discontinuités anastomosées et assez mal réglées en direction.

A l'instar des surfaces de stratification les plans de schistosité ont une direction moyenne NW-SE (N 115 ° E), mais leur pendage est cette fois plus fréquemment incliné vers le Nord (déversement vers le Sud) (voir le stéréogramme des pôles de plans de la schistosité de la figure 2). On constate donc que les caractéristiques géométriques de schistosité et de la stratification sont comparables ; le plissement et la schistogenèse sont la conséquence du même événement, le plissement synschisteux (phase bretonne ?).

L'étude de la coupe de la Mayenne montre, au sein des terrains briovériens, un déversement progressif et une augmentation concomitante de la déformation du Nord vers le Sud. Ce dispositif traduit et confirme la vergence méridionale des mouvements tectoniques, comme cela avait déjà été suggéré par les travaux de Chantraine *et al.*, (1983).

Au Sud-Ouest de l'unité briovérienne du Lion-d'Angers de l'approche de l'axe de Lanvaux—les Ponts-de-Cé, les structures observées dans les terrains paléozoïques, présentent toujours une orientation générale WNW-ESE mais cette fois le déversement méridional des structures s'affirme très nettement. Ainsi sur le flanc nord du synclinal d'Angers, les grès armoricains se trouvent en position inverse et repose sur les schistes d'Angers, eux-mêmes déversés vers le Sud, ces terrains présentent ici un pendage vers le Nord d'une valeur moyenne de 50°.

Vers le Sud les schistes d'Angers sont en contact tectonique avec les terrains ordoviciens à dévonien du « synclinal » de St-Julien-de-Vouvantes, dont l'aire se réduit ici à une étroite bande de moins de 1 km de large limitée au Sud par la faille de Malestroit-Angers.

Cette unité au sein de laquelle, de nombreux gisements souvent d'extension très limitée, datés de différents niveaux du Silurien au Dévonien, et appartenant à des successions biostratigraphiques différentes (Centres armoricaines et ligériennes), sont juxtaposées, a été interprétée en termes de série à « blocs » mise en place dans un bassin individualisé au droit d'une structure décrochante d'échelle régionale (Dubreuil, 1987).

Cependant, l'apparente désorganisation et la juxtaposition des éléments exotiques de ce complexe, de St-Julien-de-Vouvantes, peut s'expliquer aisément par des déplacements essentiellement tangentiels et longitudinaux de grande amplitude. Les « klippes sédimentaires » et les « olistolithes » apparaissant dans cette hypothèse comme autant de lambeaux désolidarisés et dilacérés dans une zone mobile assimilable à une faille transcurrente.

Dans l'extrême Sud-Est de la feuille, une étroite bande de terrain constituée de schistes ardoisiers reposants sur les grès et les schistes de la formation de Bains-sur-Oust marque la retombée septentrionale de l'axe anticlinal de Lanvaux—les Ponts-de-Cé.

Dans ce domaine on observe, à l'échelle régionale, une déformation ductile au sens de la plasticité du quartz (Diot, Bouchez, Blaise, 1983). Cette déformation correspond à un épisode de cisaillement régional dans le sens dextre orienté suivant une direction N 120 °E. On considère de plus, que le fonctionnement de cet axe tectonique rend compte de l'homoaxie de toutes les structures de terrain décrites précédemment (plis, axes de zones et linéations).

### *SCHISTOSITÉ ET MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL*

Au phénomène de plissement est associée une schistosité dont la nature varie suivant le faciès lithologique considéré.

Une schistosité de simple fracture affecte plus particulièrement les arénites, qui représentent un matériaux relativement compétent.

Dans les siltites, une schistosité plus ou moins pénétrative est visible à l'examen microscopique. Les phyllites sont organisées en une trame dont le comportement optique est uniforme du fait de leur orientation dans le plan de schistosité.

— dans les siltites les plus grossières, les phyllites se présentent en un réseau anastomosé délimitant des fuseaux indemnes de déformation.

— dans les siltites très fines, la schistosité devient une schistosité de flux ; elle affecte toute la roche, ne laissant subsister aucun microlithon, et confère à celle-ci un aspect homogène.

Les phyllites néoformées (séricite-chlorite) caractérisent un métamorphisme de faible intensité de la limite anchizone-épizone.

### *CHRONOLOGIE DE LA STRUCTURATION HERCYNIENNE*

Aucune observation effectuée dans le cadre de la feuille ne permet de préciser l'âge de la structuration hercynienne. Les terrains les plus récents affectés par la déformation synschisteuse, sont ici datés du Dévonien supérieur (Famennien inférieur) dans la région de la Meignanne (Lardeux, 1969).

On sait cependant (Autran et Cogné, 1980), qu'au cours du Carbonifère inférieur, une zone orogénique se développe en Bretagne centrale et occidentale. Il s'agit de la zone broyée sud-armoricaine (Z.B.S.A.), dont le fonctionnement est synchrone de la mise en place de massifs de leucogranites datés de 345 à 330 Ma (Peucat *et al.*, 1979).

D'après Le Corre (1975), il semble de plus y avoir une continuité dans les caractéristiques géométriques de la déformation depuis la Z.B.S.A. au Sud, jusqu'au bassin de Laval au Nord.

Si on admet cette thèse, la structuration de la Bretagne centrale se rapporte effectivement à la phase bretonne dont le paroxysme se place après le dépôt du Dévonien supérieur et avant celui du Viséen postorogénique du bassin de Châteaulin (Darboux *et al.*, 1977, 1979). Cette interprétation pose donc le problème de l'âge exact de la schistogenèse en Bretagne centrale, longtemps située entre le Namurien et le Stéphaniem d'après des critères de continuité avec le bassin de Laval (Cogné, 1974).

### *FRACTURATION TARDI-HERCYNIENNE*

La fracturation tardi-hercynienne apparaît surtout à la faveur d'accidents décrochants transverses affectant les formations paléozoïques et leur substratum, ces accidents subverticaux ont pour la plupart une direction subméridienne.

Ces failles s'organisent généralement en couloirs de 1 à 2 km de largeur au sein desquels on observe plusieurs accidents de direction voisine, juxtaposés à intervalles réguliers de quelques centaines de mètres.

C'est le cas en particulier pour les décrochements dextres qui disloquent la terminaison orientale du synclinal paléozoïque de Châteauneuf-sur-Sarthe, entre Champigné et Juvardail.

Du point de vue chronologique il semble d'après Arthaud et Matte, (1975) que cette période de fracturation s'intercale entre la fin du plissement et du métamorphisme hercynien, et la distension permienne.

Elle correspond à une phase de compression qui provoque une fracturation de l'écorce par des décrochements qui recoupent toutes les structures antérieures, cet événement se serait produit selon les mêmes auteurs, entre -305 Ma et -270 Ma (Permien inférieur).

## **RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS**

### *HYDROGÉOLOGIE*

Plusieurs formations géologiques renferment des aquifères d'intérêt variable. Une trentaine de forages d'eau donnent sur ces aquifères des informations assez disparates et inégales.

On distinguera de bas en haut :

- les formations anté-mésozoïques (Socle) qui affleurent au Nord (Paléozoïque), au Sud-Ouest (Paléozoïque) et à l'Ouest (Briovérien) ;
- les formations mésozoïques couvrant environ la moitié orientale de la carte et appartenant au Crétacé du Bassin parisien ;
- les formations post-mésozoïques constituées d'une part par le Cénozoïque (Éocène, Miocène et surtout Pliocène reposant indifféremment sur le Briovérien et le Crétacé), d'autre part par les dépôts alluviaux, présents le long de la Sarthe et du Loir.

### **Formations anté-mésozoïques.**

Dans ces roches dures, sans porosité d'interstices, les eaux souterraines circulent à la faveur de cassures et de fractures. Pour permettre l'exploitation de l'eau souterraine la fracturation doit être suffisamment importante et ne pas être le siège de développement intense d'altérites argileuses colmatant ces fractures. Par ailleurs, pour assurer la pérennité de la ressource exploitée, il faut qu'un réservoir existe, constitué soit par le développement de la petite fracturation, soit par des formations arénitiques en contact avec le réseau de fracturation alimentant le forage. De ces faits, la connaissance des seuls débits instantanés obtenus au marteau fond-de-trou lors de la foration (méthode pratiquée dans la majorité des cas) ne suffit pas ; des pompages d'essai de longue durée (pouvant atteindre plusieurs jours, voire plusieurs semaines) sont nécessaires.

Dans ce milieu, l'implantation des forages nécessite le recours à diverses techniques pour s'assurer du maximum de chance de réussite :

- informations issues de la carte géologique en relation avec la morphologie locale ;
- photogéologie (à partir des photographies aériennes classiques et des missions images satellite) ;
- géophysique (en général des méthodes aboutissant à des cartes de résistivité) ;
- dosage du gaz radon dans le sol ;
- sondages de reconnaissance et d'essai.

Les débits obtenus dans ces formations sont faibles, en règle générale, compris entre 1 et 5 m<sup>3</sup>/h (encore que des exceptions notables existent) pour des rabattements relativement élevés (supérieurs à 10 m, sinon à 20 m).

Récemment des méthodes de fracturation hydraulique dérivées des techniques pétrolières ont été expérimentées et ont permis, sinon d'augmenter le débit d'exploitation, du moins de diminuer le rabattement pour un même débit après fracturation. Des résultats sont connus dans différents types de roches (granites, schistes, micaschistes, basaltes, etc.) en Loire-Atlantique, Maine-et-Loire et Vendée.

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées (conductivité inférieure à 500 µs/cm), douces, légèrement acides et agressives, contenant très fré-

quement du fer (et du manganèse) à teneurs élevées (supérieures à 1,0 mg/l) ainsi que des nitrates (des valeurs supérieures à 50 mg/l ne sont pas rares).

La plupart des forages sont des ouvrages sommaires exécutés au marteau fond-de-trou et équipés d'un tubage en PVC de qualité ordinaire ; en règle générale, le développement est inexistant.

- **Nappe du Briovérien.** Les forages examinés dont les profondeurs sont comprises entre 35 et 116 m ont fourni des débits maxima instantanés entre 1 et 5 m<sup>3</sup>/h. Dans deux cas ces débits sont supérieurs à 10 m<sup>3</sup>/h.

- **Nappe du Paléozoïque.** Les forages examinés dont les profondeurs sont comprises entre 40 et 100 m ont donné des débits instantanés maxima de 10 m<sup>3</sup>/h.

### **Formations mésozoïques.**

La seule formation aquifère intéressante du Crétacé est celle du Cénomanienn. Malgré ses caractéristiques relativement peu favorables (faible épaisseur, présence de niveaux argileux), elle est assez bien connue et exploitée par une dizaine de forages au moins.

Les formations sablo-graveleuses de la base du Cénomanienn lorsque celles-ci atteignent une épaisseur suffisante (au moins 4 à 5 m) renferment une nappe captive ou libre présentant un grand intérêt. Des zones sableuses (lenticulaires) appartenant au Cénomanienn moyen peuvent également être exploitées, mais offrent des débits moins élevés que les graviers de base. Si le Cénomanienn supérieur constitué par des marnes à huîtres imperméables existe, l'aquifère cénomanienn est de plus bien protégé contre les pollutions.

Débits spécifiques en m<sup>3</sup>/h/m : variant de 0,2 à 6 — moyenne : 3,0

Transmissivités en m<sup>2</sup>/s : variant de 2.10<sup>-3</sup> à 6.10<sup>-5</sup> — moyenne : 7,4.10<sup>-4</sup>

Les eaux du Cénomanienn sont en général assez douces et agressives (pouvant atteindre ou dépasser 1 000 µs/cm), avec des duretés comprises entre 30 et 40 °F et des teneurs parfois élevées en fer (pouvant dépasser 2,0 mg/l) et/ou en manganèse.

Les faibles débits d'exploitation des ouvrages sont non seulement imputables aux conditions géologiques souvent assez défavorables (faible épaisseur des niveaux producteurs, présence d'argile), mais aussi à des ouvrages mal conçus (crépinage non adapté aux conditions lithologiques, développement insuffisant ou mal conduit).

### **Formations post-mésozoïques.**

- **Nappes du Tertiaire.** On ne dispose pas d'informations suffisantes sur ce milieu.

- **Nappes alluviales.** Tant le long de la Sarthe que le long du Loir les alluvions sont bien développées mais peu épaisses (11 à 12 m au maximum) et

assez argileuses. Une transmissivité est connue aux environs de Châteauneuf-sur-Sarthe :  $5.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ . Les débits escomptés ne dépassent pas quelques dizaines de  $\text{m}^3/\text{h}$ .

Par contre le long de la Mayenne il n'existe pratiquement pas d'alluvions exploitables (aucun forage connu).

## *RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES*

### **Mines de fer.**

Les grès armoricains inférieurs présentent, vers leur sommet, quelques minces couches de minerai de fer d'origine sédimentaire.

Sur le flanc nord du synclinal d'Angers, dans le prolongement d'exploitations connues sur les deux rives de la Maine (feuille d'Angers) deux puits ont exploité ce minerai vers 1910, l'un à la Thibaudière, l'autre en forêt de Longuenée. Des scories éparses au voisinage du Plessis-Macé témoignent de l'existence de ces anciennes exploitations.

Le synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe a lui aussi été l'objet de prospections et d'exploitations.

Le gisement de Champigné (423 02 4001) fait partie des bassins ferrifères d'Anjou-Bretagne. Il est situé dans le synclinal de Martigné-Ferchaud où se trouvent également, d'Est en Ouest les gîtes de la Jaille-Ivon, La Ferrière, Lourzais, Soulvache, Ercée-en-Lamer.

La concession de Champigné a été instituée le 12 mars 1875, étant considérée inexploitable elle a été ensuite renoncée le 2 décembre 1933. Seul le flanc nord du synclinal a fait l'objet de recherches entre 1900 et 1916, à l'intérieur de ce qui devait devenir la concession de la Jaille-Ivon.

Dans la partie ouest les couches horizontales sont constituées par de l'oligiste en surface et de la magnétite en profondeur. Dans la partie nord, les affleurements offrent de l'oligiste réparti en 8 couches, ayant du Nord au Sud des épaisseurs comprises entre 0,5 et 5 mètres.

La concession dite de Champigné ne fut donc jamais exploitée industriellement. En dehors de séries de fosses en chapelet, situées sur le flanc nord surtout, et d'âge indéterminé (médiéval à antique), des travaux de recherches furent cependant effectués vers 1870 puis en 1918. On peut citer deux puits et de nombreuses tranchées. Le puits du Patis-St-Mathurin (creusé de 1872 à 1874) atteignit 33 m. Le puits du Bois de la Chapelle, creusé en 1874, repris en 1917, avait seulement 15 m ; de ce niveau une galerie en direction de l'Ouest suivit une couche de 80 cm de puissance, avec pendage N 75°. Le minerai titrait 50 % de fer. Les tranchées, orientées en travers-bancs, atteignaient toutes 5 m de profondeur. On peut citer, sur le flanc nord, et d'Est en Ouest :

— la tranchée de l'Ardoisière au bord est de la route nationale ;

- les deux tranchées de La Baillée, au Sud de la ferme, qui trouvèrent quatre petites couches verticales ;
- près de La Brardière, au bord est de la route de Champigné à Querré, la tranchée montra une couche de 60 cm d'épaisseur et un ensemble de quatre très petites couches ;
- au Sud de la Ruaudière, à l'extrémité ouest d'une série de fosses d'exploitations anciennes, la tranchée de 1918 a retrouvé la couche de 60 cm et un groupe de deux petites.

Sur le flanc sud du synclinal, des tranchées furent creusées : à la Salmonnière, au Nord de la ferme, dans l'angle ouest des chemins ; au Sud du Petit Rocher, dans l'angle des routes. Puis vient le puits du Bois de la Chapelle précité. La tranchée des Fontenelles, au Nord de la ferme a recoupé quatre couches tandis qu'à la Poulinière, au Nord de la ferme, au-delà du chemin, deux tranchées n'ont pu atteindre le minerai enfoui sous les sables rouges pliocènes.

### **Indices miniers.**

Après une reconnaissance de terrain (1838 échantillons analysés, une dizaine d'anomalies sur le Briovérien et le Paléozoïque, regroupées en six secteurs, ont été sélectionnées pour des contrôles prioritaires. Bien qu'essentiellement anormales en Pb-Zn-Cu ( $\pm$  Ag  $\pm$  As) elles sont toutes situées dans un environnement d'or alluvionnaire. Les contrôles de terrain, à base de prospection marteau et reconnaissance géologique, alluvionnaire, éluvionnaire et géochimique sont en cours.

Un axe Tuveau — Champigné a été mis en évidence, matérialisé par des alignements de volantes de quartz sur formations briovériennes où des concentrés à or pesable ont été rencontrés.

### **Ardoisières.**

Les schistes ardoisiers ordoviciens du flanc nord du synclinal d'Angers n'ont jamais fait l'objet d'exploitation ; rappelons que le bassin ardoisier de Trélazé se trouve sur le flanc sud de cette structure.

Des carrières d'ardoises ont été ouvertes principalement sur le flanc sud du synclinal de Châteauneuf. Ces exploitations semblent remonter au XVI<sup>e</sup> et XVII<sup>e</sup> siècle avec quelques reprises plus tardives.

### **Empierrement.**

Des matériaux d'empierrement ont été extraits de quelques carrières. Les exploitations les plus importantes s'étaient installées sur les roches magmatiques en filons dans le Briovérien : Champteussé-sur-Baconne, le Lion-d'Angers.

### **Sables et graviers.**

Les sables et les graviers ont été exploités dans de nombreuses petites carrières dont certaines font encore l'objet de prélèvements sporadiques.

Ont été ainsi extraits : les sables et les graviers du Cénomaniens inférieur (le Brouillard, à l'Est d'Écouflant), les faluns miocènes et pliocènes (Sceaux d'Anjou), les graviers pliocènes (Querré, Écuillé) les sables et graviers de différentes terrasses des trois rivières (Écouflant).

Sont actuellement en activité importante les gravières exploitant les terrasses de la Mayenne (la Terrinière au Sud de Chambellay), de la Sarthe (Cheffes), du Loir (Bré au Nord de Montreuil).

Les sables sénoniens, très fins et très purs, ont fait l'objet d'une exploitation (carrière de Vaux au Nord de Montreuil) qui alimentait une verrerie à Angers ; ils ont été aussi utilisés pour le revêtement, fort délicat, des terrains de boule « du fort » typiquement angevins.

### **Calcaire.**

Les lentilles de calcaires dévoniens du synclinal d'Angers ont été exploitées ; elles alimentaient un four à chaux à la Meignanne. Les fours à chaux de Châteauneuf-sur-Sarthe et de Port-Albert sur la Mayenne (Ouest de Feneu) étaient alimentés en calcaire par des péniches en provenance du bassin de Laval et de Sablé.

### **Tuffeau.**

Cette assise crayeuse a fait l'objet d'une exploitation bien particulière. Son creusement permettait l'installation de caves et de dépendances agricoles tandis que le matériau extrait entraînait dans la construction des bâtiments principaux. Les caves sont très nombreuses (Villevêque, Tiercé) mais de petite taille étant donné l'épaisseur réduite de la couche turonienne.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES*

Dans la série des **Guides géologiques régionaux** (Masson ed.), le guide de **Bretagne** (S. Durand, H. Lardeux, 1985) pourra guider le promeneur, géologue ou non, à travers la feuille Le Lion-d'Angers.

### *BIBLIOGRAPHIE*

ARNAUD A. (1966) — Une série spilite-kératophyre dans le Silurien du Massif armoricain : la série de St-Georges-sur-Loire. Dipl. Ét. Sup. Nantes, pp. 1-168.

ARNAUD A., PILLET J. (1971) — Sur l'existence du Caradocien à trilobites dans le synclinal de St-Julien-de-Vouvantes—Angers. *Mém. BRGM*, n° 73, colloque Ordovicien-Silurien, pp. 151-161.

AUTRAN A. et COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne

hercynienne. Publication du 26<sup>e</sup> Congrès géologique international Paris, pp.90-111. Colloque « CG », Géologie de l'Europe.

BABIN C. *et al.*, (1972) — Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. XIV, pp. 94-109.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) — Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, vol. 1, n° 1, pp. 31 — 42.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D. (1979) — Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, 102, pp. 265-272.

BLAISE J. (1984) — Les relations Briovérien—Paléozoïque en bordure nord du synclinal de St-Julien-de-Vouvantes. 10<sup>e</sup> R.A.S.T., p. 62.

BOUCHEZ J.L., BLAISE J. (1976) — Une structure hercynienne liée à un accident ductile : l'anticlinal de Lanvaux—les-Ponts-de-Cé aux environs d'Angers. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XVII, n° 1, pp. 145-157.

BREBION P. *et al.*, (1958) — Nouvelles observations sur les faluns helvétiques du bassin de Noyant—Savigné. *Congrès Soc. Sav.*, pp. 38-65.

BROSSÉ R., LOUAIL J. (1977) — Réactivation de failles de socle et déformations syn et post-sédimentaires dans le Mésozoïque et le Cénozoïque de l'Anjou. 5<sup>e</sup> réun. Sci. Terre, Rennes, p. 115.

BUGE E. (1948) — Les bryozoaires du Savignéen (Helvétien) de Touraine. Essai de paléontologie du Néogène de l'Ouest de la France. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 27, (3), pp. 64-84.

CAVET P., LARDEUX H., PILLET J. (1967) — Notice stratigraphique sur les formations paléozoïques des synclinoria de St-Julien-de-Vouvantes et de Redon—Ancenis, à l'Est du méridien de Châteaubriant. *In Mém. BRGM.*, n° 33, colloque sur le Dévonien inférieur, pp. 301-320.

CHANTRAINE J. *et al.*, (1982) — Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque terminal) de la Bretagne centrale et du bocage normand. *Bull. BRGM*, (2), 1, n° 1-2, pp. 3-18.

CHAUVEL J.J. (1980) — Action concertée DGRST. Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du bocage normand pour la recherche des fluides métallogéniques.

COGNÉ J. (1962) — Le Briovérien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 4, pp. 413-430.

COGNÉ J. (1972) — Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriennes. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* (Rabat), n° 226, pp. 193-218.

COGNÉ J. (1974) — Le Massif armoricain. *In géologie de la France* (Debelmas J.). Doin édit., Paris, pp. 105-161.

COUFFON O. (1936) — La période crétacée en Anjou. *Revue Hydrogéol. Angevine*, 5<sup>e</sup> année n° 1, pp. 128.

DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHATE A., ROLET J. (1977) — L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 284, pp. 1151- 1154.

DARBOUX J.R., ROLET J., PELHATE A., BARRIÈRE M., GRAVELLE M. (1979) — What about « Bretonian phase » in western Brittany. Tectonic Studies Group : structure et évolution du Massif armoricain (abstract). Londres.

DENIZOT G. (1949) — Éocène et Oligocène du Baugeois. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 226, XLVII, pp. 55-60.

DENIZOT G. (1965) — a) Le Néogène dans le bassin moyen de la Loire (Orléanais, Touraine, Anjou). b) Bartonien, Ludien, Tongrien. *In* : colloque sur l'Éocène. *Mém. BRGM*, n° 58.

DIOT H., BOUCHEZ J.L., BLAISE J. (1983). La bande ductile Lanvaux — les-Ponts-de-Cé entre Redon et Angers. Une composante du cisaillement hercynien du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XXV, n° 2, pp. 155-167.

DUBREUIL M., VACHARD D. (1982) — La série de St-Georges-sur-Loire et les événements à la limite Silurien-Dévonien dans le domaine ligérien du Massif armoricain. *9<sup>e</sup> réun. Sci. terre*, Paris, p. 213.

DUBREUIL M. (1984) — Le complexe de St-Julien-de-Vouvantes et la limite méridionale du domaine centre-armoricain. *10<sup>e</sup> R.A.S.T.*, p. 189.

DUBREUIL M. (1986) — Évolution géodynamique du paléozoïque ligérien (Massif armoricain). Thèse, Nantes.

DURAND S. (1959) — Les calcaires bartoniens du Maine et de l'Anjou occupent une ancienne dépression littorale ouverte vers le Sud-Ouest. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 248, pp. 1196-1198.

DURAND S. (1960) — Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. min. Bretagne*, t. XII, pp. 1-389.

ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) — Altérations et silicifications au tertiaire dans le Massif armoricain. *Bull. BRGM Géol. Fr.*, n° 4, pp. 345-352.

GINSBURG L. (1980) — Paléogéographie et âge de la mer des faluns d'après les mammifères. *Mém. Soc. Ét. Sci. Anjou*, n° 4, pp. 69-77.

GINSBURG L., JANVIER P. (1975) — Les mammifères marins des faluns miocènes de la Touraine et de l'Anjou. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 3<sup>e</sup> série, n° 22, pp. 161-195.

GINSBURG L., JANVIER P. (1975) — Les mammifères marins des faluns de la Touraine et de l'Anjou : faune, gisements et paléobiologie. *Bull. Soc. Ét. Sci. Anjou*, n° 9, pp. 73-96.

GRUET M. (1980) — Le Pliocène en Anjou. *Mém. Soc. Ét. Sci. Anjou*, n° 4, pp. 79-84.

GRUET M. (1964) – Les terrasses du confluent Loir – Sarthe et leurs industries. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. V, pp. 463-468.

JEGOUZO P. (1980) – The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 2, 1-2, 39-47.

JUIGNET P. (1973) – La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse Caen. 806 p.

KLEIN C. (1973) – Massif armoricain et Bassin parisien. Thèse. Éd. Orphis. Gap.

KLEIN C. (1974) – Tectogenèse et Morphogenèse armoricaines et péri-armoricaines. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam.*, (2), vol. 2, fasc. 1, pp. 87-100.

KLEIN C. (1961) – La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), II, pp. 768-778.

KRIZ J., PARIS F. (1982). Ludlovian, Pridolian and Lochkovian in la Meignanne (Massif armoricain): biostratigraphy and correlations based on Bivalvia and Chitinozoa. *Geobios*, n° 15, fasc. 3, p. 391-421, 2 fig., 5 tabl., 5 pl., Lyon.

LARDEUX H. (1969) – Le Dévonien du synclinal de St-Julien-de-Vouvantes. *Bull. Soc. Ét. Sc. Anjou*, t. VII, pp. 3-40.

LAURIAT-RAGE A. (1981) – Les bivalves du Redonien. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paris, série C, t. KLV.

LE CORRE C. (1969) – Sur une paragenèse à chloritoïde dans les schistes de l'Ordovicien moyen des synclinaux de Rennes (Massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne*. Sér. C, t. 1, fasc. I, pp. 33-44.

LE CORRE C. (1975) – Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricain : zonéographie et structure d'un domaine épizonale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, pp. 547-553.

LE CORRE C. (1977) – Le Briovérien de Bretagne centrale, essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, Sec. 1, n° 3, pp. 219-254.

LE CORRE C. (1978) – Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse Rennes 1978. Série C, n° 284, série 83.

LE ROUGE G. (1987) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Thèse Université de Paris-Sud. Centre d'Orsay.

LOUAIL J. (1981) – La transgression crétacée au Sud du Massif armoricain. Thèse Rennes. *Mém. Soc. géol. min. Bretagne*, n° 29.

MARGEREL J.P. (1972) – Les foraminifères du Néogène de l'Ouest de la France. Intérêt paléocéologique, paléogéographique et stratigraphique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIV, pp. 121-126.

NOBLET C. (1983) — Interprétation des cartes d'isopaques de la formation des Grès armoricains levées en Bretagne et en Normandie. *Bull. BRGM, Géol. Fr.*, n° 4, pp. 311-320.

PENEAU J. (1952) — Feuille d'Angers au 1/80 000. Extrémité du synclinal de Martigné-Ferchaud. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 232, t. XLIX, pp. 75-77.

PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) — Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bulletin du BRGM*. Deuxième série, section 1, n° 4, pp. 349-356.

PILLET J. (1977) — Une faunule trilobitique du Llanvirn dans le synclinal d'Angers—St-Julien-de-Vouvantes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 1, pp. 149-154.

PUZENAT L. (1938) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. Géol. minéral. de Bretagne*, t. IV.

RABUD. (1982) — Lithostratigraphie du Briovérien de la région de Châteaubriant et ses rapports avec le paléozoïque. 9<sup>e</sup> R.A.S.T., p. 529.

STOUVENOT A. (1920) — Gisements ferrifères de Bretagne, Maine, Anjou. *Ann. Mines*, 11<sup>e</sup> série, mém. n° 9.

#### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Pays de Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

#### AUTEURS DE LA NOTICE

La notice a été rédigée par :

- R. BROSSÉ : Mésozoïque et Cénozoïque ;
- D. JANJOU : Briovérien, Paléozoïque du synclinal d'Angers, roches magmatiques, métamorphisme, structure, présentation de la carte, histoire géologique ;
- Y. HERROUIN : Paléozoïque du synclinal de Châteauneuf-sur-Sarthe et Briovérien (*pro parte*) ;
- J. BLAISE : Briovérien (*pro parte*) ;
- M. GRUET : Cénozoïque ;
- J. LAUGERY : Formations quaternaires ;
- H. ETIENNE : Hydrogéologie.