



## ST-MARS-LA-JAILLE

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

# ST-MARS- LA-JAILLE

par

M. DUBREUIL, P. CAVET

avec la collaboration de

J. BLAISE, J. ESTEOULE-CHOUX, M. GRUET, H. LARDEUX

La carte géologique à 1/50 000  
ST-MARS-LA-JAILLE est recouverte par les coupures  
suivantes de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)  
au sud : ANCENIS (N° 105)

Bain-de-Bretagne	Châteaubriant	Craon
Nozay	ST-MARS-LA-JAILLE	Segré
Nort-s-Erdre	Ancenis	Chalonnais-Loire

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



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
ST-MARS-LA-JAILLE À 1/50 000**

**par**

**M. DUBREUIL<sup>†</sup>, P. CAVET,**

**avec la collaboration de J. BLAISE, J. ESTÉOULE-CHOUX,**

**M. GRUET, H. LARDEUX**

**1989**

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

– *pour la carte* : DUBREUIL M., BLAISE J., CAVET P., DIOT H., GRUET M. (1988). Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Mars-la-Jaille (421). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DUBREUIL M., CAVET P. avec la collaboration de BLAISE J., ESTÉOULE-CHOUX J., GRUET M., LARDEUX H. (1989), 73 p.

– *pour la notice* : DUBREUIL M., CAVET P. avec la collaboration de BLAISE J., ESTÉOULE-CHOUX J., GRUET M., LARDEUX H. (1989). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Mars-la-Jaille (421). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 73 p. Carte géologique : DUBREUIL M., BLAISE J., CAVET P., DIOT H., GRUET 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.

ISBN 2-7159-1421-0

## SOMMAIRE

	Pages
<b>PRÉSENTATION DE LA CARTE</b>	<b>5</b>
<i>LES COMPLEXES ARMORICAINS</i>	5
<i>LES FORMATIONS POST-HERCYNiennes</i>	7
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>8</b>
<i>LES COMPLEXES ARMORICAINS</i>	8
<b>Domaine centre-armoricain</b>	8
– Protérozoïque supérieur	8
– Paléozoïque inférieur	10
<b>Bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes</b>	18
– Introduction	18
– Le complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes	19
– Formations remaniées à l'intérieur du complexe	22
– Organisation du complexe	30
– Écailles du substratum anté-silurien	34
<b>Unité Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé</b>	36
– Schistes et arkoses de Bains	36
– Schistes du Grand-Auverné	39
<b>Unité de Saint-Georges-sur-Loire</b>	43
<i>LES FORMATIONS POST-HERCYNiennes</i>	47
<b>Formations « tertiaires »</b>	47
<b>Formations superficielles quaternaires</b>	54
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>54</b>
<i>TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME</i>	54
<b>Phase cadomienne</b>	55
<b>Phase éo-hercynienne</b>	56
<b>Phase hercynienne s. str.</b>	59
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>60</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	60
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	61
<b>La sidérurgie sur le territoire de la carte</b>	61
<b>Anomalies géochimiques et géophysiques</b>	63
<b>Gîtes minéraux</b>	63
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>67</b>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	67
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	67
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	73
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>73</b>

## PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Saint-Mars-la-Jaille à 1/50 000 appartient pour l'essentiel au département de Loire-Atlantique, à l'exception de deux secteurs dans les angles nord-est (autour de Saint-Michel-et-Chanveaux) et sud-est (autour de Freigné), qui sont situés dans le département du Maine-et-Loire.

*La morphologie* de la région, où s'estompent les reliefs appalachiens du domaine centre-armoricain, est marquée par trois traits essentiels qui sont, du Nord au Sud : la barre gréseuse de Grès armoricain, d'orientation WNW-ESE, où sont situés les points culminants de la feuille (110 m), puis plus au Sud le vaste bombement des schistes ardoisiers du Grand-Auverné, à couvert végétal appauvri, et enfin la ligne gréseuse des forêts de l'Arche, d'Ancenis et de Saint-Mars-la-Jaille.

*Le réseau hydrographique*, dense, est grossièrement tributaire de la zonation morphologique. La situation relativement élevée de la région et l'incidence du sous-sol font que plusieurs bassins versants sont représentés sur cette feuille :

- le Don (affluent de la Vilaine) occupe la zone médiane de la feuille, avec un bassin qui se resserre vers l'Est ;
- l'Erdre (affluent de la Loire), draine d'Est en Ouest la bordure sud de la feuille traversant en cluse la barre gréseuse de la forêt de Saint-Mars ;
- les affluents de la Verzée et de l'Argos, dans le coin nord-est de la feuille, appartiennent au bassin versant de la Mayenne.
- quant à la Chère, qui traverse le pays de Châteaubriant avant de rejoindre la Vilaine, elle prend sa source en bordure nord-ouest de la carte.

Les pentes faibles ne favorisent pas l'écoulement des eaux et de nombreux points bas sont occupés par des étangs plus ou moins naturels, en particulier sur le cours du Don.

L'altération, intense, peut atteindre une cinquantaine de mètres d'épaisseur dans les Schistes du Grand-Auverné ou d'Angers, comme l'ont montré certains sondages.

Les formations sableuses pliocènes sont très développées, plus particulièrement dans la partie méridionale de la feuille, où elles ennoient les reliefs gréseux.

En définitive, altérites et dépôts superficiels n'ont pas permis, bien que la morphologie soit relativement contrastée, d'observer le substratum rocheux dans de bonnes conditions ; le lever cartographique a été d'autant plus malaisé que la lithostratigraphie bien connue du Paléozoïque de la région centre-armoricaine disparaît ici au profit d'ensembles azoïques et lithostratigraphiquement atypiques (fig. 1, en pages centrales).

### LES COMPLEXES ARMORICAINS

L'hypothèse jusque là admise selon laquelle le territoire de la présente

feuille représenterait dans sa totalité la retombée méridionale du domaine centre-armoricain, replissée dans des structures relativement simples, a dû être abandonnée au profit d'une interprétation « mobiliste » impliquant la juxtaposition tardive, par l'intermédiaire de grands accidents directionnels (WNW-ESE), d'unités sédimentaires et structurales bien différenciées, énumérées ci-après du Nord au Sud :

La retombée méridionale des structures du **domaine centre-armoricain**, dans laquelle un Briovérien pélitique à intercalations conglomératiques est recouvert par la formation de Pont-Réan, pélitogréseuse et conglomératique, elle-même surmontée par le Grès armoricain et par les Schistes d'Angers : la limite méridionale de ce premier ensemble correspond à la lèvre nord de la faille Malestroît—Angers.

**Le bassin « en décrochement » de Saint-Julien-de-Vouvantes** correspond à ce que l'on interprétait jusqu'à présent comme le « cœur siluro-dévonien » d'un « synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes—Angers ». Son remplissage serait en fait d'âge dinantien et remanierait, sous forme de « blocs » exotiques, des éléments de toutes dimensions, datés du Silurien et du Dévonien. La lèvre sud de la faille Malestroît—Angers sépare ce bassin de l'unité suivante.

**L'unité anticlinoriale Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé**, impliquant un matériel d'âge paléozoïque inférieur, voire partiellement protérozoïque supérieur, est caractérisée par un fort gradient de déformation ductile. On y distingue deux ensembles lithostratigraphiques superposés : les Schistes et arkoses de Bains (Protérozoïque supérieur-Arenig ?), à la base, surmontés par le complexe des Schistes ardoisiers du Grand-Auverné, qui n'ont livré que très localement des fossiles de l'Ordovicien moyen (ardoisières de la Pouëze et Trélazé), et qui atteignent en fait le Silurien (passées ampélitiques du Houx).

**L'unité de Saint-Georges-sur-Loire.** Cette nouvelle unité, où pendages et schistosités sont habituellement dirigés vers le Sud, chevaucherait la précédente le long de la « faille de Freigné », par l'intermédiaire d'une zone gréseuse dont l'appartenance à l'Ordovicien supérieur repose sur quelques exemplaires attribuables à *Calymenella bayani*.

Plus au Sud, de nombreuses et minces intervalations phanériques à *Monograptus lobiferus* montrent que le Llandovery est certainement représenté au sein d'une monotone série schisteuse ou schisto-gréseuse azoïque, plus ou moins séréciteuse et localement versicolore.

Au-delà vers le Sud, hors des limites de la carte, mais dans un contexte sédimentaire apparemment identique au précédent, des coulées et tufs volcaniques basiques ou acides font l'originalité des affleurements méridionaux ; quelques passées ou lentilles calcaires y ont livré des fossiles du Dévonien inférieur *sensu lato*.

Tout cet ensemble est brusquement limité au Sud par le grand accident directionnel « Nord-sur-Erdre—Le Layon », orienté WNW-ESE, et cicatrisé

par les dépôts du Sillon houiller namurien de la Basse-Loire. Au-delà, on pénétrerait dans le « domaine ligérien méridional » : bassin paléozoïque d'Ancenis, série briovérienne des Mauges et complexe cristallophyllien de Champtoceaux.

### LES FORMATIONS POST-HERCYNiennes

**L'ère mésozoïque** n'a laissé aucun dépôt sur notre carte. Les plus proches traces de cette période sont des *Exogyra* crétacées, trouvées remaniées dans les sables pliocènes de Nyoiseau à l'Est (feuille Segré) et dans les sables de Savenay au Sud-Ouest. Cette très longue émergence, débutant au Carbonifère et qui n'a cessé ici qu'au Miocène, est certainement pour une bonne part responsable de l'altération extrêmement importante du socle paléozoïque, particulièrement dans l'angle nord-ouest de la carte.

**Au Cénozoïque**, la mer lutétienne s'insinue par une ria jusqu'à Saffré sans apparemment toucher le territoire étudié. L'altération continentale séculaire, déjà considérable dès avant le Cénomaniens, se précise un peu chronologiquement au Tertiaire. Des cuirasses latéritiques à nodules gréseux peuvent dater de l'Yprésien. Les grès ladères continentaux de l'Auvervien, épars sur toutes les feuilles voisines, tant au Sud-Ouest (Nantes) qu'à l'Est (feuilles Le-Lion-d'Angers, Segré, Chalonnnes) sont totalement absents de la moitié est de la feuille. A l'Ouest, quelques blocs superficiels, à l'WNW de la Meilleraye, ainsi que, peut-être, la dalle quartzitique disloquée de la Croix des Landelles, peuvent leur être attribués.

En ce qui concerne le Stampien, plusieurs reconstitutions paléogéographiques coupent obliquement la carte par un étroit bras de mer reliant Denezé, en Anjou, à la région de Rennes : aucune trace ne justifie ici ce passage.

Au Miocène, nous nous trouvons en plein centre du grand bras de mer « helvétien » qui isole l'Armorique du continent. Les gisements d'Erbray et de Noëllet, entre autres, en témoignent.

L'intrusion pliocène de la mer redonienne, quoique plus discrète que la précédente, nous met encore au cœur des dépôts de cet âge. Les belles faunes de mollusques de Saint-Michel et de Noëllet en sont la preuve.

Nous sommes plus que jamais en pleine mer au moment de l'extension maximale des sables rouges de Haute-Bretagne. La mer, brassant une masse énorme de matériaux provenant du socle paléozoïque altéré, colmate de ceux-ci des vallées profondes, encadrées de reliefs raides. Seuls quelques îlots de plus de 100 m d'altitude peuvent subsister. La régression qui suit déblaie, en partie, les reliefs empâtés.

**La période quaternaire** ne se marque ici par rien de très particulier. La surabondance momentanée d'eau de fusion de neiges, en dépit de très petits bassins de réception, a permis à des cours d'eau aussi minimes que le Don d'aujourd'hui d'édifier de petites terrasses caillouteuses. La déflation sur

des surfaces non préservées par la végétation a façonné quelques galets et sables éolisés. Les alternances de gel et de dégel, ameublissant les roches, ont induit des écoulements pâteux sur pentes mêmes faibles, adoucissant encore le relief. A l'Holocène, la couverture végétale revenue a fixé un modelé de terrain qui est encore celui du Pléistocène périglaciaire.

**Actions anthropiques.** Les défrichages ancestraux pour la mise en culture ont entraîné une certaine érosion que ne peut qu'aggraver l'extension moderne des parcelles. Les minerais de fer ont été, depuis l'antiquité jusque vers 1850 (fermeture du haut fourneau de la Jahotière), l'objet d'exploitations importantes; en témoignent encore des fosses, soit irrégulières et éparses dans le cas des minerais dits superficiels (forêt de l'Arche), soit oblongues et bien alignées en chapelet dans le cas des minerais de couche (forêt de Juigné, bois de Chanvaux, bois de la Minière). De multiples amas de scories et les aménagements d'étangs pour actionner les martinets des forges sont aussi les restes de ces anciennes activités. Les fours à chaux, alimentés en calcaires dévoniens ou en briquettes de falun, et dont aucun ne fonctionne aujourd'hui, ont perduré un peu plus longtemps.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### LES COMPLEXES ARMORICAINS

#### Domaine centre-armoricain

##### Protérozoïque supérieur

b. **Briovérien. Siltites, argilites et alternances schisto-gréseuses.** Dans la partie nord-est de la carte, des formations que leur lithologie et les continuités cartographiques permettent de rapporter au Briovérien de Bretagne centrale sont recouvertes en discordance par la formation de Pont-Réan, base de la série paléozoïque dans le domaine centre-armoricain. Les aspects locaux de cette discordance seront analysés plus loin.

L'âge du Briovérien de Bretagne centrale est discuté de longue date. L'hypothèse, retenue ici, d'un âge protérozoïque supérieur est la plus classiquement admise. Les données récentes d'analyse structurale et de cartographie ont permis à C. Le Corre (1978) de la présenter dans un cadre d'évolution géodynamique régionale renouvelé: elle privilégie les analogies entre le Briovérien centre-armoricain et le Briovérien supérieur post-phtanitique de Normandie, recouvert en discordance par le Cambrien inférieur fossilifère. Cependant, dans le domaine centre-armoricain, les formations de base de la couverture paléozoïque paraissent devoir être rapportées au Tremadocien (*cf. infra*), ce qui oblige à ne pas exclure l'hypothèse, déjà ancienne et toujours défendue, d'une série briovérienne de Bretagne centrale qui serait en partie (en totalité ?) d'âge cambrien.

Sur la présente feuille, le contact Briovérien-Paléozoïque suit un tracé sinueux qui répartit les formations briovériennes en plusieurs affleurements entre lesquels la continuité apparaît sur les feuilles limitrophes de

Châteaubriant au Nord, et de Segré à l'Est. Un tel tracé témoigne des replis auxquels participent, la base du Paléozoïque et le Briovérien sous-jacent, aussi bien dans l'aire anticlinoriale subtabulaire de Châteaubriant que dans sa retombée méridionale.

Les formations qui participent à ces affleurements sont essentiellement des siltites qui sont associées, le plus souvent sous forme d'alternances, à des grès et à des conglomérats. Elles ont été modérément déformées lors des mouvements antérieurs à la transgression infra-paléozoïque, et plus intensément plissées et schistosées lors des plissements hercyniens (*cf. infra*). Les directions de banc qui résultent de ces déformations superposées vont de N 70 à N 110° E.

● **Les siltites** sont verdâtres à grises. Quartz, séricite et chlorite en forment la matrice, qui entoure des petits grains de quartz, parfois arrondis, parfois anguleux, quelques plagioclases, présents dans quelques niveaux seulement et des paillettes de muscovite ; la pyrite est fréquente, ainsi que la tourmaline ; parfois, de petits chloritoïdes témoignent du métamorphisme hercynien. Certaines de ces siltites sont homogènes et constituent, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, quelques passées de schistes gris-bleu ardoisiers. Mais on trouve le plus souvent des siltites à lamines, composées d'alternances, milli- à centimétriques, de lits de siltite fine et de lits plus clairs de siltite plus grossière, plus riche en grains de quartz et en paillettes de mica. Ces niveaux à lamines sont riches en rides de courant et en stratifications entrecroisées.

● **Les grès** (bG) sont de nature variée. Des grès grauwackeux verdâtres, riches en plagioclase, forment quelques bancs dans le secteur de Noëllet (la Jaille, la Forêt, à l'Ouest de Noëllet). Les grès les plus fréquents sont des grès fins quartzeux en bancs lités. Ces bancs peuvent constituer, au sein des siltites, des formations lenticulaires isolées, atteignant la dizaine de mètres d'épaisseur, ou la dépassant même, dans le cas de la lentille du Chatelier, jadis exploitée en carrière (1 km au Nord-Est de Juigné-les-Moutiers). Mais, le plus souvent, ces grès fins quartzeux participent à des alternances, décimétriques à métriques, « grès-siltites », formant des séquences d'épaisseur hectométrique. L'une de ces séquences, à laquelle sont associés des conglomérats, suit la bordure du Paléozoïque au Sud de Saint-Michel-et-Chanveaux ; elle paraît avoir son prolongement vers l'Ouest, mais sans conglomérats associés, dans l'affleurement briovérien de l'Étang de la Blisière, ceinturé par la formation du Pont-Réan. Une autre séquence, faite d'alternances grès-siltites avec interlits riches en micas flottés, entoure la bande conglomératique cartographiée dans l'affleurement briovérien le plus méridional (affleurement dit « de la Cour des Aulnays »). Comme autre faciès gréseux, on trouve enfin des grès quartzeux micro-conglomératiques, formant des bancs d'épaisseur métrique. Plusieurs de ces bancs entourent le conglomérat de Noëllet, au Nord de la feuille. D'autres, très chargés en pyrite, forment plusieurs bancs lenticulaires dans la partie nord de l'affleurement briovérien de la Cour des Aulnays.

● **Les conglomérats** (bP) ont le faciès dit du « Poudingue de Gourin », classique dans tout le domaine centre-armoricain. Ils sont constitués de galets

toujours bien roulés de quartz blanc, les plus abondants, de phtanite et de grès, dans une matrice quartzo-sériciteuse. A l'intérieur d'un même banc, la granulométrie varie, d'un lit à l'autre, de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Les bancs sont plus ou moins lenticulaires et leur épaisseur ne dépasse jamais 5 m. Ils participent ici à trois « bandes » conglomératiques ayant chacune leur environnement lithologique particulier. La plus septentrionale de ces bandes, celle de Noëllet, est associée à plusieurs bancs de grès quartzeux grossiers ; elle se prolonge vers l'WNW sur la feuille Châteaubriant. Au Sud de Saint-Michel-et-Chanveaux, de courtes lentilles de conglomérats, plus ou moins bien alignées, sont associées à des alternances grès-siltites, déjà évoquées. La troisième bande conglomératique de la feuille, la plus méridionale, forme relief dans l'affleurement briovérien de la Cour des Aulnays ; il s'agit d'un banc de plusieurs mètres d'épaisseur, apparemment continu sur plus de 2 km, associé à des alternances grès-siltites riches en interlits de micas flottés.

Les divers constituants lithologiques que nous venons de décrire composent un ensemble sédimentaire détritique terrigène de composition assez homogène. Étant donné la surface restreinte des affleurements de la feuille, cet ensemble ne peut correspondre qu'à une faible partie de la série briovérienne centre-armoricaine. Récemment, l'étude de la coupe de la Mayenne, qui traverse du Nord au Sud un large domaine briovérien, depuis le synclinal paléozoïque de Laval jusqu'au bassin d'Angers, a permis de distinguer plusieurs grandes unités au sein de cette série centre-armoricaine, d'en établir la succession, et de mettre en évidence une évolution des caractères de la sédimentation, de bas en haut de cette succession (Chantraine *et al.*, 1982). Cette succession et cette évolution ont été retrouvées sur la feuille Châteaubriant (Rabu, 1982), dont les formations briovériennes sont en continuité d'affleurement avec celles que nous étudions ici. Les analogies lithologiques et les continuités cartographiques permettent alors de situer l'ensemble des formations de la présente feuille dans la partie supérieure de la série briovérienne, partie dans laquelle les termes gréseux immatures de type wacke, qui dominent à la base de la série, ont presque disparu au sein des dépôts silteux, alors que les grès quartzeux et les conglomérats y prennent, à l'inverse, une place prépondérante.

### **Paléozoïque inférieur**

**O1-2a. Formation de Pont-Réan (Tremadocien-Arenigien ?).** La formation de Pont-Réan est l'unité de base de la série paléozoïque propre aux synclinaux du Sud de Rennes et à leur retombée en bordure du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes. Grés-conglomératique à sa base, puis essentiellement silteuse, elle est discordante sur les formations briovériennes et passe à son sommet au Grès armoricain. Son extension n'est pas générale à la base des unités synclinales précitées et, en son absence, le Grès armoricain est directement transgressif sur le Briovérien.

La formation de Pont-Réan est connue dans la littérature sous des appellations diverses, encore utilisées couramment : « Série rouge », « Série pourprée », « Schistes rouges », les dites séries pouvant ou non, selon les auteurs, inclure la base conglomératique de la formation (O1-2aP), dénommée quant

à elle « Poudingue de Montfort ». Pour tout l'ensemble du territoire, qui nous concerne ici, des feuilles Châteaubriant et Saint-Mars-la-Jaille, les « Schistes pourprés » ont, le plus souvent et récemment encore, reçu la dénomination locale de « Schistes de Margat » ou « Formation de Margat » (Babin *et al.*, 1976), qu'il ne nous paraît pas utile de conserver, car la continuité avec les Schistes de Pont-Réan est bien établie par la cartographie.

Les travaux anciens attribuaient généralement les « Schistes pourprés » au Cambrien, les désignant même souvent sous ce seul nom d'étage, car ils occupaient, entre le Briovérien et le Grès armoricain, la place du Cambrien du Maine et de Normandie. Cependant, les rares espèces fossiles identifiées dans la formation : *Lingula lesueuri* et *Lingula pseudo-crumena*, recueillis à la carrière de Margat, 4 km Est de Châteaubriant (Davy, 1909 ; Péneau, 1929, 1934), un trilobite rapporté à *Ogygia armoricana* (Bézier, 1889, *in* Le Corre, 1978), ou encore des traces de type tigillite, *Vexillum*, fucoïde ou *Cruziana*, ne sont pas spécifiques du Cambrien et sont connues également dans le Grès armoricain. Le fait que la sédimentation est continue de bas en haut de la formation de Pont-Réan et au niveau de son passage au Grès armoricain conduit à envisager plutôt un âge tremadocien à arenigien, le plus généralement admis dans les travaux récents (Cavet *et al.*, 1965 ; Le Corre, 1978 ; Durand, 1985).

Les affleurements de la formation peuvent s'étaler largement, comme au Nord de la feuille, en Forêt de Juigné, où elle bénéficie, pour son extension, d'une morphologie subtabulaire. Sa puissance ne dépasse pas cependant 200 m sur la présente feuille, et elle se réduit notablement vers le Sud, au niveau de sa bande d'affleurement la plus méridionale, où la formation de Pont-Réan n'est plus épaisse que de quelques dizaines de mètres ; on sait qu'en suivant cette bande vers l'Est, sur la feuille Segré, son épaisseur diminue encore jusqu'à ce que les « Schistes pourprés » ne puissent plus être identifiés en tant qu'unité stratigraphique indépendante du Grès armoricain.

On étudiera successivement, au point de vue de la lithologie, les termes détritiques grossiers qui marquent la transgression sur le Briovérien, puis la grande masse des siltites.

La transgression de la formation de Pont-Réan sur le Briovérien serait d'autant plus ancienne que la série est plus épaisse. Elle est soulignée par des **conglomérats** et des **grès**, qui peuvent n'avoir qu'une faible puissance (quelques décimètres), mais qui ont été retrouvés en tout point où le contact Briovérien-Paléozoïque était visible à l'affleurement. Cette assise transgressive se présente sous divers faciès.

Les conglomérats de type « Poudingue de Montfort » (O<sub>1</sub>-2a<sup>P</sup>) en sont les témoins les plus représentatifs et les plus épais. Ils forment des lentilles de plus de 20 m de puissance à la Brulerie et aux Échelles, ou de quelques mètres au Sud de la Corbière ; ces affleurements, qui ceignent la dépression briovérienne de la Haute Chère (Nord-Est de la Touche), évoquent les sites classiques de la feuille Châteaubriant, dont ils sont très proches : la Fayère, le Breil, la Leue, la Martinais (Bureau, 1900 ; Davy, 1909 ; Kerforne,

1919 ; Péneau, 1934). Ces conglomérats contiennent des galets de quartz blanc, de quartzite, de siltite et de plus rares galets de phanite ; les tailles de ces galets sont très variables et peuvent atteindre 20 cm ; ils sont mal classés au sein d'une matrice, parfois abondante, de grès ou, plus souvent, de siltite « pourrée ». Au Nord de la Brulerie, aux limites de la feuille, on peut voir la base des conglomérats reposer en légère discordance angulaire (cf. *infra*) sur les siltites briovériennes, dont les fragments, de toutes tailles, s'accumulent dans les premiers niveaux de la séquence transgressive ; sous le contact, les formations briovériennes ont, sur 1 à 2 m d'épaisseur environ, les mêmes teintes rouges que les conglomérats sus-jacents.

Des conglomérats blancs ou roses moins épais (quelques mètres tout au plus), moins grossiers (éléments ne dépassant pas quelques centimètres), plus quartzeux quant à la composition de leur matrice (exclusivement gréseuse) et de leurs galets (les siltites et les grès sont rares), constituent la base transgressive de la formation près de la Corbière (où il s'agit d'un passage latéral des conglomérats précédents) et plus à l'Est : autour de la dépression briovérienne de l'Étang de la Blisière et le long du contact Briovérien-Paléozoïque au Nord de Juigné-les-Moutiers. Ces conglomérats quartzeux passent vers le haut, ou parfois latéralement, à des grès quartzeux roses plus ou moins grossiers et à petits galets de quartz dispersés.

Au Sud et à l'Est de Juigné-les-Moutiers, de tels grès roses quartzeux à galets de quartz sont les seuls marqueurs d'une assise détritique basale. Leur épaisseur dépasse rarement le mètre, mais on peut considérer qu'ils forment bien ici une assise continue, au moins jusqu'à la limite de la feuille Segré, puisque les leviers ont montré la présence de ce niveau gréseux à galets, à la base des siltites « pourrées », en tout point où affleurerait le contact de ces dernières avec les siltites briovériennes ; ainsi en est-il, d'Ouest en Est et du Nord au Sud, aux points d'observation suivants : la Grande Garenne (au Sud-Ouest des bâtiments), le Sud de Saint-Michel-et-Chanveaux (chemin de Saint-Michel au Fougerais), le Sud-Est de Pihambert (abords de la route de la Pihalais), le Sud des Rochères (abords de la route D 212), la Beucherais (fossé de drainage près des bâtiments), la Crubraie (fossé de la route de la Bergeaudais), le Sud du Houssay (fossé de la route de la ferme), la Bourelière (fondations de maison à 150 m au Sud-Est de la ferme).

Les conglomérats et grès de base sont suivis de **siltites** de teinte rouge lie-de-vin à verte (O1-2a), qui composent l'essentiel de la formation, sous une épaisseur variable, comme on l'a déjà noté, jusqu'à 200 m environ. Leur nature assez gréseuse et leur relative homogénéité leur a conféré une résistance à l'érosion qui les fait affleurer sous forme de nombreux chicots rocheux, isolés ou en chapelet, à schistosité redressée ; elles ont été jadis activement exploitées pour la construction locale, ce dont témoignent de nombreuses petites excavations et les carrières plus importantes du Nord de Juigné-les-Moutiers, maintenant ennoyées. Les composants minéralogiques essentiels de ces roches sont le quartz, la muscovite et, en moindre proportion, la chlorite ; la tourmaline est habituelle, ainsi que le chloritoïde, expression du métamorphisme hercynien. Le quartz détritique est en petits grains généralement anguleux, mais on note parfois une bonne concentration de petits quartz de nature rhyolitique, avec golfes de corrosion.

Les caractères lithologiques se modifient de bas en haut des siltites.

- A leur base, celles-ci peuvent former quelques alternances avec les conglomérats ou les grès sous-jacents, puis contenir, sur quelques dizaines de mètres, des lits à petits galets de quartz.
- Plus haut, et dans la grande masse de la formation, la stratification devient difficile à entrevoir. Une réelle hétérogénéité des dépôts existe pourtant, mais elle ne s'exprime que rarement sous forme de litage sédimentaire : les parties à la fois les plus grossières et les plus gréseuses du sédiment forment en effet, plutôt que des lits, des sortes de nodules centimétriques, d'amas glanduleux, ou encore des « nuages » à contours diffus, dans une matrice plus phylliteuse et de granulométrie plus fine ; la schistosité régionale, par les formes onduleuses de ses surfaces, souligne et met en relief cette structure « noduleuse ».
- Progressivement, vers le haut de la formation, l'homogénéité sédimentaire s'accroît ; les siltites deviennent plus gréseuses en même temps que leur granulométrie devient plus fine, et une stratification en bancs métriques apparaît, puis s'affirme nettement. C'est à niveau supérieur qu'ont été récoltées les lingules de la carrière du Margat.
- Plus haut, sur une dizaine de mètres, s'opère le passage au Grès armoricain, sous forme d'alternances de bancs de grès quartzeux fins et de bancs de siltites gréseuses de mieux en mieux litées, où apparaissent des figures sédimentaires (rides de courant, stratifications entrecroisées). Des *Cruziana* ont été récoltées sur les surfaces de banc, dans ces niveaux supérieurs de la formation de Pont-Réan : au Bois de la Source, au Houssay (respectivement à 2,5 et à 4 km au Sud-Est de Chanveaux) et aux Landes de la Bataille (4,5 km à l'Est de Chanveaux).

02. **Grès armoricain (Arenigien).** La Formation du Grès armoricain participe à la même mégaséquence détritique que celle de Pont-Réan, à laquelle elle succède sans discontinuité lithologique. Avec elle s'affirme la transgression ordovicienne sur le soubassement briovérien centre-armoricain, son extension étant générale dans toutes les unités paléozoïques du domaine centre-armoricain.

Le Grès armoricain est classiquement rapporté à l'Arenig. Cette attribution s'appuie sur les faunes de bivalves qui y ont été recueillies, ainsi que sur la présence de graptolithes llanvirniens à la base de la formation sus-jacente des Schistes d'Angers. Plus récemment, cet âge arenigien a été confirmé et précisé grâce aux assemblages de chitinozoaires (Paris, 1981) et à l'étude des trilobites (Henry, 1980).

La formation du Grès armoricain a des caractères de sédimentation marine peu profonde. Selon J. Durand (1985), elle « regroupe un ensemble de lithofaciès évoluant entre un pôle purement arénaqué et un pôle purement pélitique ». Les termes silteux ou silto-gréseux ne sont généralement que surbordonnés, ce qui justifie alors l'appellation donnée à l'ensemble ; mais, en Bretagne centrale, ils ont un certain développement au sein de la forma-

tion, au point d'y constituer un ensemble cartographiable, ce qui a conduit à diviser lithologiquement le Grès armoricain en trois membres superposés (Kerforne, 1912) : le « Grès armoricain inférieur », les « Schistes intermédiaires » (« Membre de Congrier », Babin *et al.*, 1976) et le « Grès armoricain supérieur ». Un tel découpage n'a toutefois pas de valeur stratigraphique (Durand, 1985).

Sur la feuille Saint-Mars-la-Jaille, le Grès armoricain a une puissance d'environ 300 m et affleure assez largement, car ses pendages sont souvent faibles, parfois subhorizontaux, sur les flancs ou le long des axes des replis assez ouverts auxquels il participe. Ses affleurements forment relief et constituent des lignes de crête ou des surfaces tabulaires qui contiennent les points cotés les plus élevés de la feuille.

Les levers ont mis en évidence la division, évoquée plus haut, en trois membres lithologiques superposés.

02a. **Grès armoricain inférieur.** Il couvre, en puissance, plus de la moitié de la formation. Il est formé de bancs métriques de grès quartziteux fins que séparent des petits lits psammitiques ou silteux. On sait que les *Cruziana* et les tigillites sont fréquents à la base de ce membre ; on a cité (Péneau, 1946) : *Cruziana rugosa*, *C. furcifera*, *C. goldfussi*.

Ici, de telles traces ont été trouvées en abondance aux abords de la route la Chapelle-Glain—Challain-la-Potherie (D 202, entre l'Ajeu et la Levraie), et aux abords de la route Châteaubriant—Juigné-les-Moutiers (D 34, entre la Métairie Neuve et le Bout de Forêt). Non moins classiques sont, dans les synclinaux du Sud de Rennes, les couches de minerai de fer (Fe) qui s'interstratifient avec les derniers bancs du grès inférieur et qui ont été jadis activement exploitées. C'est bien ce niveau de la succession lithologique que jalonnent, sur la présente feuille, des traces d'anciennes exploitations minières et quelques affleurements de minerai, repérés en lisière de la Forêt de Chanveaux (du Sud au Nord : la Loutre, la Grande Ardenne, Saint-René, Chanveaux, le Bois de la Minière, la Minière) et, dans une bande d'affleurement plus septentrionale, au Fougerais, à la Flandellerie, au Sud de Juigné-les-Moutiers et au Sud du Teillais.

02b. **Schistes intermédiaires.** Ils sont faits d'alternances grès-siltites centimétriques à métriques. Les figures sédimentaires, telles que rides de courant et stratifications obliques, sont fréquentes et les traces de bioturbation sont abondantes, ici comme dans toutes les unités de Bretagne centrale (Chauvel, 1962). Au Sud de l'axe de repli synclinal de Ruigné, les Schistes intermédiaires sont plus épais qu'au Nord, et l'on voit s'y développer des passées de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur de pélites noires homogènes, de faciès tout à fait identique à celui des Schistes d'Angers qui surmontent le Grès armoricain. Cette convergence de faciès explique que, dans les anciennes cartes à 1/80 000, une partie des Schistes intermédiaires de la feuille ont été attribués aux schistes de l'Ordovicien moyen, et l'on rappellera à ce sujet que la même interprétation a pu être proposée pour les « Schistes intermédiaires » de la tranchée des Granges au Nord d'Angers.

02c. **Grès armoricain supérieur.** Il est formé de bancs de grès quartziteux fins, souvent psammitiques, séparés par de petits lits silteux. Ce membre a livré les bivalves qui ont servi à dater de l'Arenig le Grès armoricain, et la feuille Saint-Mars-la-Jaille contient deux des sites où ces fossiles ont été recueillis : il s'agit des anciennes carrières situées entre le Moulin de la Carée et la Potinais, au Nord-Est de la Chapelle-Glain, visitées autrefois par L. Davy et par L. Bureau, et de la carrière abandonnée de Beauchêne, à l'Ouest de La Touche, étudiée par J. Péneau. Ces gisements ont livré (Péneau, 1929, 1934, 1946), entre autres bivalves : *Actinodonta acuta*, *A. carinata*, *A. cuneata*, *A. ? lata*, *A. secunda*, *N. ? tortus*, *Parallelodon antiquus*, *Redonia deshayesi*, *Spathella antiquus*, *Sp. lebescontei* et *Synek antiquus*. Le même auteur signalait, à Beauchêne, quelques fragments et trilobites, attribuables avec doute à *Ogygites armoricana* ainsi que des brachiopodes inarticulés : *Lingula lesueuri*, *Lingula hawkei* et *Dinobolus brimonti*.

Au Sud de l'axe synclinal de Ruigné, déjà évoqué à propos des Schistes intermédiaires, le Grès supérieur ne forme plus une assise continue comme plus au Nord et peut se réduire à quelques mètres, ou même disparaître localement, comme à la Rivière Grandin et à Maubusson ; dans ce dernier cas, les Schistes intermédiaires, à alternance fines silto-gréseuses et à passées de siltites noires, passent directement aux siltites llanvirniennes, sans intercalation de bancs gréseux caractérisés. Plus au Sud, dans la coupe déjà citée de la Tranchée des Granges, le Grès supérieur est également très réduit. Comme cette réduction d'épaisseur et cette disparition locale du grès supérieur vont de pair avec un épaississement des schistes sous-jacents, on en déduira que des passages latéraux de faciès s'opèrent entre les deux « membres », moyen et supérieur, du Grès armoricain. Ces variations traduisent une évolution de la sédimentation arenigienne vers le Sud : celle-ci devient progressivement plus silteuse et le faciès de siltite noire homogène, exclusif aux temps llanvirniens et llandeiliens, y tient une place de plus en plus importante. Ces éléments que fournit la feuille Saint-Mars-la-Jaille, et d'autres que J. Durand (1985) a recensés dans un cadre régional armoricain plus étendu, ont permis à cet auteur d'affirmer que « la transgression de l'Ordovicien inférieur sur le Massif armoricain venait du Sud et ennoyait progressivement un continent situé au Nord ».

03-4. **Schistes d'Angers sensu stricto (Llanvirnien-Llandeilien).** Très monotone et affleurant mal, cette formation est représentée par des siltites argilo-micacées d'un bleu sombre à l'état frais et plus ou moins schistosées. Bien qu'elle soit le plus souvent dépourvue de qualités ardoisières, L. Bureau (1900) y a signalé, à la Craonnaise (4,8 km Nord-Est de Saint-Julien-de-Vouvantes), d'anciennes ardoisières, ayant même livré des fossiles (cf. *infra*) et dont les déblais sont encore reconnaissables.

Ce nouvel ensemble, qui fait directement suite au Grès armoricain, souligne très précisément selon nous la retombée méridionale du domaine centre-armoricain, ou ce qui revient au même celle du synclinorium paléozoïque de Martigné-Ferchaud (« synclinaux du Sud de Rennes »). Il occupe ici, entre le méridien de Louisfert (à l'Ouest) et celui de la Chapelle-Glain (à l'Est) une bande relativement large, qui s'amenuise brusquement avant la limite orientale de la carte, pour se terminer en biseau le long d'un grand

accident directionnel WNW-ESE, la faille Malestroît—Angers (lèvre nord). Ce n'est qu'à une vingtaine de kilomètres plus à l'Est, au-delà du méridien de Vern-d'Anjou (feuille Segré) que les mêmes schistes réapparaissent, dans le même contexte stratigraphique et structural. Ils forment alors une bande plus ou moins étroite et très redressée, voire renversée, que l'on suit en parfaite continuité jusqu'à la « tranchée des Granges » (Hermite, 1878), en lisière nord de l'agglomération d'Angers (feuille Angers, 1976).

Une telle continuité suffirait déjà, semble-t-il, à justifier l'appellation, retenue ici, de Schistes d'Angers. On remarquera toutefois qu'à la suite de C. Barrois (1889), de L. Bureau (1900) et J. Péneau (1929), cette expression (ou celles, équivalentes, de « Schistes ardoisiers d'Angers » de « Schistes et ardoises d'Angers » de « Schistes à *Calymene tristani* ») a toujours été utilisée jusqu'à présent dans une acception beaucoup large, impliquant le rattachement à une même formation de deux ensembles schisteux interprétés comme constituant les deux flancs d'un même « synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes ». En proposant de réserver l'appellation « Schistes d'Angers » aux seules formations du « flanc nord », les schistes du « flanc sud » étant alors nommés « Schistes de Trélazé », C. Babin *et al.* (1976) faisaient figure de précurseurs. Si l'on se place, en effet, dans l'interprétation structurale que nous présentons ici, on reconnaîtra sans peine, dans cette proposition, respectivement, les schistes de la bordure méridionale du domaine centre-armoricain (« Schistes d'Angers *sensu stricto* ») et les « Schistes du Grand-Auverné (de la Pouëze et de Trélazé) », rattachés ici à l'unité Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé, elle-même indépendante du « Bassin en décrochement » de Saint-Julien-de-Vouvantes.

Le problème stratigraphique posé par la limite inférieure des Schistes d'Angers ainsi définis peut être considéré comme partiellement résolu du fait de la présence, généralement tenue pour constante (Pillet, 1977), d'un horizon llanvirnien à *Didymograptus murchisoni* à quelques dizaines de mètres seulement au-dessus du toit du Grès armoricain. Sur le territoire de la carte, cet horizon n'a été identifié pour l'instant qu'en deux points : aux Métairies (2,3 km Nord-Est d'Erbray, *in* Bureau, 1900) et à la corne sud de l'étang de la Touche d'Erbray (soit à 3,3 km Nord d'Erbray). Si le premier gisement semble n'avoir fait l'objet d'aucune citation ultérieure, le second est devenu célèbre, en revanche, à la suite de D.P. Oehlert (1900) et de L. Davy (1911), pour sa belle faune à didymograptidés, étudiée par Y. Milon (1925), J. Péneau (1929) et A. Philippot (1950). Ce dernier auteur citait ici : *Didymograptus murchisoni*, *Didymograptus bifidus* et *Didymograptus stabilis*, toutes formes attribuables au Llanvirn. Les fossiles que signalait L. Bureau (1900) aux ardoisières de la Craonnaise pourraient appartenir à ce même horizon : *Asaphus ? desmaresti*, *Orthis sardoa* et *Orthis miniensis*.

Plus haut dans la série, sans que l'on puisse être plus précis, on observe çà et là, épars à la surface des champs, des nodules argilo-siliceux le plus souvent infra-décimétriques selon leur grand axe, de teinte sombre, et dont la richesse en fossiles, particulièrement en trilobites, a fait la célébrité de nos « Schistes d'Angers ». L. Bureau (1900) considérait, sans arguments décisifs, ces nodules comme provenant d'une seule et même « assise », dite de la Hunaudière, du nom d'une localité très fossilifère des environs de Sion-les-

Mines (feuille Bain-de-Bretagne). Si l'on s'en tient au territoire de la carte, la zone noduleuse y serait jalonnée, d'après les indications du même auteur, par les points suivants : l'Ecotais, la Feuvrais, les Métairies, la Ménardière, la Faisantière, le Pont-Mahias (situés respectivement, par rapport à l'agglomération d'Erbray, à 5,8 km NW, 5,3 km WNW, 2,5 km NE, 2 km WNW et 1,1 km NE) ; la Delonnière, la Peignière et la Ménardais (respectivement à 2,3 km N, 2 km NW et 1,6 km NE de la Chapelle-Glain).

Il semble cependant qu'aucune publication n'ait jusqu'à présent fait état de fossiles récoltés en contexte noduleux sur le territoire de la carte. C'est en particulier ce qui ressort des listes fauniques publiées par L. Bureau (1900) et J. Péneau (1929, 1934). Cette remarque confère un intérêt particulier aux récoltes effectuées par l'un de nous (M.D.) en plusieurs points de la bordure méridionale de la zone schisteuse, voire au contact immédiat de l'accident Malestroit—Angers. Certains de ces fossiles proviennent de nodules (gisement de la Faisantière, déjà cité) ; d'autres ont été trouvés directement dans la masse schisteuse (gisements de la Boulais, à 1,5 km Est d'Erbray, et du Nord de la cote 68, à 1,7 km WNW de Saint-Julien-de-Vouvantes). J. Pillet, qui a bien voulu examiner les trilobites, a reconnu pour l'ensemble des gisements : *Neseuretus (Neseuretus) tristani*, *Salterocoryphe salteri*, *Colpocoryphe rouaulti* (= « *Calymene aragoi* » des auteurs) et *Ectillaenus* sp.

Cette association peut être rapportée à un « Llanvirn-Llandeilo », par analogie avec celle qu'a décrite J.L. Henry (1980) un peu plus à l'Ouest, dans les schistes noduleux de la Hunaudière, inséparables de ceux dont il est ici question, mais que cet auteur, venant du Nord, rapporte à la « Formation de Traveusot ».

La question se pose dès lors de savoir si les termes « Formation de Traveusot » et « Schistes d'Angers » ne feraient pas double emploi dans la nomenclature lithostratigraphique, s'agissant en apparence d'un même complexe schisteux, immédiatement superposé au Grès armoricain, livrant à la base les mêmes didymograptidés llanvirniens et contenant plus haut, dans des nodules argilo-siliceux, la même faune trilobitique attribuable à un « Ordovicien moyen *sensu lato* ». Dans l'hypothèse, toutefois, où l'on précônerait de retenir la première appellation, il faudrait rappeler que la formation de Traveusot n'est reconnaissable qu'en présence du « Grès du Chatellier » au toit d'un ensemble schisteux répondant aux critères biostratigraphiques énoncés plus haut. Or ce précieux repère fait complètement défaut dans le domaine des « Schistes d'Angers ». En son absence, il faut de même renoncer à identifier ici en tant que tels les « Schistes de Riadan », qui font typiquement suite au Grès du Chatellier et contiennent des trinuéidés de l'Ordovicien supérieur. On soulignera à ce propos que le seul argument paléontologique qui permette actuellement d'assimiler les Schistes d'Angers, tels que nous les entendons ici, à une série compréhensive englobant à sa base le Llanvirn (voire l'Arenig supérieur) et atteignant, au moins, le Caradoc, est celui qu'ont apporté les recherches menées par A. Arnaud et J. Pillet (1971) aux environs de la Meignanne (10 km WNW d'Angers), dans un contexte lithologique et un cadre structural inséparables de ceux qui nous occupent ici. De gros nodules gréseux, différents des nodules fossilifères « classiques » (eux-mêmes connus depuis longtemps au voisinage immé-

diat), ont en effet livré en ce point une faune caradocienne, avec *Onnia grenieri* et autres trinuécléidés. Il est seulement regrettable qu'une aussi belle découverte soit restée à ce jour isolée au long de la bordure méridionale, faillée, du domaine centre-armoricain.

**s1. Grès d'Erbray et de Louisfert (« Grès culminants ») (Llandovérien).** Un repli synclinal fait affleurer entre Derval et Louisfert, au-dessus des Schistes d'Angers, et entre autres faciès, des grès blancs identiques aux « Grès culminants » (Silurien inférieur) des Synclinaux du Sud de Rennes. Ils ont fourni à leur partie supérieure (Val Caratel—Feuille Nozay) des passées ampéliteuses à monograptidés du Silurien inférieur à moyen (Philipot 1950).

## **Bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes**

### **Introduction**

Avant d'aborder l'histoire géologique proprement dite du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes, il convient d'exposer les arguments qui nous ont conduit à abandonner la notion classique de « synclinal » pour celle de « bassin en décrochement ».

L'existence d'une structure synclinale s'est imposée à E. et L. Bureau (1890), au cours du lever de la première édition de la carte géologique Ancenis à 1/80 000, parce que des affleurements à peu près continus de schistes ardoisiers, livrant localement des faunes ordoviciennes, encadrent au Nord comme au Sud une zone médiane attribuable au Silurien et au Dévonien.

Les levés récents n'ont pas permis d'étayer cette interprétation : l'apparente convergence des faciès ardoisiers de bordures ne saurait masquer que deux séries lithostratigraphiques anté-siluriennes bien différentes y sont exposées ; quant au cœur de la structure, essentiellement constitué de faciès peu caractéristiques et azoïques, il abrite des pointements de Silurien et de Dévonien pour lesquels une cartographie précise a montré l'absence totale de continuité et de rapports stratigraphiques normaux tels qu'on pouvait les envisager dans l'hypothèse d'une structure synclinale.

Nos observations nous ont conduit à envisager des concepts nouveaux pour la région, et c'est ainsi que s'est imposée la notion d'un « complexe à blocs » dans lequel des dépôts schisto-gréseux azoïques, attribuables au Dinantien, serviraient de matrice aux pointements fossilifères du Silurien et du Dévonien (les « Schistes et grès à lamines »), considérés dès lors non plus comme des formations autochtones, mais comme des « blocs » remaniés de toutes dimensions. Dans cette hypothèse, l'absence d'identité lithostratigraphique entre les bordures anté-siluriennes du complexe serait liée à leur rapprochement tectonique, postérieurement à leur dépôt.

Dans l'interprétation proposée ici, le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes cicatriserait la zone d'affrontement de deux domaines sédimentaires et structuraux anté-carbonifères bien différents : le domaine centre-armori-

cain au Nord, avec des séries épicontinentales classiques à faunes rhénanes, et le domaine ligérien au Sud, avec une sédimentation franchement marine, mais à séries condensées (au moins à partir du Silurien) et à faunes bohémiennes.

Des événements « éohercyniens » auraient provoqué le rapprochement des deux domaines, en même temps qu'un cisaillement ductile (senestre ?) affectant plus particulièrement la zone « Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé », qui va se comporter dès lors comme un axe régional majeur d'anisotropie.

Au Nord de cet axe, le rapprochement des deux domaines se poursuit par une tectonique plus superficielle « en coulissement » qui entraîne, vers le début du Dinantien, l'ouverture du bassin sédimentaire : un matériel fin, les « schistes et grès à lamines », se dépose alors dans un milieu peu agité, relativement profond. Au cours de ce dépôt se mettent en place, sous forme de klippes ou de panneaux glissés, non seulement des éléments à faunes rhénanes, d'origine septentrionale (domaine centre-armoricain), mais aussi des klippes sédimentaires, ou des olistolithes, à faunes bohémiennes, dont l'origine serait méridionale et que l'on peut considérer comme issus de la dilacération de nappes superficielles provenant de zones internes, plus méridionales. A ces divers éléments « exotiques » s'ajouteraient des « lambeaux tectoniques », dont la présence au sein des dépôts dinantiens témoignerait de déplacements longitudinaux au cours du coulissement. En dehors de ces processus gravitaires, qui confèrent au bassin son originalité et rendent compte de la dualité de son alimentation, des processus d'autoremaniement au sein de la matrice témoignent d'une instabilité tectonique contemporaine des dépôts et de l'existence de pentes.

Vers la fin du Dinantien (?), le processus coulissant, qui avait été à l'origine de l'ouverture du bassin, puis avait guidé son développement, cesse de se manifester. Un dernier épisode tectonique (fin du Westphalien ?), sous forme de cisaillement dextre, aurait parachevé la structuration de la région.

### **Le complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes (Dinantien ?)**

En l'absence de macrofaune et de palynoplancton dans la matrice, la datation du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes ne peut être envisagée que de façon indirecte, à partir des éléments datés qui s'y trouvent à l'état remanié. Les plus récents appartiennent en l'occurrence au Famennien, dont des affleurements sont connus ici-même, aux environs de Saint-Julien-de-Vouvantes (la Vallée) et, plus à l'Est, dans la région de Vern (la Derouère, la Briantère), ainsi que dans l'agglomération de la Meignanne. Dans la mesure où il s'agit effectivement d'éléments remaniés, on ne peut échapper à la conclusion que leur mise en place dans le complexe, alors en cours de dépôt, a débuté au plus tôt au Dévonien terminal, pour se développer probablement surtout au Carbonifère inférieur.

Nous décrivons successivement la matrice « dinantienne » du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes, puis les formations remaniées, et finalement les « lambeaux tectoniques » ordoviciens.

h1-2. **Schistes et grès à lamines (Dinantien) ?**. Les Schistes et grès à lamines forment la masse principale du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes ; il s'agit là d'un faciès verdâtre à lamines millimétriques, très constant, monotone et azoïque, dans lequel il n'a pas été possible d'introduire de subdivisions. Le matériel en est toujours infra-millimétrique, avec une fraction grossière, grésio-feldspathique, dont les dimensions varient de 50 à 100 microns, et une fraction fine à phyllites plus ou moins abondantes. Dans la fraction grossière, les feldspaths sont rectangulaires et les quartz, sub-automorphes ou anguleux, montrent une facture volcanique parfois bien affirmée. Le tri est bon, mais il n'y a pas de granoclassement au sein des lamines. Dans les niveaux grésio-feldspathiques, les lamines grossières sont millimétriques, avec des interlamines d'épaisseur très faible (de 100 à 200 microns). Lorsque le matériel pélitique domine, les lits les plus grossiers, à éléments quartzo-feldspathiques extrêmement petits, sont plus minces, et la lamination d'ensemble est plus fine.

Les niveaux à lamines, qu'ils soient gréseux ou pélitiques, présentent très fréquemment des intercalations de quelques millimètres d'épaisseur, avec stratifications obliques ; ces lamines obliques, dont l'inclinaison est plus prononcée dans le matériel à dominante gréseuse (30° environ) que dans le matériel à dominante pélitique (20°), sont tout à fait caractéristiques et permettent d'identifier sans équivoque la formation.

L'origine du matériel, de même que son mode de mise en place, n'ont pu être déterminés avec certitude. Ce matériel est, au moins partiellement, d'origine volcanique : la facture du quartz et la fraîcheur des feldspaths, ainsi que l'absence totale de matière organique, confirmée lors de recherches palyno-planctologiques, en témoigneraient ; le dépôt s'est effectué dans un milieu calme, où les conditions hydrodynamiques étaient uniformes ; les sédiments, fins et très bien triés, ont été mis en place par des courants de direction constante qui sont à l'origine des lamines obliques.

L'interprétation du milieu de dépôt reste conjecturale ; on pourrait envisager soit un dépôt peu profond, avec décantation d'un matériel fin, soit un dépôt profond, plutôt distal, avec remobilisation des apports continentaux par courants de fond.

● **Brèches intraformationnelles**. Au sein des Schistes et grès à lamines apparaissent des zones de brèches intraformationnelles. Ces dernières ne soulignent pas des horizons stratigraphiques particuliers, mais sont réparties dans toute la formation. Elles se présentent en passées lenticulaires incartographiables de quelques mètres de puissance et de quelques dizaines de mètres de long.

De telles brèches s'observent dans des conditions particulièrement favorables dans un talus de la route nationale 163, au Sud-Est de la Chapelle-Glain, à proximité du lieu-dit la Rivrais. On observe en ce point, d'Est en Ouest, à l'échelle de l'affleurement, des pélites grisâtres en minces plaquettes, englobant des éléments prismatiques centimétriques de phtanites et formant un horizon discontinu, puis des niveaux gréseux hétérogènes de plusieurs mètres de puissance. En observant avec quelque recul ces niveaux

hétérogènes, on y distingue des alignements correspondant au pendage, recoupés par une schistosité fruste, sub-v verticale, Nord 110°. A une certaine distance, l'hétérogénéité de la roche est très forte ; les cassures irrégulières ne laissent apparaître que des surfaces brunes ; de rares éléments plus grossiers (jusqu'à 10 cm de diamètre) de phanites typiques sont identifiables.

En section vernie, par contre, la structure de la roche devient très claire ; les éléments, constitués de grès verts à lamines avec fréquentes stratifications obliques, sont noyés dans une matrice pélitique de couleur plus foncée ; leurs dimensions sont très variées : elles vont du millimètre à plusieurs centimètres, et l'on ne discerne aucun granoclassement ; leur forme est irrégulière et souvent anguleuse.

On retrouve de telles brèches bien exposées à la Pilière (entre la Huettière et la Tesserie), ainsi qu'au Carrefour (Nord de la RN 163), entre Duron et Saint-Julien-de-Vouvantes au Nord de Don.

Ces différentes brèches sont intimement associées aux Schistes et grès à lamines qu'elles remanient. Elles peuvent s'interpréter comme des remises en mouvement gravitaires de roches en voie de consolidation. En effet, la diagenèse des niveaux sableux aurait été plus précoce que celle des niveaux argilo-pélitiques, d'où le comportement plastique de ces derniers, restés mobilisables à l'état mou, alors que les niveaux devenus gréseux, et donc fragiles, se seraient dissociés en fragments de dimensions variées ; les coulées boueuses qui en résultent se seraient mises en place par gravité. La présence de ces brèches de resédimentation suppose l'existence d'un bassin instable, dans lequel les sédiments récents peuvent être remobilisés par écroulements de falaises ; une telle mobilité est également attestée par la remise en mouvement de sédiments mous sous forme de « slumping ».

**Kp. Formations volcaniques non différenciées.** Des formations volcaniques ou volcano-sédimentaires ont été observées ici en plusieurs points au sein du complexe ; certaines d'entre elles, au Sud de Saint-Julien-de-Vouvantes, de part et d'autre du Don, avaient été confondues avec des microgranites hercyniens (feuille Ancenis à 1/80 000, 2<sup>e</sup> édition, 1965).

● **Le volcanisme basique** est représenté, au Sud de la route Erbray-Saint-Julien-de-Vouvantes, par trois affleurements : Launay-Moriceau, le Châtelier et la Coltière. Il s'agit partout de roches à structure microlithique, riches en petits feldspaths en baguettes ; il pourrait s'agir de dolérites ou de microdolérites ; l'altération, assez marquée, avec ouralitisation des pyroxènes, ne permet pas d'être plus précis.

● **Le volcanisme acide**, beaucoup plus fréquent, se manifeste principalement sous forme de tufs ou tuffites. Des tufs rhyolithiques affleurent en carrière au Sud de Saint-Julien-de-Vouvantes, en bordure nord de la vallée du Don, et aussi, plus au Sud, au Hérissé ; en ce dernier point, le matériel acide est recristallisé, avec réorientation des minéraux phylliteux secondaires. D'autres affleurements, qui n'ont pu être représentés, sont le plus souvent formés de tuffites, voire de grès pyroclastiques extrêmement fins.

## **Formations remaniées dans le complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes.**

### **Formations siluriennes**

Des formations attribuables à différents horizons stratigraphiques du Silurien se présentent ici, au sein du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes, à l'état de pointements de dimensions variées et à répartition irrégulière.

Ph. **Phtanites.** Les phtanites, dont le faciès de microquartzites noirs ou gris, est facilement reconnaissable, sont fréquemment représentés dans le complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes, mais le plus souvent sous forme de pierres volantes dans les champs labourés. Dans quelques gisements, ces phtanites ont livré la même faune de graptolithes llandoveriens que les autres « Phtanites du Maine-et-Loire et de la Loire-Inférieure » (Philippot, 1950), au point que ce faciès, même en l'absence de fossiles, est considéré comme représentatif du Silurien régional.

Les phtanites apparaissent de façon très sporadique, non seulement en raison des conditions d'affleurement peu favorables, mais aussi et surtout parce qu'ils forment des intercalations aussi minces que discontinues. Mais on les retrouve dans toute la masse du complexe, et l'on a voulu expliquer ces récurrences par des discordances consécutives à des plissements antésiluriens (Milon, 1925 ; Péneau, 1929 ; Lucas, 1959).

La cartographie détaillée confirme que les phtanites en question forment tantôt des intercalations limitées (quelques centimètres d'épaisseur) dans des Schistes et grès à lamines, tantôt des niveaux plus épais (quelques mètres en général), mais dont on ne connaît pas les relations avec l'encaissant. Quoiqu'il en soit, la continuité latérale de ce faciès est bien moindre que ne le suggéraient les cartes antérieures, et il faut renoncer à l'hypothèse selon laquelle les différents affleurements correspondraient à la répétition tectonique d'une même horizon.

Ce sont des microquartzites noirs à gris, en bancs de quelques centimètres d'épaisseur et présentant souvent une fine lamination ; les interbancs sont ampéliteux et peuvent eux-mêmes livrer des empreintes de graptolithes (la Saudiais, à l'Est de Moisdon ; la Touche, au Nord-Est de Moisdon).

L'intercalation la plus continue qui ait été cartographiée se trouve au Sud de la Chapelle-Glain, parallèlement à la route départementale n° 32 ; elle s'allonge sur près de 1 500 mètres entre la Cosnerie et la Marquerais.

A la Foucaudais, entre Erbray et Petit-Auverné, un niveau de phtanites, puissant d'une vingtaine de mètres et long de 750 m environ, traverse la vallée du Don. Ces phtanites sont associés à des Schistes et grès à lamines ainsi qu'à des microconglomérats à matrice pélitique « désorganisée ». Parmi les éléments polygéniques remaniés dans ces conglomérats, on rencontre des éléments gréseux divers (à l'exclusion des grès à lamines) et des éléments phtanitiques.

En conclusion, la distribution irrégulière des phtanites, dont certains

livrent une faune silurienne, dans le complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes, et leur association locale à des conglomérats plaideraient en faveur d'un remaniement ; mais l'existence de deux types de phanites : l'un silurien et fossilifère, remanié, l'autre contemporain du dépôt des Schistes et grès à lamines, mais azoïque, n'est pas exclue.

S1. **Grès Ilandoveriens.** En bordure nord du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes, entre cette localité et Erbray, le relief qui longe la route est armé par des grès blancs à grain fin, parfois quartzitiques, en bancs décimétriques. Ce grès, autrefois exploités dans de petites carrières aujourd'hui comblées, s'observent difficilement en place ; ils sont souvent associés à des schistes rougeâtres très altérés, parfois bien développés. L. Bureau (1900) croyait pouvoir distinguer ici des « grès inférieurs » du Caradoc et des « grès supérieurs » du Silurien (« Grès culminants ») ; mais il semble que ces derniers, associés à des sphéroïdes du Wenlock, soient en fait seuls représentés ici.

Sp. **Sphéroïdes wenlockiens (notation ponctuelle).** Des nodules décimétriques gréseux, à moules internes d'orthocères, se rencontrent localement, associés à des schistes altérés non caractéristiques, sur la bordure nord du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes, aux points suivants : Ouest et Sud d'Erbray, environs de Saint-Julien-de-Vouvantes. Ces « sphéroïdes », qui livrent localement *Monograptus priodon*, sont généralement rapportés au Wenlock (synclinaux du Sud de Rennes). On rappellera ici que, sur la feuille Angers à 1/50 000 (1976), de nombreux gisements à sphéroïdes sont signalés entre l'alignement des calcaires dévoniens et les Schistes d'Angers, situés plus au Nord.

### **Formations dévoniennes**

Le Dévonien fossilifère est représenté sur une dizaine de kilomètres dans de nombreux pointements disséminés le long de la bordure nord du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes. Les faciès peuvent être gréseux, pélitiques ou calcaires ; c'est sous cette dernière forme qu'il est le mieux connu, de nombreuses « lentilles » carbonatées, généralement fossilifères, ayant donné lieu à des exploitations. Les études paléontologiques ont mis en évidence des associations attribuables au Dévonien inférieur, au Dévonien moyen ou au Dévonien supérieur ; mais des « formations » d'âges différents peuvent coexister au sein d'une même lentille (Lardeux, 1969).

La plupart des gisements classiques ne sont plus accessibles, et les observations qu'il est parfois possible de réaliser actuellement n'ont pas la précision de celles qui ont pu être faites autrefois. Seule la lentille de la Ferrière, en Erbray, la plus puissante et encore activement exploitée, a pu être étudiée de façon assez détaillée.

Nos levés dans la région ont permis de découvrir quelques gisements ponctuels, qui n'avaient pas été signalés jusque là et, surtout, de visiter les gisements déjà connus. Nous procéderons en suivant l'ordre stratigraphique.

d1b-2a. **Grès à *Platyorthis* (Gédinnien supérieur-Siegenien inférieur).** Cette formation, typiquement représentée dans le domaine centre-armoricain, n'affleure ici que de manière discontinue, à la faveur de quelques pointements fossilifères échelonnés, sur 7 km, depuis l'Ouest d'Erbray jusqu'au Sud-Est de Saint-Julien-de-Vouvantes, la distance entre deux gisements n'étant jamais inférieure à 1 km.

C. Barrois (1889) signalait, entre les Fontaines (lisière orientale de Saint-Julien-de-Vouvantes) et le château de Chalonge, un gisement qui devait être également mentionné par L. Bureau (1900) et J. Péneau (1929), mais que ces auteurs ne paraissent pas avoir retrouvé. Un autre pointement a été découvert un peu plus à l'Ouest, au Sud-Est de la Pelouinais, par J. Péneau (1929) qui citait en ce point : « *Orthis, Schizophoria, et Spirifer* ».

Quatre autres gisements ont été reconnus à l'occasion de nos levés. Le plus occidental se trouve en bordure d'un chemin de remembrement, à 150 m au Sud de la Boulais ; le grès à *P. monnieri* y affleure, avec une puissance d'une quinzaine de mètres, sur une distance inférieure à 50 m. Les autres sont situés à 0,5 km S, 1,5 km SSE et 2 km SE de Saint-Julien-de-Vouvantes.

On observe en ces différents points, surtout sous forme de « pierres volantes » dans les champs, des grès sableux fins, souvent jaunâtres par altération et devenant alors friables, ou des quartzites de teinte claire, à imprégnations ferrugineuses fréquentes. Les plans de débit correspondent à des niveaux surmicacés. Les fossiles, souvent nombreux, sont à l'état de moules internes et d'empreintes de brachiopodes, bivalves et articles d'encrines.

Il est à remarquer que, contrairement à ce qu'il en est plus à l'Est dans le même contexte structural, (environs de Vern-d'Anjou, d'Avrillé et d'Angers), le grès à *P. monnieri* n'est jamais associé ici à des dépôts carbonatés d'âge dévonien inférieur.

d2. **Calcaire à *Nowakia*.** Des calcaires à grain fin, parfois argileux, très riches en tentaculites, sont connus depuis longtemps dans le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes où J. Péneau (1929) les attribuait au Frasnien. Après que A. Mauvier, H. Lardeux et M. Lys (1965) eurent montré qu'il fallait en fait rapporter ces « Calcaires à *Nowakia* » au Dévonien inférieur, et plus particulièrement au Praguien (généralement considéré comme l'équivalent approximatif du Siegenien inférieur), H. Lardeux (1969) a fait l'inventaire des gisements reconnus entre Erbray et Angers et décrit certains d'entre eux.

— Le gisement le plus occidental est celui de la Mogonnais (1,5 km Sud-Ouest d'Erbray), dont L. Bureau (1894) a retracé l'historique et qui figure sur la carte de F. Cailliaud (1864), et dont toute trace avait déjà disparu en 1893. Les rares descriptions du calcaire et son extension, vraisemblablement très limitée, autorisent à l'assimiler au calcaire à *Nowakia*. Des sondages de reconnaissance effectués en 1964-1968 pour tenter de le retrouver sont restés vains, et nous n'avons pas cru devoir le reporter sur la carte.

— A l'Est d'Erbray, entre le bourg et la carrière de la Ferronnière, plusieurs

pointements ont été reconnus : au Sud de la Boulais, où des blocs de calcaires sont abondants dans les champs (gisement « du champ des Pentières » de Lardeux, 1969), et au Nord de la carrière, où un sondage a rencontré une petite lentille isolée en contexte terrigène.

— A 1,5 km WNW de Saint-Julien-de-Vouvantes, à la Fresnaie, deux anciennes petites carrières ont exploité un calcaire qui n'est plus visible que sous forme de déblais (Barrois, 1889 ; Bureau, 1900 ; Péneau, 1929 ; Lardeux, 1969). Un certain décalage entre les deux carrières suggère l'existence de deux lentilles distinctes, isolées dans des schistes et grès.

— A 1 km ENE de la Jeussais (2,5 km ESE d'Erbray), une tranchée de « gazoduc », creusée en 1980, a recoupé une intercalation calcaire, peu puissante (2 m) et d'extension très limitée (quelques mètres), isolée dans des pélites micacées grises à intercalations de grès fins à lamines. Le contact entre le calcaire et son encaissant terrigène est brusque et se fait par l'intermédiaire d'un mince niveau altéré ; ce calcaire présente une schistosité très marquée, et cela contrairement à l'encaissant. Ce gisement, qui n'avait pas encore été signalé, se situe nettement au Sud de l'alignement formé par les « calcaires d'Erbray ».

— Le gisement de la Vallée (0,5 km WSW de l'église de Saint-Julien-de-Vouvantes), juxtapose fortuitement des calcaires à *Nowakia* et des schistes à nodules du Famennien (cf. *infra*).

— A 1,3 km au Sud-Est de Saint-Julien-de-Vouvantes, (850 m Est du Haut-Duron) une petite carrière permet d'observer des calcaires à *Nowakia*, en bancs décimétriques et plongeant de 40° vers le Sud-Ouest (Péneau, 1929 ; Lardeux, 1969). A 300 m au Sud de ce dernier point, deux petites mares livrent également des blocs de calcaires à *Nowakia*. Ces derniers affleurements sont les plus orientaux qui soient connus pour ce faciès dans le secteur étudié ; pour retrouver des calcaires de ce type, il faut aller, vers l'Est, jusqu'aux environs de Vern-d'Anjou (plus de 15 km).

Les faciès et microfaciès des calcaires à *Nowakia* sont très constants ; ce sont des micrites, parfois argileuses, avec très nombreuses coquilles, fort bien conservées, de *Nowakia acuaris* et, plus rarement, de *Guerichina strangulata*, associées à d'autres bioclastes, parmi lesquels les crinoïdes et les ostracodes sont les plus fréquents ; la présence de *Globochaetes*, de polypiers et de trilobites n'est pas exceptionnelle. Le débit et la structure de ces calcaires ne sont pas sans évoquer parfois le faciès « griotte ».

La constance des faciès, d'une lentille à l'autre, contraste avec la discontinuité des affleurements et avec leurs faibles dimensions. L'absence de faciès de transition entre les calcaires et leur encaissant terrigène est également remarquable ; elle permet d'envisager l'absence de lien génétique entre carbonates et grès et pélites, et de considérer les calcaires comme des olistolithes.

d2F. **Calcaire à *Viriatellina* (Emsien supérieur)**. Au Cormier, à l'Ouest de la carrière de la Ferronière, au contact nord-ouest du Calcaire d'Erbray, des faciès à *Viriatellina* sont attribuables à l'Emsien supérieur-passage Dévonien moyen (?) (dét. Lardeux).

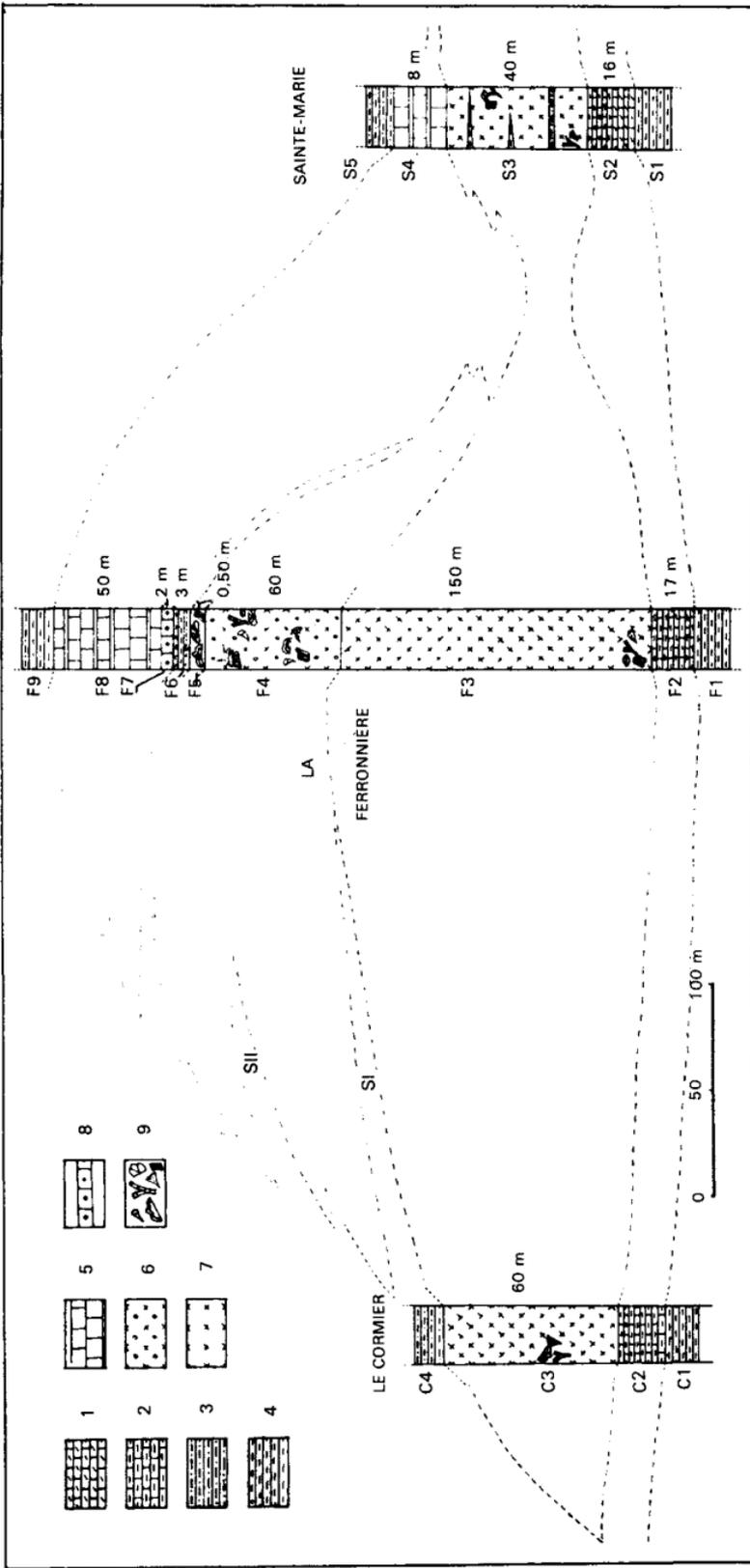
d2b-3b. **Calcaire d'Erbray (et de Pont-Maillet) (Emsien—Eifélien).** Les calcaires d'Erbray sont célèbres pour leur faune, aussi abondante que diversifiée, étudiée par C. Barrois (1889). Les calcaires, jadis exploités dans de nombreuses carrières, pour la plupart comblées ou inondées, constituent deux grosses lentilles indépendantes, la Ferronière à l'Ouest et la Rousse-lière à l'Est. Celle de la Ferronière, qui a fourni l'essentiel de la faune citée ci-dessous, est encore activement exploitée ; l'autre ne l'est plus depuis de nombreuses années.

### ● **Lentille de la Ferronière**

L'étude détaillée de la lentille de la Ferronière (Dubreuil, 1975) à partir d'observations effectuées en carrière et sur carottes de sondage, ainsi qu'à l'aide d'une prospection électrique de surface, avait conduit à proposer un modèle peu orthodoxe d'édifice récifal.

L'observation des affleurements dans la carrière, à différents stades de l'exploitation, avait en effet permis d'établir la succession synthétique suivante du Sud vers le Nord, c'est-à-dire de bas en haut, dans l'hypothèse, admise ici, d'une série renversée (fig. 2) :

- schistes argileux, tendres, extrêmement fissiles ;
- calcaires gréseux, en bancs et calschistes noirs ou beiges, avec intercalations schisteuses plus ou moins développées ;
- puissante masse de calcaires gris, puis blancs, essentiellement formés d'entroques avec, par place, des zones à tétracoralliaires, tabulés, brachiopodes, lamellibranches, bryozoaires et trilobites ;
- mêmes calcaires, dans lesquels apparaissent des recristallisations du type «*Stromatactis*» ; les fossiles, très nombreux, sont les mêmes que dans le niveau précédent ; il s'y ajoute des stromatopores, des tétracoralliaires coloniaux, des gastéropodes et des fragments de tiges d'encrines de gros diamètre ; la partie supérieure de cet ensemble est un calcaire bioclastique typique, à ciment de sparite ;
- banc de calcaire de 50 cm, constitué presque exclusivement par de grosses colonies de tétracoralliaires, stromatopores et tabulés ;
- passée schisteuse, séparée localement du banc précédent par une intercalation décimétrique de grès ferrugineux à grain fin, très dur ; ces schistes peuvent passer à des ampélites pyriteuses renfermant des *Chonetes* épigénisés ; ce niveau a fourni des moules internes d'*Uncinulus* aff. *pila* (détermination L'Hôtelier) ;
- calcaire à entroques roulées, ferrugineux, très fossilifère, avec, par places, des niveaux à nodules pyriteux du volume d'une bille ; la pyrite peut former, au contact des schistes, une croûte continue de plusieurs centimètres ; dans ces calcaires apparaissent de nombreux grains de quartz détritique ;
- calcaire bleu foncé à noir, en bancs de 10 à 20 cm, très riche en tabulés branchus, brachiopodes, stromatopores et ostracodes. Les bancs sont séparés par de minces intercalations de schistes ampéliteux, légèrement gréseux. La micrite qui constitue le fond de ces calcaires est finement recristallisée ; on note la présence d'entroques roulées, alignées, alternant avec des lits argileux riches en matière organique et en quartz détritique ;
- schistes noirs, puis beiges, de plus en plus fins et argileux, ou finement gréseux.



1 - "Grauwackes"; 2 - Calcschistes; 3 - Schistes et grès; 4 - Calcaire en bancs; 5 - Schistes; 6 - Calcaire massif, bioclastique; 7 - Calcaire massif à entroques; 8 - Calcaire à nodules pyriteux; 9 - Organismes coloniaux.

Fig. 2 - Coupes synthétiques dans les trois carrières

On observe actuellement, au sein de deux intercalations schisteuses, des blocs de calcaire de dimensions variées, plus ou moins arrondis, et présentant un contact net avec les schistes qui les emballent, ce qui suggère une mise en place gravitaire après induration préalable. Les modalités d'une telle sédimentation dynamique sont bien reconnaissables sur la paroi nord-est de la carrière. On peut également les observer dans la partie occidentale de l'intercalation médiane : à ce niveau, les calcaires emballés dans les schistes présentent des déformations internes, de style souple, qui témoignent de la mise en place d'un matériel incomplètement induré.

Une dynamique sédimentaire de ce type peut dès lors être envisagée pour l'ensemble de la lentille ; on aurait affaire à un édifice polygénique, résultant d'accumulations gravitaires, avec juxtaposition d'éléments de dimensions variées, qui pourraient ne pas être tout à fait contemporains ; dans ce cas, l'âge et la polarité des éléments remaniés ne seraient pas ceux du dépôt.

D'autres arguments en faveur d'un tel mode de mise en place peuvent être relevés dans la partie occidentale de la lentille, sur une paroi peu accessible de la carrière du Cormier : là, des calcaires crinoïdiques massifs, typiques du calcaire d'Erbray, sont surmontés par des calcaires jaunâtres à allure chaotique, partiellement dolomités, et dans lesquels on observe des calcaires à *Viriatellina* sp., faciès par ailleurs assez rare dans le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes, et en tous cas étranger au milieu récifal.

#### ● **Lentille de la Rousselière**

Cette lentille, inaccessible depuis de nombreuses années, a fait l'objet d'une reconnaissance par sondages en 1974. L'abaissement du niveau de l'eau par pompage a, par ailleurs, permis une observation sommaire des parois et le prélèvement d'échantillons. Le calcaire, de teinte claire, est massif et fortement déformé dans toute sa masse, à la différence de celui de la Ferronnière où la déformation était surtout sensible au niveau des intercalations pélitiques à compétence différente. Un important réseau de diaclases, plus récent que la déformation initiale, l'affecte, comme c'est aussi le cas à la Ferronnière. Les faciès sont très monotones et très riches en entroques et bryozoaires ; les polypiers, par contre, sont très peu fréquents. L'allure générale lenticulaire a été confirmée à l'aide de profils de résistivité suivant la méthode déjà appliquée au gisement de la Ferronnière (Dubreuil, 1975).

#### ● **Caractères paléontologiques**

Les premières listes fauniques relatives au calcaire d'Erbray ont été publiées par F. Cailliaud (1861) et par G. de Tromelin et P. Lebesconte (1876). L'apport fondamental reste représenté par la célèbre monographie de C. Barrois (1889), complétée et mise à jour par L. Bureau (1900), puis J. Péneau (1929). D'importantes précisions ont été apportées ultérieurement par d'autres auteurs.

— H. Lardeux (1969) a attiré l'attention sur le fait que les tentaculites ne sont représentés ici que par quelques spécimens de *Tentaculites straeleni* et de *T. striatus*.

— Les anthozoaires n'ont fait l'objet que d'une révision très partielle de la part de J. Sorauf, qui a rapporté au genre *Hexagonaria* les formes créées par Barrois sous les noms de *Acervularia namnetensis* et *A. venetensis*. C. Barrois citait également, entre autres espèces : *Favosites basaltica*, *Favosites polymorpha*, *Cyathophyllum cailliaudi*, *Ptychophyllum expansum*, *Zaphrentis ligeriensis*.

— Chez les bryozoaires, F. Bigey (1971, 1972 a et b) a reconnu la présence de deux représentants de la famille des Fenestellidae : *Ptilopora* aff. *bohémica* et *Utropora* aff. *nobilis*.

— C. Barrois insistait sur l'abondance et la diversité des brachiopodes auxquels il rapportait 45 % de la faune globale. Les *Rhynchonellidae* ont été révisés par J. L'Hôtellier, (1970), qui citait comme particulièrement fréquents : *Stegerhynchus pseudolivinicus*, *Sicorhyncha amaltheidés*, *Nymphorhynchia armoricana*. Parmi les nombreuses autres formes décrites par C. Barrois, et dont la révision s'imposerait, on citera : *Chonetes plebeia*, *Stropheodonta interstitialis*, *Strophomena clausa*, *Dalmanella palliata*, *Schizophoria striatula*, *Schizophoria provulvaria*, *Gypidula sieberi*, *Meristella circe*, *Athyris triplesioides*, *A. pelapayensis*, *A. campomanesii*, *A. ferronesensis*, *A. ezquerria*, *Cyrtina heteroclyta*, *Spirifer decheni*, *Sp. subsulcatus*, *Sp. paradoxus*. *Sp. trigeri*, *Sp. subcabedanus*, *Sp. oehlerti*, *Megalenteris deshayesii*, *Crania occidentalis*.

— Chez les gastéropodes, on soulignera l'abondance des « capulidés », c'est-à-dire des représentants du genre *Platyceras* (= *Capulus* = *Acroculia*) et l'on mentionnera la présence de plusieurs espèces appartenant aux genres *Platystoma* (= *Strophostylus*) et *Horiostoma*.

— La révision des bivalves, entreprise par C. Babin (1966) confirme la prédominance des *Conocardium* (rostroconques), avec en particulier *C. bohemicum*, *C. quadrans* et *C. artifex*.

— Quant aux céphalopodes, ils sont représentés par *Jovellania* cf. *kochi* et quelques autres « orthocères ».

— Les trilobites d'Erbray ont fait l'objet d'une révision très détaillée de la part de J. Pillet (1973). La liste dressée par cet auteur est la suivante : *Proetus* (*Coniproetus*) *ligeriensis*, *Proetus* ? (subgen.?) *gosseleti*, *Gerastos* (*Oehlertia*) *rondeaui*, *Calymene* (*Paracalymene*) *bureaui*, *Microscutellum gervillei*, *Crotalocephalus* (*Pilletopeltis*) *sternbergi couffoni*, *Pseudocryphaeus barroisi*, *Cryphina* (*Cryphina*) *andegavensis*, *Lioharpes venulosus cailliaudi*, *Pseudodechenella chauffouri*, *Gerastos* (*Gerastos*) *lysi*, *Gerastos* (*Gerastos*) *carinatus*, *Crotalocephalus* (*Pilletopeltis*) *affinis affinis*, *Lobopyge peneau*, *Gerastos* (*Bohemiproetus*) *chauffouri*, *Otarion* (*Otarion*) *balanops* ?

Selon J. Pillet (*op. cit.*), ces trilobites donneraient un âge un peu plus récent (Emsien supérieur—Eifélien inférieur) que celui qu'indiqueraient les *Rhynchonellidae* (Emsien inférieur—Emsien supérieur).

— Enfin, les crinoïdes ont du connaître à Erbray un développement considérable à en juger par le rôle très important des calcaires à entroques dans la carrière de la Ferronnière. C. Barrois citait ici *Eucalyptopterus* sp., et aussi, d'après F. Caillaud (1861), *Poteriocrinus verneuli* ; selon J. Le Menn, (1985) il s'agirait, pour cette dernière forme, d'un pédoncule appartenant à un genre nouveau, *Seilloucrinus*.

**L'ancienne carrière dite « de Pont-Maillet »**, abandonnée depuis plus de cent ans, et dont il ne subsiste aucun vestige (Péneau, 1929 ; Lardeux, 1969), se trouvait à 0,5 km au Sud de l'église de Saint-Julien-de-Vouvantes. On y exploitait des calcaires fossilifères, un peu argileux, de teinte assez sombre et plus ou moins schistosés. A une cinquantaine de mètres plus au Nord, on observe encore, difficilement, des schistes calcaireux micacés de teinte claire, eux-mêmes fossilifères. La présence de schistes décalcifiés apparemment identiques a pu être constatée récemment à la faveur de tranchées réalisées pour le réseau d'assainissement de l'agglomération, ainsi qu'à l'WSW de l'ancienne carrière, sur la route qui mène de Saint-Julien-de-Vouvantes au Bas-Duron.

— Des tentaculites (*Styliolina* sp., *Viriatellina* sp.) et des conodontes (*Belodus triangularis*, *Polygnathus linguiformis*, *Icriodus* sp.) ont été signalés dans des déblais provenant de ce contexte (Lardeux, 1969).

— Les macrofossiles récoltés jadis dans ces gisements, et conservés dans diverses collections, ont été étudiés d'abord par F. Caillaud (1861), puis par C. Barrois (1889), J. Péneau (1929) et, plus récemment, J. Pillet (1973). Les groupes les mieux représentés sont les brachiopodes et les trilobites. Chez les premiers, on peut citer, entre autres espèces, avec J. Péneau (1929) : *Dalmanella canalicula*, *Schizophoria striatula*, *Productella subaculeata*, *Gypidula glota*, *Camarophoria microrhyncha*, *Spirifer elegans*, *Cyrtina heteroclyta* et *Merista plebeia*.

— Quant aux trilobites, ils ont fait l'objet d'une étude détaillée de la part de J. Pillet (1973), qui citait ici : *Gerastos (Orbitoproetus)* sp., *Otarion (Otarion)* sp., *Breviscutellum (Meridioscutellum) bureaui*, *Asteropyge (Metacanthina) barrandei*, *Phacops (Phacops) oehlerti*, *Odontochile occidentalis*.

Cette faune trilobitique a conduit le même auteur à rapporter en toute certitude les gisements de Pont-Maillet à l'Eifélien. Il ajoutait que l'on pourrait avoir ici des niveaux d'âge eifélien inférieur, alors que d'autres pourraient appartenir à l'Eifélien supérieur. La présence, constatée par H. Lardeux (1969), dans la collection Caillaud (Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes) d'un exemplaire de *Pinacites jugleri* (détermination Petter), caractéristique de l'Eifélien supérieur, irait dans le même sens.

d6-7. **Schistes de la Vallée (Famennien)**. Cette formation, qu'il convient de séparer nettement des calcaires praguiens visibles à son contact immédiat (*supra*), peut encore être observée en place sur une trentaine de mètres, à la faveur d'un minuscule affleurement, très embroussaillé et situé à 0,6 km Sud-Ouest de l'église de Saint-Julien-de-Vouvantes. Découvert par L. Davy, il devait être décrit successivement par C. Barrois (1889), J. Péneau (1927, 1929), P. Cavet et H. Lardeux (1967), H. Lardeux (1969). Des schistes plus ou moins sombres, parfois siliceux, alternant avec des bancs de grès, contiennent à différents niveaux des nodules à ostracodes. D'autres nodules, associés à des schistes beiges, ont fourni une riche faune, principalement représentée par des individus de très petite taille. Tous ces fossiles ont été étudiés et décrits par J. Péneau (1929) et quelques précisions ont été apportées par C. Babin (1966).

— Les brachiopodes sont rares : *Spiriferina tarpsata*, *Chonetes* sp.

— Parmi les bivalves, on citera : *Nucula* cf. *palmensis*, *Buchiola retrostriata*, *Posidonomya venusta* et, d'après C. Babin, *Buchiola digitata*, *Paracyclas subrectangularis* ?

— La liste des *Clymeniida*, rectifiée par C. Babin en 1966 de manière à la mettre en accord avec la classification alors en usage, est la suivante : *Wocklumeria sphaeroides*, *Biloclymenia laevis*, *Cyrtoclymenia laevigata*, *Cyrtoclymenia* cf. *cingulata*, *Cymaclymenia striata*, *Cymaclymenia camerata* ?, ? *Genuclymenia dunkeri*, *Kosmoclymenia undulata*, *Kosmoclymenia bisulcata*. Ce sont les seuls représentants actuellement connus du groupe pour l'ensemble du Massif armoricain.

— Les *Goniatitina* sont représentés par : *Prionoceras sulcatum*, *Prionoceras lineare* et *Prionoceras substratum*.

— Pour les trilobites, la liste de J. Péneau comporte : *Brachymetopus* (*Brachymetopus*) *peneau*, *Typhloproetus subcarinthiacus*, *Drevermannia schmidt*, *Drevermannia* ? *carnica*, *Chaunoproetus palensis*, *Phacops ensae* et *Phacops griffithides*.

— Parmi les ostracodes, J. Péneau a cité de nombreuses espèces appartenant aux genres *Entomis*, et, surtout, *Richterina*.

Cette faune permet de rapporter sans hésitation le gisement de la Vallée au « Famennien V - VI » (Lardeux, 1969).

L'observation des parois de la carrière n'est plus guère possible actuellement, en raison d'une abondante végétation ; on soulignera cependant que les schistes argileux sont fortement « désorganisés ». Quant à l'arkose grossière dont parlait J. Péneau, il s'agirait d'un microconglomérat à éléments roulés qui n'est pas sans rappeler les tufs à plantes dont il va être question.

**tf. Tufs à végétaux.** C. Barrois (1889) avait signalé, le premier, dans la région de Saint-Julien-de-Vouvantes, la présence d'arkoses à plantes ; J. Péneau (1929) en a décrit plusieurs gisements, dont l'un contenait des galets de phtanites. Ces arkoses avaient été attribuées au Dévonien supérieur par analogie avec celles qui sont intimement associées aux niveaux famenniens de la Vallée. De nouveaux levés ont permis de découvrir d'autres gisements parmi lesquels celui de la Roulière (2,5 km Sud-Est d'Erbray), où un tuf rhyolithique grossier livre de belles empreintes de feuilles, et celui de l'agglomération de la Chapelle-Glain, où le creusement des tranchées pour l'assainissement de l'agglomération a montré l'extension considérable d'un tuf à grain fin, altéré, mais bien lité. Ces gisements de tufs sont environnés de toutes parts par les schistes et grès à lamines du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes ; leurs rapports avec ces derniers n'ont toutefois jamais été clairement observés.

### Organisation du complexe

Nos levés détaillés autorisent à distinguer ici dans le complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes trois zones longitudinales distinctes :

● **Un ensemble chaotique septentrional** affleure, sur une largeur qui ne dépasse pas 750 m, entre les méridiens d'Erbray et de Saint-Julien-de-Vou-

vantes. Il est caractérisé par l'existence d'une matrice où dominant les schistes altérés, et dans laquelle le faciès « Schistes et grès à lamines » n'est identifiable que de façon discontinue. Les éléments remaniés au sein de cette matrice peuvent atteindre de grandes dimensions (calcaires d'Erbray, grès siluriens). Ils appartiennent les uns aux séries « centre-armoricaines » (grès « culminants », sphéroïdes, grès à *Platyorthis*, calcaire d'Erbray) et les autres, toujours de plus faibles dimensions, aux séries « ligériennes », à faune typiquement hercynienne (méditerranéenne) : calcaire à *Nowakia*, calcaire à *Viriatellina*, schistes à nodules famenniens de la Vallée. Les phtanites ne seraient pas représentés ici.

● **Une zone intermédiaire** s'individualise immédiatement au Sud. Son extension directionnelle déborde à l'Est comme à l'Ouest celle de la zone chaotique, et sa largeur d'affleurement atteint 2 km ; elle n'est toutefois connue que dans la partie occidentale du complexe. Elle est caractérisée par une matrice typique de schistes et grès à lamines, avec brèches intraformationnelles et volcaniques ou volcano-sédimentaires, ces dernières n'étant connues qu'ici. Les seuls éléments remaniés sont les grès à *Platyorthis* (dont l'origine ne peut être que septentrionale) et les calcaires à *Nowakia* (faunes bohémiennes). Les phtanites ne déterminent que de très minces intercalations.

● **La zone méridionale** est la plus développée. Les phtanites y sont particulièrement fréquents, parfois en gisements importants, et fournissent localement des graptolithes. On n'y a encore jamais rencontré de pointements dévoniens, mais il s'y développe encore quelques intercalations volcaniques ; des faciès violacés passent latéralement à des Schistes et grès à lamines typiques, sans variations sédimentaires notables. Les affleurements ordoviciens (formation de la Pile, schistes ardoisiers) sont localisés dans cette zone.

### Écailles (?) du substratum anté-silurien

Certaines formations identifiables à l'intérieur des limites du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes peuvent être rapportées avec plus ou moins de certitude à l'Ordovicien ; elles sont considérées hypothétiquement ici comme des écailles du substratum anté-silurien, injectées mécaniquement au sein du complexe. Les unes se rattachent à la formation de la Pile (et de la Boserie) ; les autres évoquent par leur faciès les « Schistes d'Angers » (ou ceux du Grand-Auverné).

02. **Formation de la Pile (Arenigien)**. Un gisement fossilifère, dont l'indication a été malencontreusement omise sur la carte, situé sur la rive nord du Don, immédiatement en amont du Pont de la Pile, à 2,4 km au Sud-Est de Saint-Julien-de-Vouvantes (Est de Beuchet), donc au cœur même du bassin, figurait déjà sur la première édition de la feuille Ancenis à 1/80 000. L. Bureau (1900) a signalé en ce point la présence de graptolithes « gothlandiens » dans des « psammites ampéliteux ». D'abondantes récoltes, effectuées par J. Péneau (1925, 1926, 1929) puis par Y. Milon (1925), ayant été étudiées par ces auteurs, il s'est avéré que les graptolithes du Pont de la Pile appartenaient en fait au genre ordovicien *Didymograptus*, et qu'ils présen-

taient des affinités nettement arenigiennes. En 1950, une révision des exemplaires disponibles devait conduire A. Philippot à confirmer cette interprétation biostratigraphique : les empreintes, très déformées, appartiennent pour la plupart à une espèce nouvelle, *Didymograptus falco*, intermédiaire entre deux formes arenigiennes déjà connues. La seule espèce citée en-dehors de celle-ci était *Didymograptus cf. hirundo*, connue ailleurs dans l'Arenig.

Un rapprochement s'impose avec le gisement à *Didymograptus falco* découvert par J. Péneau (1927, 1929) à une vingtaine de kilomètres plus à l'Est, aux anciennes mines de fer de la Boserie (4,5 km Nord-Est de Candé, feuille Segré), dans un contexte lithologique très voisin, et ici encore à l'intérieur des limites du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes.

La petite carrière du Pont de la Pile était encore accessible il y a peu de temps, mais des travaux récents ont totalement détruit le site. Avant ces travaux, il était possible d'observer, sur la paroi orientale, une discontinuité de sédimentation dans des grès fins, avec biseautage très net des couches et chenal métrique. Les grès exposés ici sont très fins, gris verts, à lamines alternativement plus claires et plus foncées ; ils se débitent en plaquettes centimétriques, suivant des plans surmicacés dans lesquels apparaissent des linéations plus ou moins marquées et parfois des empreintes déformées de *Didymograptus*. Les niveaux à lamines gréseuses présentent souvent des stratifications obliques ou des micro-chenaux de quelques centimètres. Des intercalations décimétriques de schistes noirs très fissiles, sont visibles vers le haut de l'affleurement ; la schistosité, qui est leur plan de débit principal, est fortement oblique par rapport à la stratification des bancs gréseux.

Un peu à l'Ouest du Pont de la Pile, mais toujours sur le flanc nord de la vallée du Don, au Sud de Beuchet, des affleurements bien exposés montrent des schistes grisâtres et des grès, à stratification sub-horizontale et très forte schistosité, donnant un plan de débit N 110 et plongeant au Nord de 40°. La base des bancs gréseux, bien que fortement affectée par la schistosité, permet d'observer localement une surface irrégulière de bioturbation, attribuable à des terriers. A proximité du Moulin de la Pile, sur le chemin menant de Beuchet aux Menillières, des grès fins à lamines, en plaquettes centimétriques, affleurent près d'un pont sur le Don. La surface des bancs présente de nombreuses pistes sinueuses rappelant les « *Rouaultia* » du Grès armoricain inférieur. Les relations avec les formations voisines n'ont pas pu être observées.

#### 03-4. **Schistes d'Angers *sensu stricto* (Llanvirnien-Llandelien) (?)**

Au Sud-Est de la Mogonnais, des schistes « bleus » fissiles forment un affleurement continu, transverse au ruisseau du Tertre, et semblent prolonger les affleurements du flanc nord du Pavillon et de la Forêt Pavée ; vers le Sud-Est, on en retrouve à la Passardière, alors qu'à l'Ouest deux pointements ont été observés à la Jublinière.

Au Nord de la Clopière, un vaste affleurement de même lithologie, recouvert de cailloutis superficiels, a livré un palynoplancton de l'Ordovicien (dét. Paris).

Au Sud de la Clopière, des schistes ardoisiers affleurent dans la cour de la ferme de la Noé et, plus à l'Est, à la Salmonaie.

Vers l'Est, aux environs du Bois Bourrel, des pélites noires micacées très fissiles sont bien exposées dans les fossés ; leur débit est fortement perturbé sur leur flanc nord, où leur succèdent brèches et coulées boueuses.

A la Huetière, dans la partie est de la feuille, aux environs de la route nationale 163, des schistes ardoisiers forment un affleurement limité.

A 500 m au Nord de la ferme du Carrefour, des travaux de terrassement liés à l'installation d'un système de drainage ont mis en évidence, sous des Schistes verts à lamines, des schistes noirs qui ont fourni un palynoplancton ordovicien.

Au Sud de la Chapelle-Glain, en contrebas de la route nationale 178 bis, au lieu-dit les Henriais, un puits a traversé sur quelques mètres des formations à lamines, avant de traverser 90 m de schistes noirs ardoisiers.

Dans les champs à l'Est de Basse-Lande, deux affleurements mal exposés, associés à des tufs à plantes et des phanites fournissent des schistes noirs à nodules.

Au Sud de Saint-Julien-de-Vouvantes et à l'Est de Pont-Maillet, de nombreux nodules associés à des schistes sont observables dans les champs ; Bureau (1900) y a trouvé des Calymènes et interprète cet affleurement comme un repli anticlinal du « petit faisceau de Pont-Maillet ».

On voit à cette énumération, qui n'est pas exhaustive, que des affleurements, parfois importants, de schistes ardoisiers attribuables aux schistes d'Angers ou du Grand-Auverné existent dans le « cœur du synclinal ». Ils n'y forment pas de bandes suffisamment continues pour être assimilés à des replis anticlinaux ; dans certains cas, ils sont immédiatement sous-jacents à des formations à lamines, mais leurs rapports avec ces dernières ne sont jamais clairement exposés.

### Unité Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé

k-02. **Schistes et arkoses de Bains (Cambro-Arenigien ?)**. La première édition de la carte Ancenis à 1/80 000 (1890) interprétait d'une façon tendancieuse un petit secteur situé, dans son coin nord-ouest, immédiatement à l'Ouest de Moisdon-la-Rivière, et intéressant ainsi pour une faible surface la partie centro-occidentale de la présente carte. Ce document figurait en effet, au cœur d'un petit anticlinal allongé Est-Ouest, des schistes « précambriens », notés « x », mais considérés comme appartenant déjà au « Groupe paléozoïque ». Ce premier ensemble était ceinturé, en concordance apparente, par une étroite bande de « schistes et grès pourprés cambriens » (S<sub>1</sub>), suivie par une autre, rapportée au Grès armoricain (S<sup>1</sup>). Cette interprétation cartographique, où l'on reconnaîtra la série « anté-llandeilienne » classique du Sud de Rennes, ne devait pas être retenue par C. Barrois pour le secteur immédiatement contigu de la feuille Saint-Nazaire à 1/80 000 (1<sup>re</sup> éd., 1897,

coin nord-est). Cette carte ne montre plus, en effet, dans le prolongement occidental de la structure en question, qu'une plage uniforme, rapportée au complexe détritique et azoïque des Schistes et arkoses de Bains, créé plus à l'Ouest quelques années auparavant par ce même auteur (Barrois, *in* Barrois et Bochet, 1889). En affectant à cet ensemble la double notation « x-S<sup>1</sup> », C. Barrois voulait évoquer une « série compréhensive » dont la base, et par conséquent la puissance, étaient (et demeurent) inconnues, mais qui engloberait vers le bas un équivalent approximatif du Briovérien (« x »), pour atteindre à son sommet « l'étage du Grès armoricain » (Ordovicien inférieur : « S<sup>1</sup> »). Cette interprétation stratigraphique devait être adoptée par les éditions successives des feuilles Vannes, Redon, Saint-Nazaire, Ancenis et Angers à 1/80 000, ainsi que par les premières éditions des feuilles Chalonnes-sur-Loire, Angers, Ancenis, Malestroit et Redon à 1/50 000.

Contrairement aux apparences, la notation « k-02 » (« Cambrien à Arenigien ») retenue ici, n'implique pas de notre part l'abandon définitif de l'hypothèse selon laquelle des sédiments à faciès briovérien pourraient être présents vers la base du complexe, et l'on ajoutera qu'aucun argument ne permet par ailleurs d'affirmer que le « Cambro-Tremadocien » s'y trouve effectivement représenté. De même, en plaçant dans l'Arenig, comme le voulait la tradition, la limite supérieure de cet ensemble, nous nous bornons à constater son antériorité par rapport aux « Schistes du Grand-Auverné » (Llanvirn-Wenlock) qui le surmontent partout en parfaite continuité. Il reste que nous nous refusons à admettre, comme cela a été fait jusqu'à présent, que les assises plus gréseuses et mieux stratifiées qui sont habituellement reconnaissables au toit du complexe puissent être purement et simplement assimilées à la « Formation du Grès armoricain », et cela bien que de très rares « bilobites », dépourvus selon nous de signification biostratigraphique précise, aient été observés plus à l'Est dans ce contexte (Péneau, 1929, 1946). On remarquera incidemment que les seuls « fossiles » qui aient été cités dans la partie du territoire de la présente carte qui se trouve occupée par les Schistes et arkoses de Bains proviendraient de ce même niveau : il s'agit des « traces de Scolithes et de *Vexillum* » que L. Bureau (1900) signalait au Moulin de Mont-Baron (4 km Nord-Ouest de Moisdon-la-Rivière).

Plus résistantes à l'érosion, ces assises gréseuses terminales soulignent dans la morphologie le contact avec la masse principale des Schistes du Grand-Auverné, facilitant ainsi beaucoup l'interprétation structurale pour ce segment de l'unité anticlinoriale Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. L'important développement des Schistes et arkoses de Bains dans la partie centro-occidentale de la carte correspond à la terminaison orientale d'une longue unité structurale WNW-ESE, l'anticlinal Massérac—Treffieux—Issé. Il s'en détache vers l'ESE une étroite digitation anticlinale longue d'environ 18 km, qui se termine périclinalement aux abords immédiats de Freigné (anticlinal de Freigné). Un peu plus au Nord, au-delà du petit synclinal de Saint-Sulpice-des-Landes, occupé par des Schistes du Grand-Auverné, les Schistes et arkoses de Bains réapparaissent au cœur de l'anticlinal du Vieux-Bourg. Ce dernier, qui avait été interprété comme un synclinal « gothlandien » par la feuille Ancenis (1890), et dont le flanc nord est tronqué par la lèvre méridionale de l'accident directionnel Malestroit-Angers, s'étend vers l'ESE, parallèlement aux structures précédentes, sur une vingtaine de kilomètres, jus-

qu'aux abords de Vritz et de Candé (feuille Segré, inédit) ; à l'WNW, les grès du Tertre (2,5 km Sud-Est du Petit-Auverné) représenteraient sa terminaison périclinale.

De très mauvaises conditions d'affleurement, se traduisant par des zones déprimées, encombrées d'altérites et de dépôts pliocènes, ne nous permettent pas de présenter un aperçu très détaillé de la constitution lithologique du complexe. Autant que l'on en puisse juger, les faciès ne diffèrent d'ailleurs par rien d'essentiel de ceux que l'on connaît tout au long de l'unité anticlinoriale, depuis les Landes de Lanvaux jusqu'aux Ponts-de-Cé.

La puissance de la **zone gréseuse sommitale** dont il a déjà été question, et dont le toit marque conventionnellement la limite supérieure des Schistes et arkoses de Bains, n'excède guère une vingtaine de mètres. Il s'agit d'ailleurs plutôt d'alternances schisto-gréseuses, où les faciès arénacés, très variés et de toutes granulométries, jouent néanmoins le rôle principal. Parmi ces faciès, on mentionnera d'abord, comme étant peut-être les mieux développés, des grès fins de teinte claire, grisâtres ou rosés, localement hématitiques, passant même à de véritables minerais de fer, et se présentant en bancs centimétriques ; la roche se débite en minces plaquettes psammitiques, dont l'aspect « xylloïde » reflète une forte linéation d'étirement. C'est évidemment ce faciès qui a été confondu, ici comme ailleurs, avec le « Grès armoricain ». D'autres grès, plus grossiers, généralement blanchâtres, sont formés de quartz limpides, sub-sphériques ou ellipsoïdaux par étirement ; ils peuvent être purement siliceux, ou montrer au contraire une trame matricielle sérécito-kaolinique peu abondante ; ils passent localement à des microconglomérats à gros quartz millimétriques étirés, emballés dans une matrice sérécito-kaolinique d'un blanc souvent verdâtre, au sein de laquelle des zones plus mates pourraient bien correspondre à d'anciens feldspaths détritiques.

Ce dernier faciès, où l'on peut voir raisonnablement d'anciennes arkoses quartzeuses intensément déformées, est aussi celui que l'on considère en général comme le plus caractéristique des Schistes et « arkoses » de Bains. Nullement exceptionnelles, comme on vient de le voir, dans des assises gréseuses sommitales, de telles intercalations, à la fois minces et discontinues, sont toutefois plus fréquentes au cœur de la série. On les observe alors, le plus souvent sous forme de débris épars dans les champs, au sein d'un puissant **complexe grésopélimitique** qui n'est lui-même généralement accessible qu'à la faveur de fossés suffisamment profonds. Il s'agit tantôt de pélites gréseuses beiges ou verdâtres, se débitant en très minces plaquettes psammitiques, tantôt, et plus souvent, de pélites argileuses tendres, d'aspect luisant et à toucher savonneux où l'on peut s'attendre à observer toutes les teintes d'altération, depuis l'ocre-jaune jusqu'au rouge-sanguine, en passant par l'orangé et le violacé. Toutes ces roches ont un débit en petites baguettes prismatiques ou en fines esquilles aciculaires qui témoigne d'une intense tectonisation.

Quant aux bandes de **schistes sub-ardoisiers** (k-02A) qui ont été figurées à l'Ouest du Grand-Auverné, et dont la plus remarquable est celle qui s'allonge d'Ouest en Est depuis l'ancien étang de Beaumont jusqu'à la Barre,

aucun argument stratigraphique ou structural n'ayant permis de les interpréter comme des replis synclinaux des Schistes du Grand-Auverné, nous les rattachons hypothétiquement aux Schistes et arkoses de Bains.

Des **filons de quartz hydrothermaux** (Q), souvent cristallisés en rosettes, déterminent des alignements directionnels au sein de l'anticlinal de Freigné. Ils témoignent d'une silicification postérieure à la structuration de l'unité Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé.

Les Schistes et arkoses de Bains constituent en définitive une formation bien caractérisée sous l'angle litho-stratigraphique, et strictement liée par ailleurs à l'Unité Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. C'est donc à tort que la seconde édition de la carte à 1/80 000 (1967), leur attribuait des surfaces relativement importantes au cœur de ce que l'on appelait encore le « synclinal » de Saint-Julien-de-Vouvantes et en particulier, pour ce qui est du territoire de la présente carte, à l'intérieur d'un triangle « le Petit-Auverné—la Chapelle-Glain—Saint-Julien-de-Vouvantes », où rien n'évoque en réalité la présence de cet ensemble.

L'origine d'une telle interprétation, aussi contestable que lourde de conséquences, peut être recherchée dans l'hypothèse invoquée par J. Péneau (1929, 1946) en vue de préciser l'environnement stratigraphique et structural, particulièrement obscur, des gisements fossilifères d'âge arenigien de la Pile et de la Boserie (*supra*). Cet auteur interprétait les gisements en question (situés pourtant sans équivoque à l'intérieur de notre « bassin » de Saint-Julien-de-Vouvantes) comme appartenant déjà au flanc méridional d'un « synclinal » du même nom ; plus précisément, ils auraient participé, selon lui, à d'hypothétiques replis anticlinaux affectant les affleurements septentrionaux de ce flanc sud. Les dépôts qui auraient ainsi été ramenés au jour étaient censés représenter, sous un litho-faciès et un bio-faciès différents, l'équivalent latéral des assises gréseuses qui, plus au Sud (au-delà de la lèvre méridionale de l'accident Malestroit—Angers) forment effectivement le toit des dômes anticlinaux de Schistes et arkoses de Bains, les dites assises étant assimilées à l'époque, sous le nom de « Grès à *Cruziana* », au Grès armoricain. Et c'est ainsi qu'a fini par s'accréditer de manière tout à fait abusive, dans la littérature régionale (notice de Chalennes-sur-Loire, par exemple), l'opinion selon laquelle les gisements pour le moins atypiques de la Pile et de la Boserie permettraient, par le biais de leur didymograptidés arenigiens, de dater de proche en proche non seulement (vers le Sud) le sommet des Schistes et arkoses de Bains, mais aussi (vers le Nord) le Grès armoricain lui-même.

03-S2. **Schistes du Grand-Auverné (Schistes d'Angers *sensu lato*) (Llanvirnien ? - Wenlockien)**. Les raisons qui ont conduit l'un de nous (M.D., 1986) à proposer cette appellation, justifiée par la grande extension de la formation considérée sur le territoire de la localité éponyme, ont été exposées plus haut (voir : « Schistes d'Angers »). On ajoutera que la découverte de graptolithes siluriens dans le faciès « Ampélites du Houx », en fait inséparable de la masse des Schistes du Grand-Auverné, est venue modifier plus récemment les données biostratigraphiques du problème (Cavet *et al.*, 1986). Dans l'état actuel des connaissances, cet ensemble, immédiatement

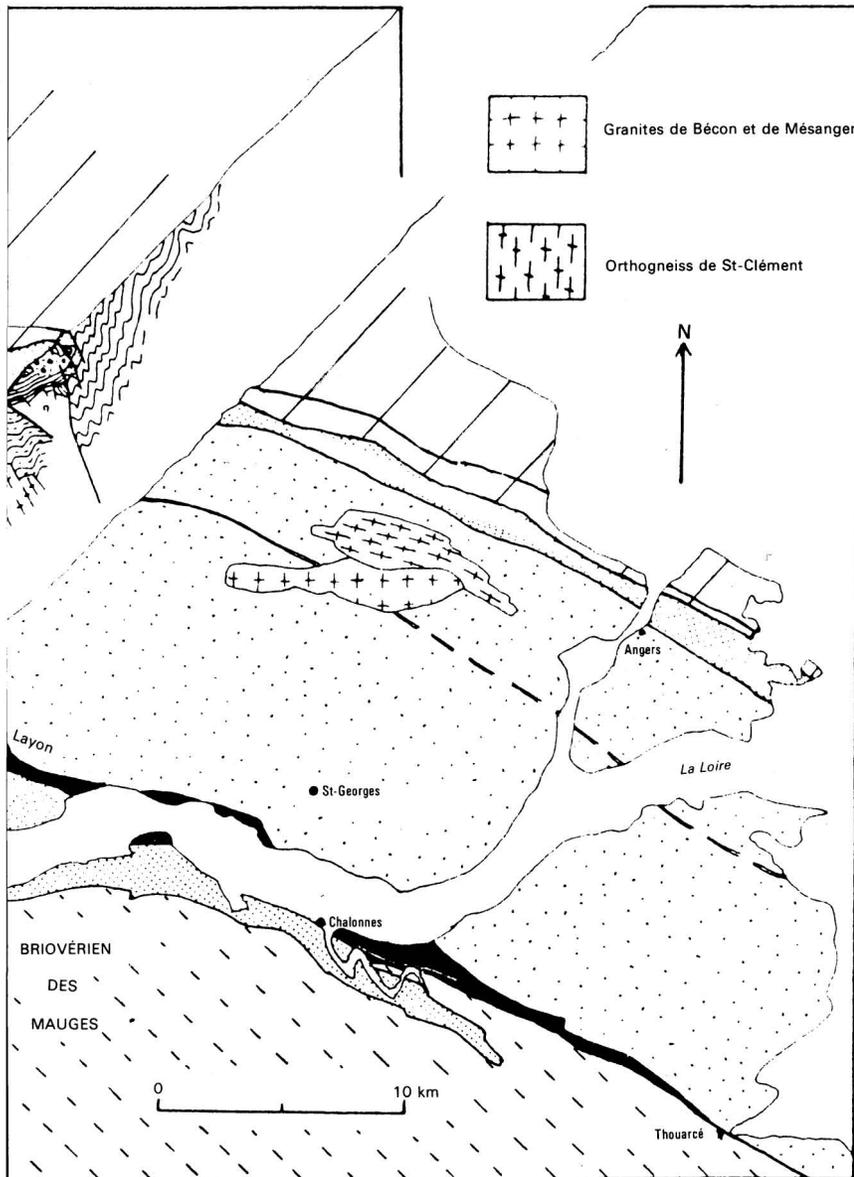
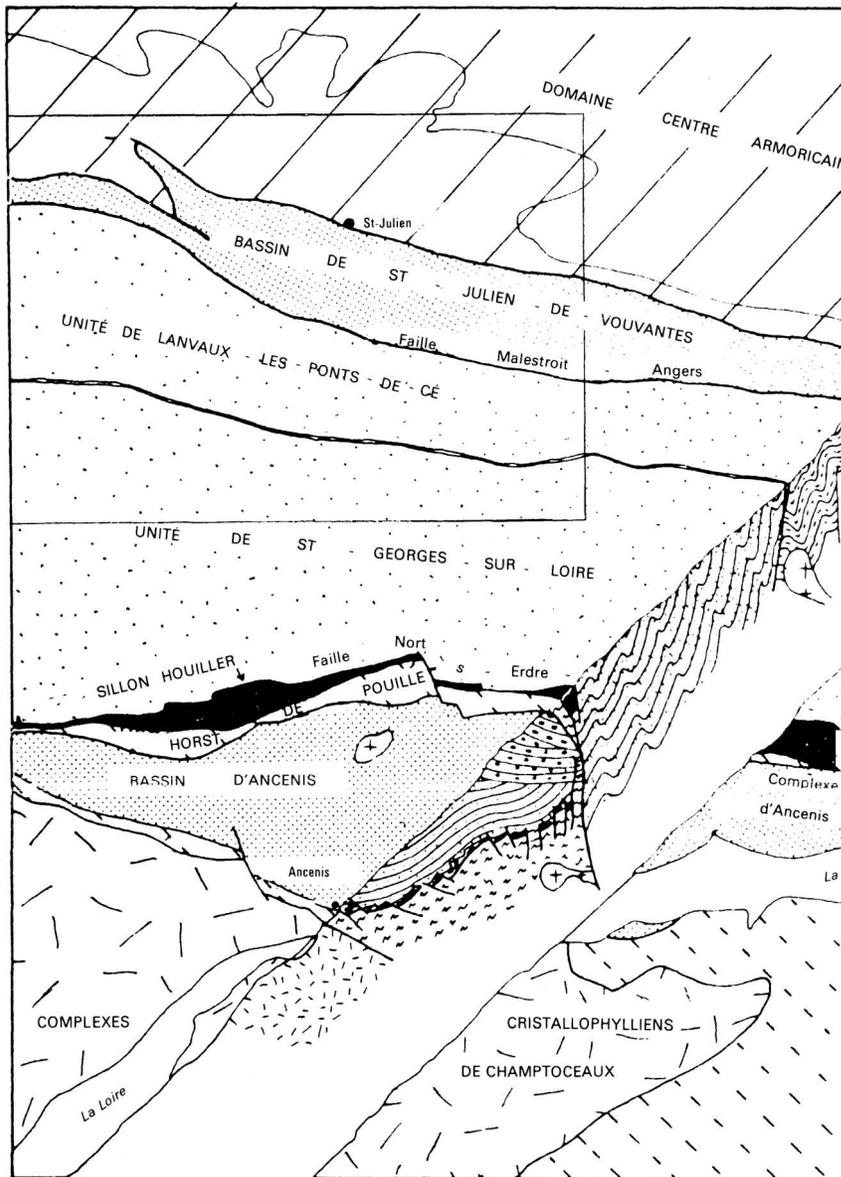


Fig. 1 - Traits essentiels de la structure de la région étudiée

superposé aux Schistes et arkoses de Bains, nous apparaît comme une série compréhensive où de très rares gisements fossilifères indiquent la présence du « Llanvirn—Llandeilo », mais qui atteint, au moins, la limite « Llandovery — Wenlock ».

Ainsi définis, les Schistes du Grand-Auverné, dont les conditions d'affleurement sont habituellement favorables, présentent ici une extension comparable à celle des Schistes et arkoses de Bains. Plus à l'Ouest, ils se réduisent aux deux étroites bandes qui soulignent symétriquement les flancs de l'anticlinal Massérac—Treffieux—Issé. A l'Est, en revanche, entre le méridien de Freigné et celui du Louroux-Béconnais (feuille Segré), la proportion s'inverse : les Schistes et arkoses de Bains ne forment plus, au sein des Schistes du Grand-Auverné, largement étalés, que de petits dômes brachyanticlinaux (comme c'est ici déjà le cas au Sud-Est de Bonnefaye, en limite tout à fait orientale de la carte) ou bien de longues bandes gréseuses, d'allure anticlinale mais étirées tectoniquement (entre le Nord de Candé et le Sud de la Pouëze : feuille Segré, inédite).

### ● **Faciès ardoisiers**

Les Schistes du Grand-Auverné constituent en première approche une série fort monotone dont la puissance, assurément importante (plusieurs centaines de mètres ?), ne peut être chiffrée avec précision, faute de repères permettant la reconstitution de replis secondaires. Il s'agit, pour l'essentiel, de siltstones phylliteux très riches en quartz et contenant aussi de la muscovite et de la chlorite ainsi que, comme l'ont montré ici-même F. Boudier et A. Nicolas (1968), du chloritoïde.

Le cisaillement ductile qui a affecté globalement l'unité Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé (Bouchez et Blaise, 1976 ; Diot, Bouchez et Blaise, 1983) a développé ici une schistosité ardoisière orientée N 100° à N 110° ; le plus souvent verticale, celle-ci oblitère très généralement la stratification originale, et l'on soulignera qu'elle est, par ailleurs, beaucoup mieux marquée que ce n'est le cas dans les « Schistes d'Angers ». Cette formation a d'ailleurs été exploitée de tout temps pour ses qualités ardoisières. Les centres les plus célèbres, et aussi les plus fossilifères, sont ceux de Trélazé (feuille Angers, 1976) et de la Pouëze (feuille Segré), toujours en activité. Sur le territoire de la présente carte, on citera le centre ardoisier du Grand-Auverné, dont les vestiges sont encore bien reconnaissables aux abords orientaux de l'agglomération ; viennent ensuite, dans la digitation synclinale de Saint-Sulpice-des-Landes, l'ancienne ardoisière de la Clairairie ainsi que, plus à l'Est, de petites exploitations abandonnées dont les déblais sont encore visibles en lisière orientale de la carte, de part et d'autre de la route qui mène de Rochementru à Vritz ; on citera enfin l'ancienne carrière d'ardoise des Esnaudais (1,3 km Sud-Est du Pin), dans l'étroite bande tectonisée qui souligne de manière discontinue le flanc nord de l'anticlinal du Vieux-Bourg (« bande du Pin »).

J. Péneau (1929, 1934) croyait pouvoir distinguer dans cet ensemble des schistes fibreux « inférieurs » et des schistes ardoisiers « supérieurs ». Il ne semble pas, toutefois, qu'une valeur stratigraphique quelconque puisse être

attribuée à une telle distinction, assurément susceptible d'être faite en de nombreux points mais reposant alors sur des critères purement tectoniques.

Si l'on met à part le faciès « Ampélites du Houx » (*cf. infra*), les intercalations ou passées non schisteuses reconnaissables dans ce complexe sont trop minces et discontinues, ou trop diffuses, pour qu'il ait été possible de les représenter. On a toutefois figuré en quelques points, ne serait-ce que dans le coin sud-est de la carte, à l'Est de Freigné, de minces bancs de grès-quartzites (1) peu caractéristiques. D'autres passées arénacées, très fugaces et connues le plus souvent, à l'état de débris, ne sont pas sans rappeler certains faciès des « Schistes et arkoses de Bains » sous-jacents, et pourraient être considérées comme plus particulièrement caractéristiques de la base des Schistes du Grand-Auverné. Ce serait le cas pour des grès-quartzites passant d'un gris clair à un vert plus ou moins sombre, tantôt à très fines lamines, tantôt au contraire très compacts et dont la cassure présente alors un éclat lustré à résineux. On observe également dans ce contexte des grès généralement grossiers, à quartz limpides arrondis et à matrice ferrugineuse, prenant par altération des teintes ocreuses et un aspect vacuolaire. Des grès identiques se présentent aussi en lentilles centimétriques fusiformes au sein des schistes ardoisiers ; à la limite, on n'observe plus que de gros grains de quartz hyalin, dispersés de manière plus ou moins lâche dans un fond schisteux grisâtre. Les différents faciès dont il vient d'être question peuvent être observés, entre autres points : à l'Ouest de Freigné ; au Val (1 km Sud-Ouest du Grand-Auverné) ; à la Haute-Charpenterie (1,8 km Nord-Ouest de Moisdon-la-Rivière) ; à la Botte (1,3 km Sud-Est de Moisdon-la-Rivière) ; dans les champs, à 1,3 km Ouest de l'étang de la Boulière (entre le Petit-Auverné et le Pin).

Deux gisements fossilifères avaient été signalés en 1890 par la carte à 1/80 000 dans la zone d'affleurement des Schistes du Grand-Auverné qui intéresse le territoire de la présente carte : l'un à 0,7 km ESE du Grand-Auverné ; l'autre, dans la « bande du Pin », à 1 km ESE de la limite orientale du territoire en question ; mais aucune autre allusion n'y aurait été faite dans la littérature. L. Bureau (1900), dans son inventaire détaillé des fossiles connus dans ce qu'il appelait les « Schistes ardoisiers inférieurs », (auxquels il rapportait, globalement, nos « Schistes d'Angers » et nos « Schistes du Grand-Auverné »), n'a d'ailleurs fait état d'aucun gisement fossilifère pour l'ensemble du territoire de la carte de Saint-Mars-la-Jaille. On soulignera incidemment à ce propos un fait attesté par tous les auteurs, sans exceptions : dans ce contexte ardoisier, les fossiles ne proviennent jamais de nodules et sont généralement très déformés par la schistosité. Les précisions qu'ont apportées récemment J.L. Henry (1980) et J. Pillet (1981, 1982) relativement aux belles faunes trilobitiques fournies jadis par les ardoises de Trélazé, et surtout, semble-t-il, par celles de la Pouëze, autorisent à attribuer ces assemblages au « Llanvirn—Llandeilo » (J.L. Henry), voire au seul Llandeilo (J. Pillet). Si l'on s'en tient aux espèces récemment décrites et figurées par ces deux spécialistes, on peut citer : *Pseudosphaerexochus (Pateraspis) andegavus*, *Eodalmanitina macrophtalma*, *Zeliskella (Zeliskella) lapeyrei*, *Placoparia (Coplacoparia) tournemini*, *Neseuretus (Neseuretus) tristani*, *Salterocoryphe salteri* et *Prionocheilus mendax*.

● **Faciès ampélitiques (*Ampélites du Houx*)** (Am).

La première édition de la carte Ancenis à 1/80 000 (1890) attribuait sans arguments paléontologiques au « Gothlandien » une bande ampélitique très étroite et parfaitement régulière. Individualisée dès la limite occidentale de la dite carte, la bande en question traversait d'Ouest en Est, sur 4 km, le territoire couvert par la partie extrême-orientale de la carte Nozay à 1/50 000 (inédite), en passant par le hameau du Houx (4,8 km Nord-Ouest de la Meilleraye). Elle recoupait ensuite sur une vingtaine de kilomètres la présente carte, qu'elle traversait de l'WNW à l'ESE jusqu'aux abords occidentaux de Freigné.

Des levés détaillés entrepris récemment par l'un de nous (P.C.) d'abord sur la carte de Saint-Mars-la-Jaille, puis sur les cartes voisines de Segré et de Chalonnes-sur-Loire (coin nord-est), devaient montrer que ces « Ampélites du Houx » (Bureau, 1900) ne constituent en fait qu'un faciès, irrégulièrement développé au sein des affleurements les plus méridionaux des Schistes du Grand-Auverné, soulignant ainsi très précisément la retombée de l'unité Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. Ce faciès éminemment caractéristique confère une réelle individualité cartographique à une longue « traînée graphiteuse », identifiable en tant que telle sur le terrain, en dépit de discontinuités mineures, depuis l'Ouest du Houx jusqu'à l'Est de Bécon-les-Granites, c'est-à-dire sur environ 60 km (Cavet, Dubreuil, Blaise et Willefert, 1986). La découverte dans ce contexte, à 4 km Ouest du Louroux-Béconnais (feuille Segré), de *Pristiograptus largus*, *Monograptus priodon* et d'autres graptolithes, tout en confirmant l'âge silurien que laissait déjà pressentir le faciès, permet de rapporter plus précisément ces passées fossilifères à la limite « Llandovery-Wenlock.

Le faciès à la fois le plus caractéristique et le plus fréquent est assurément celui d'ampélites franches tachant abondamment les doigts, à cassure terreuse et pulvérulente. La roche peut être suffisamment riche en graphite pour avoir fait jadis (au Houx-même) l'objet d'une exploitation éphémère pour la « falsification du noir animal » (Bureau, 1900). On connaît cependant tous les termes de passage à des schistes ardoisiers de type banal. Il existe également dans ce contexte graphiteux de minces intercalations de phanites noirs, se débitant en très fines plaquettes veinulées de quartz blanc, et paraissant azoïques. Des concrétions siliceuses grisâtres, à cassure conchoïdale, dont les dimensions varient de celle d'un poing à celles des deux poings réunis, et qui semblent identiques aux « sphéroïdes » siluriens des régions centre-armoricaines, avaient déjà été signalées ici, par la seconde édition (1967) de la carte à 1/80 000, à quelques centaines de mètres à l'Ouest de la Bourgeonnais-des-Landes (3,5 km de Freigné), où l'on peut encore en récolter, épars dans les champs, après les labours. Ces « nodules » bien particuliers montrent souvent des cavités régulièrement coniques qui pourraient correspondre à des coquilles disparues d'« orthocères ». G. Lucas (1959) a même signalé ici des coquilles de « cardioles ».

En raison de leur faible résistance à l'érosion, les passées ampélitiques déterminent habituellement des zones déprimées et humides, voire marécageuses, où la nature du sous-sol n'est révélée que par des teintes d'un noir plus ou moins intense. La pigmentation charbonneuse peut d'ailleurs mon-

ter assez haut par diffusion dans les altérites superficielles, voire dans les sables pliocènes, constituant ainsi un précieux repère pour le report cartographique de la zone graphiteuse. Quoi qu'il en soit, l'observation directe n'est possible ici qu'en quelques points, parmi lesquels on peut citer : le chemin creux au Nord de la Joue (3,5 km Nord-Ouest de la Meilleraye) ; le chemin partant de la Cour (3,5 km Nord-Est de la Meilleraye) et se dirigeant vers le Nord ; le chemin reliant la Fosse-Morin à la Sablonnière (2,5 km Sud du Grand-Auverné) ; le hameau de la Bourgeonnais-des-Landes (3,5 km Nord-Ouest de Freigné). D'un « affleurement » à l'autre, il s'avère que l'on a bien affaire à de simples passées, capricieusement développées dans les schistes ardoisiers. Entre la Bourgeonnais-des-Landes et la Planche (Ouest de Freigné), de longs filons directionnels de quartz hydrothermal (Q), injectés dans cet ensemble, nettement verticalisés, sont à rapporter au même épisode tardif de silicification que celui qui a été évoqué plus haut à propos des Schistes et arkoses de Bains.

### **Unité de Saint-Georges-sur-Loire**

#### **Complexe de Saint-Georges-sur-Loire (Ashgillien ? à Dévonien inférieur)**

L'unité de Saint-Georges-sur-Loire, qui atteint une largeur totale de 15 km au méridien de la Meilleraye, est surtout développée sur la feuille d'Ancenis à 1/50 000 (1978), n'étant représentée ici que par ses affleurements septentrionaux. En dépit du développement considérable des sables pliocènes et des altérites tout au long du contact présumé avec l'unité Lantoux—Les-Ponts-de-Cé, des observations nouvelles, poursuivies plus à l'Est (Cavet *et al.*, 1986), autorisent à placer la limite commune à ces deux unités immédiatement au Sud de l'affleurement de schistes ardoisiers à passées ampélitiques dont il a été question précédemment. Franchie cette limite, que nous tenons pour tectonique (« Faille de Freigné »), et le long de laquelle l'unité méridionale paraît chevaucher celle du Nord, on pénètre dans un domaine sédimentologique et structural tout à fait nouveau, où pendages et schistosités se font habituellement vers le Sud et pour lequel aucun argument paléontologique ne permet d'invoquer la présence de dépôts anté-caradociens.

#### 05-d2G. **Faciès gréseux**

##### ● « Grès du Nord », à *Calymenella cf. bayani*

Immédiatement au Sud du contact dont il vient d'être question, dans un contexte de schistes grisâtres et beiges inséparable de celui qui occupe toute l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, une zone gréseuse émerge des sables pliocènes et traverse la carte d'Ouest en Est. Au Nord de la Meilleraye, elle s'étale en un affleurement unique d'où se détachent vers l'Ouest deux digitations parallèles. La plus méridionale, celle de la Forêt de l'Arche, passe seule sur la carte voisine (Nozay) ; elle y détermine une ligne de crête ENE-WSW que l'on suit, par Abbaretz, jusqu'au Sud de Nozay. A l'Est du méridien de la Meilleraye, les mêmes roches arment les reliefs qui longent au Nord de la Forêt d'Ancenis. On retrouve ces grès dans la longue crête Est-

Ouest de la Forêt de Saint-Mars et aussi dans celle qui, un peu plus au Sud et parallèlement, joint la Bretonnière aux ruines du Moulin-Blanc. Plus à l'Est, les digitations parallèles du Bois de Coléan et de la Pugle, bien marquées dans la morphologie, se prolongent clairement, sur la carte de Segré (inédit), par le Sud de Candé et le Nord de la Cornuaille, jusqu'au Louroux-Béconais. Elles se rejoignent ensuite dans l'arête gréseuse WNW-ESE, qu'emprunte la D 963 entre cette dernière localité et Bécon-les-Granits, et que la carte de Chalennes (1970) rapportait à tort aux assises sommitales des Schistes et arkoses de Bains.

On peut voir la réapparition de cette dorsale gréseuse Abbaretz-Bécon, longue de 60 km, dans les Grès de Redon, à l'Ouest, et dans ceux de Brissac, à l'Est (Cavet *et al.*, 1986). Quoiqu'il en soit, elle n'a pour l'instant livré de fossiles qu'en deux gisements très voisins, découverts par L. Bureau (1900) sur le territoire de la présence carte, mais qui n'ont jamais pu être retrouvés. Les indications très précises fournies par cet auteur ont néanmoins permis de les figurer. Le premier point se trouvait « dans les champs situés sur la lisière nord de la Forêt d'Ancenis, à 200 m à l'Ouest de la route de Riaillé au Grand-Auverné » ; L. Bureau y citait : « *Calymenella bayani*, les plèvres d'un grand *Asaphus* ou *Ogygites*, des orthocères, *Bellerophon* et Pélécytopodes ». L'autre gisement, situé à 2 km Ouest du précédent, « dans les champs bordant au Nord le Grand-Bois de la Meilleraye, ou Bois d'Ahaut, à 200 m Ouest de la route vicinale de Joué au Grand-Auverné », a livré un exemplaire isolé de *Calymenella bayani*. Les autres points fossilifères figurés en 1890 dans ce contexte gréseux par la carte à 1/80 000 correspondent à des traces ou pistes dépourvues d'intérêt stratigraphique.

Les exemplaires qui furent attribués par L. Bureau à *Calymenella bayani* ont été conservés dans les collections du Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes et de l'Université Catholique d'Angers. Ils ont été revus récemment par J.L. Henry, qui nous écrivait à ce sujet : « il s'agit sans aucun doute de *Calymenella* (mais) je ne puis affirmer que ces exemplaires appartiennent à l'espèce *bayani*, car ils sont déformés et mal conservés ; (...) en tous cas la ressemblance est grande. Je pense qu'il faut parler de *Calymenella* cf. *bayani* (Tromelin et Lebesconte, 1875) » (...). « En ce qui concerne l'âge, je pense qu'il s'agit de l'Ordovicien supérieur (Caradoc ou Ashgill) ». Cette opinion, pleinement partagée par J. Pillet (communication verbale), justifie l'attitude de L. Bureau lorsqu'il rapportait le « Grès de la Forêt d'Ancenis » à l'Ordovicien supérieur.

Il convient en revanche de renoncer définitivement à l'interprétation structurale que proposait ce même auteur (1890, 1900) et qui devait être adoptée par J. Péneau (1929, 1934). Dans cette interprétation, et contrairement aux données de terrain, Grès à *Calymenella bayani* et Ampélites du Houx étaient rapportées à un même ensemble sédimentaire, d'âge « ordovicien supérieur et silurien », et l'on assignait à ce dernier une position axiale au cœur d'un prétendu « synclinal du Houx », orienté Est-Ouest, dont les flancs auraient été formés par des schistes sub-ardoisiers de même âge ordovicien moyen : au Nord les « Schistes d'Angers » (nos Schistes du Grand-Auverné, à passées ampélitiques) et, au Sud leur équivalent présumé, les « Schistes de la Meilleraye » : cf. *infra* : faciès ardoisiers).

Les *caractères lithologiques* de ces « grès septentrionaux » ne présentent rien de très remarquable. Ce sont surtout des grès de teinte claire, blancs ou grisâtres, parfois rosés, et généralement assez fins. C'est à cette catégorie qu'appartiennent les échantillons fossilifères, de teinte gris clair, qui sont conservés en collection. D'autres grès, plus grossiers, contiennent de gros quartz infra-millimétriques de forme ellipsoïdale et manifestement étirés, comme c'est aussi le cas, plus à l'Est, pour des grès appartenant au même contexte stratigraphique (Grès du Louroux—Béconnais) et affleurant, eux aussi, immédiatement au Sud de la « zone ductile Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé » (Bouchez et Blaise, 1976). Les faciès les plus fins s'enrichissent fréquemment en hématite. Ils présentent alors des marbrures irrégulièrement développées, d'un rouge vineux plus ou moins intense, qui se détachent sur le fond clair de la roche. Mais les oxydes de fer peuvent aussi imprégner de manière parfaitement homogène certains bancs centimétriques, et les transformer à la limite en de véritables minerais de fer. Inversement, des traces d'hématite conféreront à la roche altérée une patine d'un mauve très pâle. Enfin, certains dépôts arénacés, particulièrement bien lités, passent par recristallisation à des grès-quartzites ou à des quartzites, d'un gris plus ou moins sombre, ou bien verdâtres.

Ces faciès gréseux ne sont visibles, la plupart du temps, qu'en fragments, généralement abondants, à la surface du sol. C'est dire que les *affleurements* permettant l'observation directe et facilitant ainsi l'interprétation structurale, sont aussi rares que peu étendus : « hauts de côte » aménagés de la route de Châteaubriant, à 1,2 et 2,3 km au Nord de Saint-Mars-la-Jaille ; ancienne carrière du Bois de Coléan (2,3 km Sud-Est de Freigné) ; petite carrière récente du Plantis (2,4 km Nord-Est de Saint-Mars). A en juger par ces affleurements et par quelques autres, encore plus ponctuels, les différents types de grès décrits plus haut participeraient dans des proportions sensiblement égales à des alternances « schisto-gréseuses » au sein desquelles les dépôts argilo-pélimitiques (« schistes » gris ou beiges) pourront l'emporter localement sur les dépôts arénacés.

### ● *Grès du Sud*

Nous regrouperons arbitrairement ici certains faciès gréseux, aux limites souvent confuses, et n'ayant pu alors être distingués sur la carte, et que rien ne permet d'interpréter comme la réapparition par plis des « Grès du Nord ». A l'Est de Bonnœuvre (la Haute Poterie, la Gerbaudière, la Gicquelière), comme au Sud de Boursicaud (3 km SSE de la Meilleraye), ce sont des grès-quartzites clairs et en minces plaquettes. L'affleurement visible sur la rive gauche de l'Erdre entre Bonnœuvre et Riaillé, et qui s'étend plus au Sud sur la feuille Ancenis, montre l'alternance des mêmes faciès avec des grès légèrement argileux, en grosses plaquettes et dont la teinte varie d'un kaki plus ou moins verdâtre à un marron rougeâtre. Ce dernier faciès est bien représenté dans la bande schisto-gréseuse qui détermine un relief orienté Est-Ouest dans la partie méridionale de la Forêt de Vioreau.

Ph. **Phtanites Ilandoveriens à *Monograptus lobiferus***. La carte illustre bien, par son coin sud-ouest, la brusque apparition, pour qui vient du Nord, des phtanites du Silurien inférieur au sein de l'unité de Saint-Georges-sur-

Loire, sous la forme de minces intercalations discontinues, mais nettement alignées de l'WNW à l'ESE. Il s'agit là d'une formation bien caractéristique, réputée « ligérienne », dont la présence a déjà été signalée au sein du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes (*supra*) et que l'on retrouve, beaucoup plus au Sud, dans la terminaison orientale du bassin d'Ancenis (feuille Chalonnes, 1970). Les phthanites ne sont guère visibles en place, ici, que dans une petite carrière abandonnée située entre la Basse et la Haute-Tisonnière et qui montre, sur une épaisseur de quelques mètres, des bancs réguliers, de puissance centimétrique et plongeant faiblement vers le Sud-Ouest. Dans la littérature régionale, le terme de « phthanites » est réservé à des roches siliceuses d'origine non détritique, véritables « cherts » à texture très compacte et cassure esquilleuse ou conchoïdale, habituellement riches en pigments graphiteux, et dont la teinte passe d'un noir plus ou moins intense à un gris très clair. En lame mince la roche se présente comme une très fine mosaïque quartzreuse où l'on distingue encore, parfois, des « fantômes » de radiolaires. La macrofaune est essentiellement représentée par des monograptidés. Deux gisements fossilifères, indiqués par la carte à 1/80 000 (1<sup>re</sup> éd., 1890), auraient pu être reportés ici aux points suivants : au centre d'un triangle « les Ajaux—la Haute Tisonnière — l'Isle » ; à 300 m WNW du hameau de la Provostière. Ces deux gisements, auxquels il y a lieu de joindre celui du Haut-Rocher (2 km Sud-Ouest de Riaillé, feuille Ancenis, 1978), ont fourni en effet à L. Bureau de nombreux graptolithes siluriens dont la liste a été dressée par A. Philippot (1950) : *Monograptus sedgwicki*, *M. gemmatus*, *M. lobiferus*, *M. triangulatus*, *M. involutus*, *M. cf. spiralis* et *Petalograptus folium*.

05-d2. **Faciès schisteux.** Ici comme ailleurs, les faciès argilo-silteux, plus ou moins pélitiques, sont assurément ceux qui présentent le plus grand développement dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire. En raison, toutefois, de conditions d'affleurement particulièrement défavorables, il se trouve que les deux-tiers, au moins, de la surface qu'ils pourraient occuper échappent complètement à l'observation. Pour l'autre tiers, et sauf dans quelques secteurs privilégiés, comme par exemple la rive droite de l'Erdre à Bonnœuvre et plus en aval, on ne disposera guère que de débris de schistes ou de quartz filonien ramenés par les labours. Le faciès dominant est, comme toujours celui de schistes grisâtres à beiges, généralement fissiles et souvent luisants, riches en séricite et en chlorite, avec d'autres minéraux phylliteux et un peu de quartz. Des passées rouges ou violacées, voire vert amande, toujours capricieusement développées, seraient surtout fréquentes sur les deux rives du grand réservoir du Vioreau ; on les retrouve plus à l'Est, en plusieurs points, entre le Pont-de-la-Musse et le Sud de la Tisonnière. Par enrichissement de ces dépôts, typiquement argilo-silteux, en quartz détritique plus ou moins grossier, on passe à des « schistes gréseux » beiges et finalement à des grès argileux en plaquettes kaki ou vineuses, inséparables de ceux qui ont été signalés en lisière sud de la Forêt de Vioreau.

05-d2A. **Faciès ardoisiers.** Les passées de schistes « bleus » sub-ardoisiers qui ont pu être distinguées sur la carte doivent être interprétées comme des témoins de ce que l'on rapportait naguère aux « Schistes de la Meilleraye » (Ancenis à 1/80 000) et aux « Schistes des Essarts » (Chalonnes-sur-Loire, 1970 et « notice » Angers, 1976). Ces prétendues formations étaient alors interprétées comme constituant la réapparition des schistes ardoisiers de

l'« Ordovicien moyen » sur le flanc sud du « synclinal du Houx » (*supra*) et sur le même flanc d'un synclinal plus oriental (mais tout aussi hypothétique), le « synclinal du Louroux-Béconnais » (G. Lucas, 1959). Une voussure anticlinale, affectant ces schistes, même séparé le premier synclinal du « Bassin d'Ancenis » (Bureau, 1900 ; Péneau, 1929, 1934) et le second du « synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire » (Lucas, 1959). Mais nos levés ont montré qu'il s'agit bien de simples passées, capricieusement développées au sein des schistes grisâtres ou beiges qui font eux-mêmes régulièrement suite aux grès caradociens de la « dorsale Abbaretz-Bécon », tout cet ensemble appartenant déjà, on le sait, aux affleurements septentrionaux de l'« unité de Saint-Georges-sur-Loire ».

La carte donne une idée de l'extension minimale de ces passées ardoisières restées à ce jour azoïques. Elles sont particulièrement bien exposées aux environs de l'abbaye de Melleray, où elles ont été exploitées ; elles déterminent également toute une série de « chicots », orientés WNW-ESE, dans la forêt d'Ancenis, au Nord du château du même nom. On y remarque toujours une forte schistosité sub-verticale, et l'on peut penser que celle-ci les aurait rendues plus résistantes à l'érosion, leur conférant ainsi une certaine individualité cartographique. Mais on conviendra, en toute hypothèse, que la délimitation de passées plus « bleutées » et plus « ardoisières » au sein de schistes fissiles plus ou moins beiges ou grisâtres, et n'affleurant guère, constitue une entreprise aléatoire.

## FORMATIONS POST-HERCYNiennes

### Formations « tertiaires »

#### Éocène-Oligocène

*A.* **Altérites du Paléozoïque et cuirasses associées** e-g. Les altérites sont représentées sur la carte en teintes atténuées, dans les vastes secteurs où elles masquent le substratum dont elles dérivent. La nature de celui-ci, supposée par extrapolation, est indiquée par un exposant affecté à la notation *A*.

Les roches, particulièrement dans l'angle nord-ouest de la carte, sont profondément altérées. Il s'agit là d'un phénomène d'ampleur considérable qui a affecté tout le Massif armoricain et qui a déterminé la formation de profils latéritiques pouvant être accompagnés de cuirasses ferrugineuses et de cuirasses siliceuses (silcrètes) e-g. Cette altération intense, décrite par Milon (1932) sous le terme de « maladie tertiaire », a pu commencer avant le Céno-manien et se poursuivre jusqu'à l'Oligocène, sous des climats de type tropical chaud et humide. (Estéoule-Choux et Estéoule, 1974 ; Estéoule-Choux, 1983).

Les profils latéritiques, plus ou moins épais, se rencontrent sur les Schistes d'Angers (*s.l.*), les Schistes et arkoses de Bain, les grès du Caradoc. L'altération est irrégulière, le passage de la roche saine à la roche totalement transformée en argile sur plusieurs mètres de profondeur pouvant se faire

très brutalement. Les plus beaux profils encore visibles actuellement sont ceux de la carrière du Tertre Rouge et de la Croix-des-Landelles où l'argile kaolinique est exploitée.

Dans la carrière du Tertre Rouge, (2,5 km Nord-Est de Louisfert), les Schistes d'Angers sont transformés en une argile gris foncé sur environ 14 m d'épaisseur. Le schiste, incomplètement altéré, apparaît dans le fond de la carrière. Le schiste frais est composé de minéraux micacés de petite taille, de type muscovite, et de quartz très fin ; il renferme quelques nodules d'oxyde de fer. L'argile gris foncé a plus ou moins conservé l'allure feuilletée du schiste et, au cours de l'exploitation, il n'est pas rare de trouver, dans l'argile, des pygidiums de trilobites parfois plus ou moins pyritisés. Cette argile est constituée de kaolinite et d'une argile micacée. Dans sa partie sud-est, la carrière est entaillée par une poche de 5 m de profondeur et 20 m de largeur. Elle est remplie par une argile blanche (kaolinite associée à du mica et à de la pyrophyllite) contenant des fragments de minerai de fer, surmontée par une argile verte (illite ouverte associée à une faible quantité de kaolinite), sur laquelle repose un sable ocre argileux renfermant à sa base des passées d'argile très rouge (illite ouverte et faible quantité de kaolinite). Cette poche, dont la longueur n'est pas connue, correspond à un petit bassin sédimentaire d'âge inconnu.

Dans la carrière de la Croix-des-Landelles (2,8 km Nord-Ouest d'Erbray), les Schistes d'Angers présentent la même altération en une argile grise qui passe à sa partie supérieure à une argile marmorisée : ces argiles sont constituées de kaolinite associée à une argile micacée. Récemment, par suite de l'approfondissement de cette carrière, un microgranite porphyrique altérée a été mis à l'affleurement. La texture est conservée, mais il est transformé en une argile gris verdâtre dans laquelle les phénocristaux de feldspath, altérés également, forment de grandes plages blanches. La kaolinite est le minéral dominant accompagnée par une phyllite à 14 Å. Des silicifications, sous forme d'une dalle quartzique disloquée en blocs, couronnent le profil d'altération. Les faciès sont variés : certains blocs sont homogènes, ocres, lustrés, tandis que d'autres présentent une structure pseudonodulaire ou pseudobréchique. Par endroits, ils sont atteints par la ferruginisation qui se manifeste par l'épigénie du grès par les hydroxydes de fer, soit en zones diffuses, soit en zones irrégulières isolées au sein de la roche, délimitant ainsi des pseudogalets blanc-ocre, se détachant sur un fond rouge.

Dans le secteur de la Meilleraye, le minerai de fer tertiaire a été exploité dans la forêt de l'Arche, et de nombreux blocs épars jonchent le sol de tout l'angle nord-ouest de la carte. Ce minerai, constitué essentiellement de goëthite (l'hématite peut se rencontrer), se présente sous des aspects divers : massif, feuilleté, scoriacé et parfois sous forme de brèche à grains de quartz cimentés par de la goëthite et de l'hématite.

L'association, étroite et évidente sur la surface couverte par la feuille (comme dans tout le Massif armoricain), des altérations latéritiques, des sil-crètes (connus sous le nom de grès ladères) et des cuirasses ferrugineuses montre les relations qui existent entre les processus d'hydrolyse intense qui libèrent, entre autre, de la silice et du fer et l'immobilisation ultérieure de

ces éléments dans les profils ou dans les sédiments. Si une période de kaolinisation a pu être mise en évidence au moins avant le Cénomanién, le début de la formation des silcrètes et des cuirasses ferrugineuses peut, selon toute vraisemblance, se placer au Sparnacien supérieur—Cuisien, c'est-à-dire à l'Yprésien. Une nouvelle phase de silicification correspondrait à l'Éocène supérieur et se poursuivrait durant l'Oligocène et le Miocène, tandis que la latéritisation, si elle a pu persister jusqu'à l'Oligocène, n'a pas dépassé le Paléogène.

### **Miocène-Pliocène**

pF. **Faluns helvétiques ou redoniens.** Le vieux mot « falun » désigne des sables coquilliers calcaires servant à l'amendement des terres. Ils sont parfois agglomérés en grès calcaires lacunaires, les grisons. Deux faluns d'âges différents sont représentés en Haute-Bretagne : les faluns « helvétiques », plus anciens, sont attribués au Miocène et les faluns « redoniens » au Pliocène.

La distinction entre les deux ensembles sur le terrain est le plus souvent impossible. Très théoriquement l'Helvétien présente le faciès savignéen, surabondant en bryozoaires, avec décalcification des coquilles aragonitiques, tandis que le Redonien, plus sableux et peu riche en bryozoaires, conserve habituellement les coquilles de gastéropodes. En fait, dans l'état actuel, où aucune exploitation n'est en cours sur la feuille, le falun ne s'aperçoit guère que sur les flancs inabornables d'excavations pleines d'eau, ou ramené par la charrue du fond des sillons. Ce n'est plus alors qu'une pâte ocre où rien n'est reconnaissable, parsemée de quelques blocs indurés qui ne stimulent pas les paléontologistes. Dans ces conditions, on conçoit que certains sites faluniens de la carte, tenus pour helvétiques, soient en réalité de datation incertaine.

#### ● **Faluns « helvétiques » (Miocène)**

Un véritable petit bassin falunien se situe au Nord-Est de la carte, intéressant pour partie la commune de Saint-Michel, pour partie celle de Noëllet. Ovalaire, avec plus de 3 km de longueur pour 2 km, au plus, de large, il s'allonge dans la vallée de la Verzée. Sur cette surface, une vingtaine d'exploitations abandonnées, envahies par les eaux et la végétation, correspondent à l'extraction du calcaire. Outre son emploi comme amendement, ce falun servait à la fabrication de la chaux après un modelage en briquettes, selon un procédé inventé par Millet de la Turtaudière et expérimenté pour la première fois à Noëllet en 1825.

Deux fours à chaux subsistent, l'un à la Mâne en Saint-Michel, l'autre à Prévault en Noëllet. La tranchée d'un gazoduc a traversé le bassin selon son grand axe. Elle a montré que le falun ne constituait pas un vaste revêtement unique, mais une série d'îlots calcaires réduits, noyés dans des graviers argileux et des argiles, avec des passages progressifs d'un îlot à l'autre, ou au contraire des coupures brusques, comme en réaliseraient des chenaux. Quelques pointements de schistes briovériens accidentent le fond de la dépression. Un conglomérat de base, où les plaquettes schisteuses sont

encroûtées d'algues calcaires, a été rencontré en plusieurs points du gazoduc, et aussi au Sud près de la Petite Motte où, dans une tranchée, on voit la molasse calcaire s'arrêter contre une paroi de schiste verticale. Les faluns, dont la surface principale se tient aux alentours de 42-43 m d'altitude, ne doivent pas avoir une puissance de plus de 3 m, à en juger par la profondeur des excavations. Sur les flancs de la dépression ils montent toutefois à 48 m, tant au Nord : la Forêt, qu'au Sud-Est : La Bretonnaie. Ces faluns présentent par points l'aspect savignéen, avec abondance de pectinidés, bryozoaires et térébratules (par exemple au bord nord de la route à l'Ouest de Prévault, près de la limite communale). Canalisés au Nord et au Sud par les pentes briovériennes, ils passent aux deux extrémités du bassin sous les sables rouges. Par endroits ils sont, nous le verrons plus loin, recouverts de faluns redoniens.

Le gisement d'Erbray, situé au Sud de ce bourg, apparaît très isolé dans le quart nord-ouest de la feuille. Quelques dépressions inondées, envahies d'aulnes, signalent la présence du falun de part et d'autre de la route. Au Sud des maisons du Marais subsiste un bref front de taille.

A 2 km au Nord-Ouest de Saint-Julien-de-Vouvantes, aux Mortiers, le creusement récent d'une douve et de silos nous a permis de trouver un gisement nouveau. L'aspect est tout à fait le même que celui montré à Noëllet par le gazoduc : des alternances répétées de paquets de falun altéré, de marnes et de graviers argileux ; on est loin des belles régularités sédimentaires de la région éponyme : Savigné-de-Touraine.

En bordure est de la feuille, le gisement de la Cour des Aulnays occupe le fond d'une dépression. Le falun, qui paraît très induré, se voit dans une vaste douve, les fossés du château et une mare. Nous avons pu étendre son développement jusqu'à l'Est du Bois Gauthier.

On peut s'interroger sur l'âge de deux gisements nouveaux au Sud de Saint-Sulpice-des-Landes. Le premier, près du bourg, au Nord de la Dennerrière, correspond à un sondage pour captage d'eau qui, sous 1,5 m de terre tourbeuse, a traversé 8 m de falun avant de toucher le socle. A 1 500 m au Sud-Est de ce point, le creusement d'un vaste étang mis en eau avant notre passage a fait découvrir des faluns mélangés, ici comme ailleurs, à des paquets argileux ou graveleux. Le propriétaire n'a récolté que les fossiles les plus volumineux : de belles *Voluta* et de gros *Murex*.

Plus à l'Est, dans la même dépression, celle d'un petit affluent de l'Erdre, Couffon (après Millet) a signalé le gisement de la Bourgeonnais-des-Bouillons ; on n'y voit plus qu'un trou d'eau.

Millet (1854) faisait allusion à un autre gisement sur la commune du Pin. Il est possible qu'il s'agisse du village du Bouillon, où nous avons récolté des morceaux indurés au bord d'une fosse inondée.

A Noëllet, d'après A. Lauriat-Rage (inédit), on ne connaît que quelques espèces d'ostréidés et de pectinidés, ces dernières, à l'exception de *Chlamys (C.) pusio* (à vaste répartition stratigraphique), n'étant plus représentées

dans les dépôts redoniens. Pour ce qui est des échinides, J. Roman nous rappelle que ce même gisement a livré, d'après Correau (1933) : *Arbacina monilis*, (*Echinus*), *Psammechinus bouryi*, *Paracentrotus delaunayi*, (*Toxopneustes*), *Echinocyamus lebescontei*, *Echinolampas soyei*, *Spatangus* (*Phymapatus*) *britannus*. Cette faunule, remarquable, selon J. Roman (inédit), par l'abondance relative des oursins réguliers, montre un caractère subtropical (présence du genre *Echinolampas*) ; la profondeur devait être inférieure à - 50 m.

#### ● Faluns « redoniens » (Pliocène)

Des faluns sableux, dont l'âge redonien est nettement établi par de très belles faunes de mollusques, se rencontrent, dans le bassin de Saint-Michel—Noëllet, à la Mâne et à Prévault. A la Mâne, un dernier lambeau subsistait sous le four à chaux. Il n'est plus visible actuellement. Le falun y reposait sur le Briovérien. A la Croix de Prévault, O. Couffon a signalé la superposition du Redonien aux faluns helvétiques et son passage sous la grande route. En 1965, à l'occasion du colloque sur le Néogène nordique, nous avons pratiqué, à grand peine, un rafraîchissement de la coupe et avons effectivement constaté que le Redonien recouvrait l'Helvétien par l'intermédiaire d'une sorte de hard ground jonché d'os de siréniens roulés. Ce point se situe au Nord de la route, en contrebas de celle-ci, 40 m au Sud-Ouest de la croix cassée (coordonnées Lambert : 341 890, 304 550).

— Les bivalves, étudiés par A. Lauriat-Rage (inédit), sont représentés, à Noëllet (Calcaire de Provost), par 29 espèces, dont la moitié sont communes avec le Miocène. *Megacardita striatissima* donne un âge pliocène. Parmi les autres taxons typiquement pliocènes on citera : *Astarte* (*A.*) *omalii scalaris*, (*A.*) *sulcata redonensis*, (*A.*) *excurrens lardeuxi*. A St-Michel-et-Chanveaux, où 63 espèces sont connues, il existe, à côté de formes miocènes (surtout des Carditidae), des espèces pliocènes, avec entre autres *Megacardita striatissima*, *Glycymeris* (*G.*) *glycymeris pilosa*, *Astarte* (*A.*) *fusca incrassata*.

— Pour ce qui est des échinides, J. Roman nous signale que, d'après Couffon (1934), le Redonien a livré, à Noëllet et Saint-Michel-et-Chanveaux : *Arbacina monilis* et *Echinocyamus pusillus*, espèces connues dès le Miocène moyen, la seconde persistant seule à l'époque actuelle.

— Quant aux gastéropodes, étudiés par P. Brébion (inédit), ils présentent à Saint-Michel-et-Chanveaux d'importants points communs (plus de 50 %) avec ceux des faluns helvétiques de Touraine ; les formes de cachet « nordique », ou pliocène, sont peu abondantes et les espèces endémiques très nombreuses. La faune est voisine de celle des autres gisements du Redonien inférieur (Anjou, Maine, Rennes) ; mais les proportions relatives des diverses espèces ne sont pas les mêmes. Citons : *Ancilla glandiformis*, *Scaphella lamberti*, *Polinices redempta*, *Murex toruliarus*, *Turritella incrassata*, *Hinia caroli* et *Genota ramosa* ; cette dernière espèce vit encore au Sénégal. Trois espèces sont nouvelles par rapport à la mer « helvétique » : *Sc. lamberti*, *Mitrella pygmaea* et *Turris aquensis* ; mais elles sont connues ailleurs au Miocène.

pA. **Argiles redoniennes.** Dans l'angle nord-est de la feuille à 1/50 000 (1978), Ancenis nous avons signalé des argiles grises, parfois marneuses,

avec nombreux spicules de tétractinellidés et une petite série de foraminifères déterminés comme redoniens par J.P. Margerel. Ces argiles se prolongent sur la feuille de Saint-Mars-la-Jaille par la Pironnière et la Clouchelière ; un peu plus au Nord, deux sondages les avaient trouvées près de la Chenelière : l'un vers l'Ouest de la ferme, s'arrête à 14,50 m de profondeur dans un sable argileux ; l'autre, au Nord, dépasse les 14,50 m et se trouve alors dans les argiles grises micacées qu'il a percées jusqu'à 30 m. Pierre Marie a identifié dans ces argiles : de 14,50 à 20 m, *Rotalia* sp., *Elphidium crispum*, *Lagena sulcata*, *Quinqueloculina* sp., spicules d'éponges, piquants d'oursins et, de 20 à 30 m : spicules d'éponges, piquants d'oursins, *Globulina*, *Elphidium crispum*, *Rotalia cibicides*, *Quinqueloculina*. Il conclut à un âge « pliocène récent ou quaternaire ancien ».

Par deux vallées parallèles, ces argiles, souvent masquées de sable, semblent gagner le Sud-Ouest de Candé où elles ont été exploitées pour briques, et où elles reposent directement sur les surfaces polies des schistes sous-jacents.

pS. **Sables rouges de Haute-Bretagne (Pliocène).** Cette formation pliocène occupe une part très notable de la surface cartographiée. Il s'agit de sables marins témoignant de la dernière transgression marine qui ait atteint le Nord-Ouest de la France, si l'on excepte évidemment la remontée flamandienne conduisant aux rivages actuels. Ces sables sont colorés en rouge par des oxydes ferriques sur une épaisseur atteignant parfois 10 m. Plus profondément, ou sous la nappe phréatique, ils sont blancs grisâtres ; essentiellement quartzeux, ils ont une part argileuse à illite-kaolinite. L'altération des feldspaths n'est pas toujours poussée jusqu'à disparition complète et leurs restes apparaissent, à l'œil nu, comme des mouchetures blanches sur le fond rouge brique. Les lits les plus fins sont parfois micacés. Les grains de quartz sont émoussés-luisants à des degrés variables, même à la taille de 300 microns ; la proportion de 30 % signant l'origine marine est dépassée largement dans la plupart des couches. La glauconie est présente, souvent masquée d'enduits ferriques. Les minéraux lourds dominants sont : andalousite, tourmaline, staurotide. Les grenats, très rares, ne se rencontrent qu'en petites tailles, contrairement à ce que l'on voit dans les faluns helvétiques. Sur les coupes de terrains, les lits graveleux apparaissent rares et minces ; les stratifications entrecroisées et les chenaux sont fréquents. Comme sur les feuilles voisines, les sables rouges, souvent plaqués contre les flancs des vallées, présentent de grandes variations d'altitude. Ils atteignent plus de 80 m à l'Est de Jeanneau sur la limite sud-est de la commune de Saint-Sulpice-des-Landes. Les cotes dépassant 75 m sont nombreuses ; citons la Jeussais en Erbray, le Boubliniais en Vritz, la région au Nord de la forêt d'Ancein. Vers le bas, les sables touchent presque l'altitude minimale de la carte, avec 26 m près de Saint-Mars-la-Jaille ; mais pour ces cotes inférieures on n'est jamais très sûr que ces sédiments soient en position originelle.

En ce qui concerne la répartition de ces sables sur la carte, et en procédant au Nord ou Sud, on notera d'abord, au Nord-Est, la vaste et épaisse masse sableuse qui, de Saint-Michel jusqu'à Juigné, encombre la haute vallée de la Verzée. A l'Ouest de la Miquennais se trouve la seule exploitation de ces sables.

La tranchée du gazoduc a montré que, vers le Sud-Est, les sables rouges, quoique fréquemment rencontrés, sont à l'état de poches de très faible importance et non cartographiables. Quelques îlots un peu plus volumineux se situent à la Craonnaise, à Maubusson, au Bois du Feu. Le gazoduc a recoupé ceux de la Coutançais et de la Jeussais en Erbray.

Plus à l'Ouest, sur Moisdon, la bande étirée de la Rougeais a montré, dans une carrière au bord de la route départementale, l'intéressant contact des couches de sable horizontales venant buter contre une paroi schisteuse verticale.

Des gisements isolés, tels ceux de Petel et du Grand-Auverné, nous mènent vers le Sud à de longues dépressions parallèles où le Pliocène se montre de façon plus continue : celle du ruisseau du Mandit, qui passe au Sud du Pin ; puis celle qui, parcourue par divers ruisseaux, s'étend du Sud-Ouest du Grand-Auverné à Freigné ; ses flancs sont bien garnis de lambeaux sableux ; son fond par contre semble n'avoir que des revêtements sableux peu épais, laissant souvent transparaître les altérites du Paléozoïque sous-jacent.

Enfin, sur une large bande occupant la région de Freigné—St-Mars—Bonnoeuvre, puis se prolongeant, plus étroite, vers le Nord de la Meilleraye, les sables rouges l'emportent par leur extension sur les autres formations. Ils comblent les fonds de vallée et montent très haut sur leurs flancs, couvrant le Paléozoïque qui ne perce plus que sur les sommets, de la même manière qu'au Nord de Pannecé (feuille Ancenis). Cette disposition confirme une fois de plus le fait qu'un modelé continental fortement disséqué, avec des reliefs nettement plus accentués que ceux d'aujourd'hui, préexistait à la mer pliocène.

Nous avons cité les dépôts de pied de falaise de la Rougeais à Moisdon. D'autres, très analogues, se voient à 1 500 m au Sud de Freigné et, sur les cartes voisines : à Belligné, Pannecé, Ligné (Ancenis) contre des reliefs de phthanite ; à Villemoisan (Chalonnnes) contre un abrupt spilitique ; à Sainte-Gemmes-d'Andigné (Segré) contre des schistes briovériens. Si, de plus, tenant compte du sondage de la Chenelière dont nous avons parlé au sujet des argiles redoniennes, nous imaginons cette vallée vidée de son contenu pliocène, on voit l'altitude relative du Moulin de Belle-Étoile passer de 30 m à 60 m, ce qui nous permet de mieux entrevoir la vigueur de la topographie ancienne.

Des galets bien arrondis, quartzeux et gréseux, se rencontrent en certains points de façon assez diffuse et sans montrer la puissance importante qu'on leur connaît au Nord-Ouest de Teillé (feuille Ancenis). Ils semblent se situer par prédilection sur des points élevés : 75 m au Nord de la Bourgeonnais-des-Landes (Ouest de Freigné), 100 m aux Landes de la Bataille, 88 m près la Guillotière, 85 m à la Gendraie, (ces trois derniers points en limite est de la carte), 88 m à la Mézelière, près du bord nord de la feuille. S'ils marquent, comme on peut le supposer, l'altitude maximale atteinte ici par le Pliocène, seuls quelques hauts fonds ont pu affleurer aux environs de la Touche d'Erbray au moment du maximum de la transgression.

Deux sondages récents au Sud du Petit-Auverné ont mis en évidence la présence d'une nappe pliocène d'épaisseur supérieure à 20 m, et dont les contours n'ont pu être précisés ni reportés sur la carte.

### Formations superficielles quaternaires

Fx. **Alluvions anciennes (terrasses fluviales). Cailloutis et sables (Pléistocène ?).** Le Don, petit affluent de la Vilaine, entre Moisdon et sa sortie de la carte vers l'Ouest, présente sur ses rives de bonnes terrasses graveleuses à la Haulais, la Ville-Ville, la Malgonne. Un puits à Ville-Ville a montré que ces graviers peuvent atteindre 4 m de puissance tandis qu'en rive droite, à la Rivière Brunette, ils ont pu être exploités par une petite carrière maintenant abandonnée. Ces graviers témoignent d'apport longitudinaux de matériaux bien lavés, très distincts des solifluxions argileuses des vallées affluentes, celle de la Flanche par exemple.

Les phénomènes d'éolisation des climats froids quaternaires sont moins marqués qu'au Sud, plus près de la Loire. L'imprégnation des terres superficielles par les grains de sable ronds-mats est moins poussée ; quant aux galets éolisés (dreikanter), on en a noté de petites concentrations sur les pentes sud des hauteurs du Nord de la Chapelle-Glain.

S. **Produits de solifluxion (dépôts de pente).** Un peu partout, les solifluxions pâteuses résultant des alternances gel-dégel des temps pléistocènes ont entraîné sur les pentes des matériaux pierreux, noyés dans la matrice fluente d'altérites argileuses. Les têtes de vallon, drainées par des affluents trop faibles pour entraîner ces dépôts, sont partout enrobées de ces matériaux soliflués. Nous n'en avons cartographié que quelques-uns : sur la limite nord, les sources du ruisseau de la Touche et de la Corbière ; à l'Ouest, les sources du ruisseau de la Planche ; à l'Est, la source du Don et celle de l'Argon.

Les **limons** argileux très fins figurés à 2,5 km au Sud d'Erbray sont d'origine incertaine et ne sont peut être que des altérites très poussées de schistes locaux.

Fy-z. **Alluvions actuelles et sub-actuelles. Sables et argiles (Holocène).** Les dépôts alluviaux holocènes qui bordent le cours de tous les ruisseaux sont de fins limons d'inondation argileux gris foncé. Ils ne semblent avoir nulle part de forte épaisseur. Ils s'associent parfois à des lits chargés de débris organiques d'aspect tourbeux (cf. WNW de la Meilleraye en bordure de la feuille).

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

La structuration des formations protérozoïques et paléozoïques de la feuille Saint-Mars-la-Jaille relève de phases successives de plissement, accompagné ou non de métamorphisme.

## Phase cadomienne

La phase de plissement la plus ancienne, antérieure à la transgression infra-paléozoïque et rapportée comme telle aux mouvements cadomiens, a affecté modérément les terrains briovériens de la partie nord de la feuille (domaine centre-armoricain). Son existence est attestée par la discordance des termes détritiques de base de la formation de Pont-Réan sur les siltites, grès et poudingues briovériens.

Une discordance angulaire a pu en effet être mesurée en plusieurs points d'observation du contact entre les deux formations :

— au Nord de la ferme de la Brulerie (5 km NNE d'Erbray), dans plusieurs petites carrières abandonnées qui s'alignent sur un kilomètre environ et se partagent entre les deux feuilles de Saint-Mars-la-Jaille et de Châteaubriant, on voit les conglomérats de base de la formation de Pont-Réan, dont le pendage est d'environ  $20^\circ$  vers l'WSW, reposer en discordance sur des siltites briovériennes verdâtres, finement rubanées, dont le pendage n'excède pas  $15^\circ$  vers le Sud-Est ;

— à 200 m à l'Est de la ferme du Chatelier (1 200 m au Nord-Est de Juigné-les-Moutiers) les grès grossiers de base paléozoïques ont un pendage de  $10^\circ$  vers le NNW et reposent sur des quartzites rubanés briovériens dont le pendage est de  $20^\circ$  vers le Sud ;

— à 30 m à l'Ouest des bâtiments de la Grande Garenne (1 500 m à l'Est de Juigné-les-Moutiers), le contact discordant s'établit entre des formations plus redressées que précédemment : au Nord, des siltites briovériennes à petits bancs de grès, dont la direction est  $N 100^\circ E$  et le pendage  $70^\circ$  vers le Nord ; au Sud, les grès de base de la formation de Pont-Réan, surmontés de siltites, et dont la direction est  $N 110^\circ$  et le pendage de  $70^\circ$  vers le Sud ;

— ce sont approximativement les mêmes valeurs de direction et de pendage qui ont été mesurées sur le contact Briovérien—Paléozoïque à 700 m au Sud de Saint-Michel-et-Chanveaux ;

— à 200 m à l'ESE de la ferme de Pihambert (2 km à l'ESE de Saint-Michel-et-Chanveaux) le contact discordant s'établit entre des siltites rubanées briovériennes et les grès et siltites de base de la formation de Pont-Réan ; la direction des bancs est la même,  $N 100^\circ E$ , pour les deux formations en contact ; mais les bancs du Briovérien sont verticaux, alors que ceux du Paléozoïque ont un pendage de  $70^\circ$  vers le Sud.

La discordance de la formation de Pont-Réan sur le Briovérien ne se déduit pas seulement de ces quelques mesures ponctuelles, effectuées sur les contacts entre les deux formations, mais elle est également cartographique. Ainsi, dans l'affleurement briovérien le plus méridional de la feuille (Est de la Chapelle-Glain), le dessin d'un banc de poudingue, épais de 4-5 m, de direction  $N 80^\circ$  et formant relief, met en évidence une telle discordance cartographique ; ce poudingue fait partie d'un ensemble où alternent des formations silto-gréseuses et plus exclusivement silteuses, et le dessin de ces alternances, s'il avait été reporté sur la carte, aurait lui aussi rendu compte de la discordance.

Les mesures citées de direction et de pendage des bancs révèlent des

valeurs angulaires de la discordance qui sont toujours très faibles et qui témoignent ainsi du caractère mineur des déformations cadomiennes. Aucune schistosité ni aucun métamorphisme n'ont accompagné ces dernières : la schistosité qui affecte la série briovérienne est en effet en parfaite continuité avec celle qui affecte la série paléozoïque, et est donc liée au plissement synschisteux hercynien *s.l.* que nous analyserons plus loin ; il en est de même en ce qui concerne le métamorphisme.

Sur la présente feuille, les directions structurales propres aux déformations cadomiennes sont N 80-100° E. Elles ne présentent qu'une faible obliquité sur les directions structurales hercyniennes soulignées par la schistosité régionale N 100-110° E ; on s'explique ainsi que la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien n'est bien exprimée cartographiquement que dans les zones de terminaison périclinale des plis hercyniens.

Sur la base de données structurales recueillies à l'Ouest de Rennes et de Bain-de-Bretagne, et très semblables à celles qui viennent d'être présentées, C. Le Corre (1978) a lié les déformations affectant le Briovérien centre-armoricain avant la transgression du Paléozoïque inférieur à « une phase de glissement par gravité d'une couverture sédimentaire en domaine relativement superficiel ». L'âge, fini-précambrien ou cambrien, de cette phase, cadomienne *s.l.*, peut être discuté. En effet, le caractère mineur des déformations qui lui sont liées et l'absence de Cambrien daté à la base de la série paléozoïque centre-armoricaine rendent difficiles les comparaisons avec les déformations, plus intenses et scellées par du Cambrien daté, qui affectent le Briovérien nord-armoricain ou normand ou celui de l'unité sud-armoricaine des Mauges.

### **Phase éo-hercynienne**

On rapporte à des événements orogéniques antérieurs à l'ouverture, au Dinantien, du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes, le plissement majeur, accompagné de schistosité et de métamorphisme, qui a affecté solidairement les terrains briovériens et paléozoïques anté-carbonifères de la présente feuille. Mais le style et l'intensité d'une telle structuration « éo-hercynienne » se révèlent très différents de part et d'autre du bassin carbonifère ; c'est pourquoi on analysera séparément les deux domaines ainsi isolés l'un de l'autre.

● **Au Nord du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes**, le Briovérien et le Paléozoïque inférieur participent aux structures plissées du domaine centre-armoricain et, plus précisément, dans les limites de notre carte, aux ondulations de « l'aire anticlinoriale subtabulaire de Châteaubriant » (Le Corre, 1978). Plusieurs replis se dessinent ici, en relai les uns des autres. Ils sont droits, pluri-kilométriques, de direction axiale N 100-110° E, d'axe subhorizontal. Ils sont très ouverts comme en témoigne le dessin de plusieurs terminaisons périaxiales, ainsi que les mesures du pendage de stratification, lequel est souvent faible ou subhorizontal. On sort vers le Sud de ce système d'ondulations de faible amplitude par un brusque redressement des couches qui amorce une structure synclinale, beaucoup plus allongée que les autres, mais qui se réduit à une ébauche de flanc nord tronqué, vers le haut, par les accidents de bordure du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes.

Une schistosité de plan axial est associée à tous ces plis. Elle est subverticale, avec disposition classique en éventail très faiblement ouvert. Cette schistosité s'exprime avec le plus d'intensité dans les formations les plus silteuses de la succession, et tout d'abord dans les Schistes d'Angers, où, localement, le débit ardoisier présente une qualité qui a favorisé l'extraction d'ardoises dans des exploitations maintenant abandonnées (la Craonnaise, en Juigné-les-Moutiers).

La schistosité de flux est également toujours bien exprimée dans la formation de Pont-Réan ; mais comme elle s'applique en ce cas à un sédiment moins fin et surtout mal homogénéisé, avec tendance fréquente à une texture noduleuse, les surfaces de schistosité sont le plus souvent gauchies, onduleuses. Dans les formations silteuses à silto-gréseuses où le litage sédimentaire est bien exprimé par un rubanement fin et régulier, ce qui est assez général dans les Schistes briovériens ainsi que dans le niveau des « Schistes intermédiaires » du Grès armoricain, la schistosité de flux passe le plus souvent à une schistosité de fracture-pli. Dans toute cette partie centre-armoricaine de la carte, les plans de schistosité restent lisses, n'ayant pas été affectés par une crénelation tardive. Par contre un kind-band subvertical, méridien, de sens senestre, affecte la schistosité de façon générale. Il est particulièrement développé dans les larges affleurements de la formation de Pont-Réan au Nord la carte.

Au plissement synschisteux est associé un métamorphisme de degré faible. On doit à C. Le Corre (1978) une étude régionale de la cristallinité des illites, d'où il ressort que les terrains anté-carbonifères du domaine centre-armoricain qui sont situés sur notre feuille appartiennent tous à l'épizone. Le chloritoïde s'est révélé le meilleur minéral index de cet épimétamorphisme. On l'a identifié comme minéral syn- à post-schisteux de taille microscopique dans maints affleurements schisteux dispersés sur toute la partie concernée de la carte, et ceci essentiellement dans les Schistes d'Angers et dans les schistes de la formation de Pont-Réan, les schistes briovériens ne l'ayant pour leur part que parcimonieusement livré. Dans le secteur de Juigné-les-Moutiers et Saint-Michel-et-Chanveaux, l'abondance relative du chloritoïde dans les schistes et sa taille, devenue nettement macroscopique, mettent en évidence une croissance locale du degré de métamorphisme. Il est significatif que c'est dans les sites où se sont implantées les plus importantes exploitations de dalles schisteuses (la Fonte, au Nord de Juigné-les-Moutiers, dans les Schistes de Pont-Réan) ou d'ardoises (la Craonnaise, au Sud de Juigné-les-Moutiers, dans les Schistes d'Angers), que l'on trouve le meilleur développement du chloritoïde, ce qui lie la qualité de la schistosité ardoisière à l'atteinte d'un degré assez élevé d'épimétamorphisme. C. Le Corre (1978) observait de la même façon que les schistosités les plus évoluées correspondent aux meilleures cristallinités des micas. La croissance locale de l'intensité du métamorphisme et de la schistification ainsi mise en évidence dans le secteur Juigné-les-Moutiers—Saint-Michel-et-Chanveaux serait liée, selon M. Lopez-Munoz (1983), à la mise en place d'un corps granitique non affleurant.

● **Au Sud du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes**, les plis qui affectent les formations anté-carbonifères se répartissent entre les deux grandes uni-

tés structurales de Lanvaux—Les-Pont-de-Cé, au Nord, et de Saint-Georges-sur-Loire, au Sud. Dans la première de ces unités, les deux formations superposées des Schistes et arkoses de Bains et des Schistes du Grand-Auverné participent à plusieurs plis d'échelle cartographique dont les axes subhorizontaux sont jalonnés, au plan de la carte, par plusieurs terminaisons périaxiales. Ces plis se regroupent en une sorte de grande structure anticlinale coffrée dont les Schistes du Grand-Auverné jalonnent les deux flancs redressés et qui est contenue entre les deux grands accidents qui servent de limites nord et sud à l'unité de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. Dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, qui n'est représentée sur notre carte que par sa partie tout à fait septentrionale, aucun grand pli n'a pu être repéré. Les petits plis synschisteux qui s'y observent présentent un pendage de schistosité vers le Sud ainsi qu'une dissymétrie indiquant un déversement de ces structures plissées vers le Nord. Ce déversement paraît accompagner un chevauchement de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire sur celle de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé.

La schistosité qui accompagne ces plis est, pour les formations les plus silteuses (Schistes du Grand-Auverné ou niveaux ardoisiers de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire), une schistosité de flux très pénétrative. Celle-ci a donné à ces formations une qualité ardoisière qui a conduit, jusqu'à une époque récente, à l'extraction d'ardoises en de nombreux sites, les seules ardoisières encore en activité dans la formation des Schistes du Grand-Auverné étant, on le sait, celles de la Pouèze et de Trélazé (feuille d'Angers). Par sa direction moyenne N 100°110° E, la schistosité souligne les directions axiales des structures plissées. Dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, elle pend assez régulièrement à plus de 60° vers le Sud, mais elle tend à devenir subverticale au Nord, aux abords du contact entre les deux unités, ainsi que sur les flancs de la grande structure anticlinoriale de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. Cependant, au cœur de cette dernière, le pendage de la schistosité peut s'atténuer jusqu'à devenir subhorizontal ; ainsi en est-il autour du Grand-Auverné. Cette attitude subhorizontale pourrait être liée à une composante locale de compression verticale provoquée par la montée d'un corps granitique (Lopez-Munoz, 1983) ou orthogneissique, ce dernier cas ayant déjà été envisagé, pour cette même unité de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé, au toit de l'Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place (feuille Angers 1976 ; Bouchez *et al.*, 1976).

Une linéation minérale d'allongement subhorizontale s'observe dans les formations de l'unité de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. Le meilleur marqueur de cette déformation linéaire est l'allongement des grains de quartz des faciès gréseux grossiers des Schistes et arkoses de Bains. Il confère à ces roches un débit en allumettes, considéré depuis longtemps comme caractéristique de la formation. Cette linéation minérale d'allongement est moins marquée, mais est cependant encore présente, dans les formations de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire.

On note, comme structures mineures, une crénulation assez générale de la schistosité. Les axes de gaufrage ne paraissent pas présenter de différence angulaire marquée avec la linéation minérale. Les formations schisteuses sont également affectées fréquemment par un kink-band d'axe subvertical.

Les déformations synschisteuses ont été accompagnées d'un métamorphisme de degré épizonal, comme l'ont montré les études de cristallinité des micas dioctaédriques (Le Corre, 1978). Le chloritoïde est très répandu dans les Schistes du Grand-Auverné et sa présence précise le degré métamorphique atteint au niveau de l'unité de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. C'est sur notre feuille, au Grand-Auverné même, ainsi qu'à Trélazé (feuille Angers), que ce minéral a été signalé régionalement pour la première fois (Boudier et Nicolas, 1968). La biotite n'a pas été signalée sur le territoire de la carte alors que plus à l'Est, en région d'Angers, son isograde a pu être tracé au cœur même de la structure de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé.

Un gradient positif de déformation et de métamorphisme en direction de la partie axiale de la structure de Lanvaux paraît caractériser le domaine situé au Sud du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes. Selon cette direction s'affirment de plus en plus le caractère pénétratif de la schistosité et sa qualité ardoisière et croissent également en intensité le microplissement, le gaufrage de la schistosité et surtout la déformation linéaire, cette dernière croissance étant contrôlée par la mesure du taux d'allongement des grains de quartz (Bouchez *et al.*, 1976). Dans les zones à forte déformation linéaire, l'étude des orientations préférentielles de forme et de réseau des grains de quartz, dont les résultats ont été interprétés en terme de déformation finie et de régime de la déformation, ont montré qu'une tendance à la constriction et un régime cisailant étaient des caractéristiques essentielles de la déformation synschisteuse dans les unités concernées (Diot *et al.*, 1983 ; Lopez-Munoz, 1983). Dans le contexte d'un régime cisailant s'appliquant à l'ensemble des structures plissées régionales (Gapais *et al.*, 1981), la structure allongée et étroite de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé, le long de laquelle se concentre une part importante de la déformation, apparaît, sous forme de zone ductile, comme une composante majeure du cisaillement régional (Diot *et al.*, 1983).

### **Phase hercynienne s. str.**

La phase éo-hercynienne de plissement en régime cisailant qui vient d'être analysée a imprimé aux formations anté-carbonifères une schistosité de flux N 110° E qui devient un plan d'anisotropie régional majeur. C'est donc au sein d'un bloc déjà fortement structuré que, en régime plus superficiel, le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes commence à s'individualiser, au Dévonien terminal ou au début du Carbonifère, par un décrochement (dextre ?) au Nord de l'axe de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé. La marge nord du bassin est initiée par des accidents qui se relaient au cours du cisaillement et qui prennent en écharpe les structures plissées du domaine centre-armoricain, entraînant un émiettement de ce dernier.

Le mouvement décrochant accompagne ensuite le développement du bassin. Il est facteur de mobilité tectonique, favorable aux mises en place gravitaires, auto-remaniements ou déplacements longitudinaux, que nous avons précédemment analysés. Des plis précoces peu ordonnés achèvent ce développement.

Ils sont suivis de la phase principale de structuration du bassin que rien ne

permet de dater ici, mais que l'on place régionalement vers la fin du West-phalien. Un cisaillement dextre provoque le plissement des formations du bassin déjà diversement orientées, et leur imprime localement une légère schistosité de fracture N 110° subverticale. Cette dernière semble avoir été guidée par la schistosité éo-hercynienne, beaucoup plus pénétrative, qui affecte les flancs de la structure.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### *HYDROGÉOLOGIE*

Deux formations géologiques renferment des aquifères d'intérêt variable, mais toujours limité. On distinguera de bas en haut :

- les formations anté-secondaires (socle) très largement représentées et composées de terrains paléozoïques (Cambrien à Carbonifère) et protérozoïque (Briovérien) ;
- les formations tertiaires essentiellement d'âge pliocène, éventuellement miocène.

#### **Formations anté-secondaires**

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, très étendu sur cette carte géologique, 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 photos 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, 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 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 et en Vendée.

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées (conductivité inférieure à  $500 \mu\text{S}/\text{cm}$ ), douces, légèrement acides et agressives, contenant très fréquemment du fer (et du manganèse) à teneur élevée (supérieures à  $1,0 \text{ mg}/\text{l}$ ) ainsi que des nitrates (des valeurs supérieures à  $50 \text{ mg}/\text{l}$  ne sont pas rares).

Une dizaine de forages au marteau fond-de-trou sont connus sur cette carte géologique :

- débits instantanés variant de  $15,5 \text{ m}^3/\text{h}$  à  $1,5 \text{ m}^3/\text{h}$  (moyenne :  $5,2 \text{ m}^3/\text{h}$  ;
- profondeurs totales variant de  $35 \text{ m}$  à  $85 \text{ m}$  (moyenne :  $60 \text{ m}$ ).

On constate que dans cette région les débits instantanés obtenus à l'avancement sont relativement élevés, ceci indépendamment des roches traversées : grès, schistes et ardoises.

### **Formations tertiaires**

Deux ensembles peuvent être distingués :

- bassins de faluns d'âge redonien ou helvétien ;
- placages ou bassins d'âge pliocène.

Le captage pour l'adduction d'eau potable de Saint-Sulpice-des-Landes (421-7-3), profond de  $8,00 \text{ m}$ , se trouve dans les faluns ; il fournit un débit de  $20 \text{ m}^3/\text{h}$ .

La commune de Freigné est alimentée en eau potable au moyen du captage de la Beltière où un puits (421-8-2 et non 421-8-4), profond de  $14,30 \text{ m}$  et implanté dans les sables et graviers du Pliocène donne un débit de  $40 \text{ m}^3/\text{h}$ .

## *RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES*

### **La sidérurgie sur le territoire de la carte**

Strabon et César ont attesté l'activité sidérurgique de la région à l'époque gauloise, mais aucun des nombreux travaux miniers reconnus sur la feuille n'a pu être daté avec certitude pour cette époque. Les monnaies gauloises de la Butte au Trésor de Grand-Auverné étaient très près des scories, mais non dedans. Par contre, l'exploitation des minerais de fer par puits et galeries à l'époque romaine est certaine au Gâvre et à Rougé et, sur la feuille, les scories de la Mare-des-Forges en Forêt-Pavée, celles du Chêne-au-Borgne en Châteaubriant, celles de la Grée-du-Gué en Grand-Auverné et des Chateliers d'Erbray ont fourni des « tegulae » gallo-romaines caractéristiques. Les scories sont disséminées sur la carte partout, sauf dans le quart sud-est. Celles qui sont situées loin des cours d'eau sont indiscutablement les plus

anciennes. En effet, jusqu'à la fin du Moyen-Age, avec un déclin progressif au-delà, le traitement du minerai s'opérait sur place, en forêt, dans des forges dites volantes ou « à bras », car la loupe rouge sortant du four était battue au marteau à main. Les fours, voûtés en demi-sphère, étaient garnis de tuyères d'argile conduisant l'air des soufflets. Le moins détérioré de ces fours a été trouvé au Noir, à la Meilleraye. Des tuyères ont été récoltées aux Bauches et à Fontaine-Fermée de la Meilleraye, en Forêt-Pavée, à la Gauffrière de Louisfert. Les poteries associées à ces scories datent, le plus souvent, de la fin du Moyen-Age : poteries annelées et poteries dites à « œil de perdrix » au Jeanneau (en Saint-Sulpice-des-Landes), au Bois de la Garenne en (Saint-Michel-et-Chanveaux), au centre de la Forêt-Pavée. Des retranchements de terre, circulaires ou carrés, sont fréquemment associés aux anciennes exploitations, telles les enceintes de Chanveaux, de Beauchêne et des Chatelliers en Erbray, de la Butte au Trésor de Grand-Auverné, de la Forêt de Juigné. Les travaux miniers au voisinage sont des fosses allongées, disposées en chapelet, s'il s'agit des minerais de couches (région de Chanveaux et Juigné) ou en semis d'excavations circulaires, pour les minerais tertiaires. Les documents historiques sont rarissimes pour cette époque des petites forges ; quelques dates : 1225, 1252, 1383 pour les forges de Teillay et de Juigné ; 1146, 1423, 1452 pour celles de la Poitevinière, avec indication de production de socs de charrues, de poêles, de fers à cheval.

Avec la Renaissance, et sans que les forges à bras disparaissent immédiatement, la sidérurgie s'industrialise en se localisant dans les vallées où l'aménagement de chapelets d'étangs fournit la force motrice pour les soufflets et « martinets » mécaniques. En même temps, l'invention du haut fourneau permet d'obtenir un produit liquide : la fonte. Le plus ancien de ces complexes industriels échelonne dans la même vallée, au Sud de la carte : l'étang de la Poitevinière, utilisé avant 1515 pour actionner les soufflets du « Fourneau » ; l'étang de la Provostière, pour l'affinage ; l'étang de la Vallée pour la « fenderie » (laminoir diviseur donnant des « verges » destinées aux « clouteries » urbaines (1639). La fabrication de canons et de boulets pour la marine assure un gros développement vers 1702. Le bois venait des forêts d'Ancenis et de Saint-Mars-la-Jaille ; le minerai était celui des environs de la Meilleraye : Chêne-Trouy, Rouillon, Corbières (à l'Ouest) ; Fontaine Fermée et Bois de Melleray (à l'Est).

Le complexe de Moisdon, fondé par le Grand Condé en 1668, était plus groupé. A la Forge-Neuve, sur le Don, il y avait un « fourneau » double, une « moulerie » de fonte produisant boulets d'artillerie, gueuses de lest, marmites, fers à repasser, poids. Une « fenderie » donnait des « aplatis » (laminés) et des « verges ».

« L'affinerie » était à Gravotel, depuis 1723, à 4 km au Nord-Ouest, sur un affluent du Don. Outre l'approvisionnement de la fenderie, elle fabriquait essieux, poêles et galettoires. Le bois venait des forêts de l'Arche, de Juigné, de Forêt Pavée. Le minerai venait encore de l'Est de la Meilleraye, mais aussi du Nord de la carte : la Feuvaie, la Sépellière, la Ferrière. Lors des installations sur la Loire des forges à la houille de Basse-Indre et Indret, les forges de Moisdon purent subsister un moment en leur fournissant des fontes au bois. En 1780, Moisdon était classé parmi les sept plus grandes forges du Royaume.

Le troisième complexe n'occupe que partiellement le Nord de la carte. Construit en 1677, le haut Fourneau de la Blisière, dont les ruines subsistent, est sous la chaussée de l'étang. L'affinerie était plus au Nord, au Plessis-Merle. L'ensemble fonctionnait en association avec les forges de Martigné-Ferchaud. La pénurie de bois obligea à la fermeture en 1749. Le minerai était celui de la forêt de Juigné et de la Boulaye.

Les castines utilisées par ces diverses forges étaient des faluns de la Ride-lais en Erbray, nommément désignée, et, moins sûrement, les calcaires dévoniens.

En 1826, alors que la métallurgie à la houille supplante celle au charbon de bois et que la vapeur remplace les chutes d'eau, l'ultime effort sidérurgique est l'entreprise utopique du comte Jouffroy d'Abban. Son projet, grandiose, est la construction, sur les minerais de la forêt de l'Arche, d'une vaste usine à deux hauts fourneaux et seize fours à coke transformant les charbons de Languin et de Mouzeil, plus tous les ateliers complémentaires. Il comptait beaucoup sur le charbon local qu'un maître mineur britannique, trompé par les ampélites du Houx, s'acharnait à reconnaître par puits et tranchées. De vastes et beaux bâtiments furent construits à la Jahotière, mais un seul haut fourneau y fut élevé. Malgré un succès certain dans la « cokéfaction », Jouffroy abandonna en 1827 : la mine de Languin était fermée, celle de Mouzeil produisait peu. L'affaire fut reprise par la compagnie anglaise qui exploitait Languin. Elle munit le haut fourneau d'une soufflerie ; elle employait 200 ouvriers en 1840 et produisait de la fonte. En 1850 tout fut arrêté ; subsistent encore le haut fourneau et les grands ateliers.

L'avenir sidérurgique de la région est maintenant nul.

### **Anomalies géochimiques et géophysiques**

L'inventaire du territoire métropolitain a mis en évidence, au cours de prospections stratégiques et tactiques, de nombreuses anomalies géochimiques et géophysiques.

**Mono-élément** (Pb) : La Haidonnais, Bois de la Faye.

**Multi-éléments.** Pb, Zn, Cu, Ag : Moisdon-la-Rivière, la Jumelais, la Pipardière, le Petit-Coiseauld, la Corbière, la Gaymeraie, la Coudrecière, la Haidonnais, la Hausseis, la Bruère, le Bas-Aunay, Saint-Germain, le Petit-Auverné, le Grand-Tavernais.

Pb-Zn filonien : la Grande-Haie.

Au-As : les Mortiers, les Roulaies, la Tonnerrie.

La plupart de ces indices sont en cours de reconnaissance : levé géologique de détail, géochimie à maille rapprochée, tranchées, mesures géophysiques, sondages percutants, et carottes (structures de Bas-Aunay, 8-4002).

**Les principaux indices et gîtes minéraux** de la feuille Saint-Mars-la-Jaille ont été recensés dans les tableaux des pages 64 à 66.

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Terre rouge La Largère	1.4001	Kao	Kaolin Limonite Quartz	Amas	Schiste	Carrière, front de taille 40 m x 7 à 8 mètres de profondeur.
Erbray Carrière-des-Roussellères ou de La Ferronnière	2.4001	Sb	Stibine Kermesite Stibiconite Valentinite Calcite	Amas	Calcaire dévonien	Belles masses, d'un volume parfois considérable, mais sans continuité.
Le Tertre	2.4002	Au	Quartz Pyrite Mispickel	Filon ?	Schiste Quartzite	Ancienne fosse gallo-romaine. Travaux de recherche en 1913, les résultats sont inconnus.
L'Arnière	4.4001	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	1 descendrie de 55 m, 322 m de galeries, 189 m de travers-bancs, 3 couches reconnues. Fe : 50 à 54,8 %, silice : 10 à 20%.
La Pouéze	4.4002	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	1 puits 50 m, 161 m de travers-bancs, 14 m de galeries, prospection magnétique, 3 couches. Fe : 53,5 à 55 %, silice : 13 à 14,8%.
La Minière	4.4003	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	2 tranchées, 1 puits, 1 sondage, vestiges d'ancienne exploitation.
Bois de Maubusson	4.4004	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	2 puits, 1 tranchée. Fe : 42 à 59 %, silice : 6,7 à 24%.

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Fougerais	4.4005	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	1 tranchée 7 m de profondeur, 1 puits de 9 mètres. Fe : 28,5 à 52,19 %, silice : 14,36 à 48,2 %.
La Blandellerie	4.4006	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	1 tranchée. Fe : 42 %, silice : 22,24 %.
La Salmonerie	4.4007	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	1 tranchée, 1 sondage, 2 puits, une galerie a rencontré d'anciens travaux d'exploitation. Fe : 35,75 à 58,27 %, silice : 7,18 à 21,36 %.
La Cohuère La Haye-en-Bru	4.4008	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	1 puits de 16 m, un travers-banc. Fe : 34 %, silice : 29,04 %.
Fermes des Ardennes	4.4009	Fe	Hématite Magnétite Oligiste	Couches	Grès Schiste	1 tranchée et 2 sondages de 52,8 m et 84,4 m, 4 bancs ferrugineux. Fe : 51 %, silice : 14 %.
Le Teil	5.4001	Fe	Hématite Magnétite	Couches	Schiste Grès	Travaux de recherche implantés sur d'anciennes minières, 1 puits de 18 m plus travers-bancs de 18 m.
Mont Piron	5.4002	Fe	Hématite Magnétite	Couches	Schiste Grès	1 puits foncé sur une ancienne minière. Travaux de 1912.

**TABEAU DES GÎTES MINÉRAUX (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Branchère	7.4001	Au	Quartz Mispickel Pyrite	Filon ?	Schiste Quartzite	Ancienne fosse gallo-romaine.
Le Pin	8.4001	Au	Quartz Mispickel Pyrite	Filon ?	Schiste Quartzite	Ancienne fosse gallo-romaine.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Dans la série des **Guides géologiques régionaux** (Masson éd.), le guide **Bretagne** (Durand, Lardeux, 1985) pourra guider le promeneur, géologue ou non à travers la feuille Saint-Mars-la-Jaille.

Les anciennes installations sidérurgiques, dans de très beaux sites de forêts et d'étangs, ainsi que le musée des forges de Moisdon méritent de retenir l'attention.

### BIBLIOGRAPHIE

ARNAUD A., PILLET J. (1971) — Sur l'existence du Caradoc à Trilobites dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes—Angers (Sud-Est du Massif armoricain). *Mém. BRGM* n° 73, p. 151-161.

BABIN C. (1966) — Mollusques bivalves et céphalopodes du Paléozoïque armoricain. Imprimerie commerciale et administrative, Brest, p. 471, 18 pl.

BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUÉTÉ Y., ROBARDET M. (1976) — The ordovician of the armoricain Massif (France). In BASSET M.G. (éd) : The Ordovician system. Proc. Palaeontol Assoc. Symp. Birmingham, sept. 1974, p. 359-385, Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales, Cardiff.

BABIN C., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F., ROBARDET M. (1976) — Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, Rennes, n° spécial, 31 p.

BARROIS C. (1889) — Faune du Calcaire d'Erbray (Loire-Inférieure). *Mém. Soc. géol. du Nord*, tome III, 348 p., 17 pl.

BELLANGER M. (1911) — Note sur un nouveau gisement aurifère en Anjou. *Ann. mines*, 10<sup>e</sup> sér., t. XX, p. 447-452.

BELLANGER M. (1913) — Note sur quelques gîtes de quartz aurifère de la Vendée et de l'Anjou. *Ann. mines.*, 11<sup>e</sup> série, T. III, p. 20-25.

BIGEY F. (1971) — Les Bryozoaires d'Erbray (Loire-Atlantique, Dévonien inférieur); premiers résultats d'une révision. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (1970), p. 324-325.

BIGEY F. (1972, a) — Présence de *Ptilopora* aff. *bohémica* (Bryozoaire cryptostome) dans le Dévonien du Sud-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, N.S., t. VIII, p. 15-22.

BIGEY F. (1972, b) — Présence d'*Utropora* aff. *nobilis* (Bryozoaire cryptostome) dans le Dévonien du Sud-Est armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, p. 315-319.

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), XVIII, p. 145-157.

BOUDIER F., NICOLAS A. (1968) — Découverte de chloritoïde dans les schistes ardoisiers d'Angers. *Bull. Soc. fr. Minér.*, 91, p. 92-94.

BUREAU L. (1894) — Note sur la présence du grès dévonien à *Orthis monnieri* à Avrillé (M. et L.). *Bull. Soc. nat. Ouest France* (1), IV, p. 197-204.

BUREAU L. (1900) — Notice sur la géologie de la Loire-Inférieure, 3, p. 99-522, 4 pl. In Nantes et la Loire-Inférieure, Grimaud imp., Nantes.

CAILLIAUD F. (1861) — Sur l'existence de la faune troisième silurienne dans le Nord-Est du département de la Loire-Inférieure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XVIII, p. 330-336, 2 fig.

CAVET P., DUBREUIL M., BLAISE J., WILLEFERT S. (1986) — Les ampélites du Houx (Silurien) ; leurs relations avec les unités paléozoïques de Lanvaux—Les-Ponts-de-Cé et de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France*, NS, t. 8 (3), p. 136-143.

CAVET P., LARDEUX H. (1967) — Le Dévonien supérieur dans le Sud-Est du Massif armoricain. In International Symposium on the devonien system. Calgary, vol. I, p. 143-148.

CAVET P., LARDEUX H., PILLET J. (1965) — Notice stratigraphique sur les synclinoria de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Redon—Ancenis (SE du Massif armoricain) à l'Est du méridien de Châteaubriant. *Bull. Soc. Et. Sci. Angers*, NS, p. 23-44.

CAYEUX L. (1909-1922) — Les minerais de fer oolithiques de la France, I, II, Paris.

CHANTRAINE J. (1982) — Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques. *Bull. BRGM* (2), section I, n° 1 et 2).

CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) — Gîtes minéraux de la France, vol. 1, Massif armoricain, *Mém. BRGM*, n° 74.

CHAUVEL J.J. (1962) — Étude sédimentologique des Schistes intermédiaires, Ordovicien inférieur, de la région comprise entre Bain-de-Bretagne et Martigné-Ferchaud (I et V). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, NS, 2, p. 87-89.

DAVY L. (1880) — Étude géologique de l'arrondissement de Segré, etc. *Bull. Soc. Indust. minér.*, 2° sér., t. VIII, p. 537-633.

DAVY L. (1909) – Coupe géologique de l'anticlinal paléozoïque de Châteaubriant. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 8, p. 663-677.

DAVY L. (1911) – Les minerais de fer de l'Anjou et du Sud-Est de la Bretagne. *Bull. Soc. Industr. minér.*, 4<sup>e</sup> sér., t. XV, p. 20- 110.

DE TROMELING., LEBESCONTE P. (1876) – Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements du Maine-et-Loire, de la Loire-Inférieure et du Morbihan, avec des observations sur les terrains paléozoïques de l'Ouest de la France. C.R. de la 4<sup>e</sup> session (Nantes 1875) de l'A.F.A.S., p. 601-661.

DIOTH., 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), XXV, p. 155-167.

DUBREUIL M. (1975) – Données nouvelles sur le Calcaire d'Erbray (Dévonien inférieur, Sud-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, VII, 1, p. 21-32.

DUBREUIL M. (1986) – Évolution géodynamique du Paléozoïque ligérien. Thèse d'État, université de Nantes, 243 p., 58 fig.

DUBREUIL M. (1987) – Le bassin en décrochement de Saint-Julien-de-Vouvantes–Angers (Carbonifère inférieur du Sud-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, n° 2, p. 215-221, 1 tabl., 2 fig.

DURAND J. (1985) – Le Grès armoricain ; sédimentologie ; traces fossiles ; milieux de dépôt. *Mém. et docum. du Centre armor. d'Étude structurale des socles*, Rennes, n° 3, 119 p., 19 pl.

ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) – Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, 1983, p. 345-352.

ESTÉOULE-CHOUX J., ESTÉOULE J. (1974) – Journées sur les gisements de kaolin breton. III<sup>e</sup> Sympos. intern. sur le kaolin, Exeter-Rennes. Corr. Progr. Correlation of kaolin, Genesis and age.

GAPAIS D., LE CORRE C. (1981) – Is the hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, 288, p. 574-576.

HENRY J.L. (1980) – Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 250 p., 48 pl.

HERMITE H. (1878) – Étude préliminaire du terrain silurien des environs d'Angers. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), VI, p. 531-543.

HORON O. (1962) – Carte des gisements de fer de la France, 1 000 000.

KERFORNE F. (1912) – Sur un faciès argileux de l'Ordovicien inférieur. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 154, p. 1648-1650.

KERFORNE F. (1919) — Étude de la région silurienne au Sud de Rennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIII, n° 139, p. 125-162.

KERFORNE F. (1920) — L'antimoine dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. 1, fasc. 2.

LARDEUX H. (1969) — Le Dévonien du Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes (SE du Massif armoricain) ; état des recherches et précisions nouvelles. *Bull. Soc. Ét. Sci. Anjou, NS*, t. 7, p. 3-40, 19 fig.

LE CORRE C. (1978) — Approche quantitative des processus synschisteux ; l'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse d'État, Rennes, 381 p.

LE MENN J. (1985) — Les Crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne* n° 30, 268 p., 39 pl.

L'HOTELLIER J. (1970) — *Rynchonellida* de quelques gisements dévoniens (Dévonien inférieur et Eifélien) du Sud-Est armoricain. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes.

LOPEZ-MUNOZ M. (1983) — Processus structuraux et métamorphiques associés à la mise en place de granitoïdes sous un régime cisailant ; l'exemple de la bordure méridionale de la Bretagne centrale, région de Châteaubriant. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 112 p.

LUCAS G. (1959) — Quelques remarques sur le Silurien de la feuille d'Ance-nis. *Bull. Soc. Ét. sci. Angers, NS*, t. II, 89<sup>e</sup> année, p. 84-88.

MAUVIER A., LARDEUX H., LYS M. (1965) — Sur l'âge des « Calcaires à *Nowakia* » du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes (Sud-Est du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, p. 2272-2274.

MELOUX J. — Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000, feuille de Nantes.

MILLET DE LA TURTAUDIÈRE (1854) — Paléontologie de Maine-et-Loire. Impr. Cosnier et Lachèse, Angers.

MILON Y. (1925) — Notes géologiques sur les environs de Candé (M. et L.) et de Saint-Julien-de-Vouvantes (L.I.). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, VI, (1) p. 64-77.

MILON Y. (1932) — L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 194, p. 1360-1361.

NICOLAS J. (1956) — Contribution à l'étude de quelques gisements de kaolin breton. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris.

ŒHLERT D.P. (1900) — Sur la géologie des environs de Châteaubriant. *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 12, p. 92-94.

PARIS F. (1981) — Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. (Cadre géologique. Étude systématique. Biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, n° 26, 412 p. Rennes.

PÉNEAU J. (1925) — Découverte en Loire-Inférieure d'une faune de Graptolites du Silurien inférieur. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France*, (4), t. IV, n° 3-4, p. 16-17.

PÉNEAU J. (1926) — Sur la stratigraphie et la tectonique du pli de Saint-Julien-de-Vouvantes. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France*, (4), t. V, p. 261-267

PÉNEAU J. (1926) — Sur la présence de Clyménies et l'extension du Dévonien supérieur dans le Sud-Est du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 182, p. 70-73.

PÉNEAU J. (1927) — Age des minerais de fer attribués au Grothlandien dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 185, n° 18, p. 895-897.

PÉNEAU J. (1929) — Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Sud-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest France*, 1928, 4<sup>e</sup> série, t. VIII, n° 3-4, 300 p. 24 pl.

PÉNEAU J. (1934) — Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne à Angers—Château-briant—Ancenis (22-26 avril 1930), *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 5<sup>e</sup> série (1930-1931) p. 57-132, 19 fig., 1 pl.

PÉNEAU J. (1946) — Étude sur l'Ordovicien inférieur (Arenigien = Grès armoricain) et sa faune (spécialement en Anjou). *Bull. Soc. Ét. sci. Angers*, NS, 74<sup>e</sup> à 76<sup>e</sup> années, p. 37-106, 8 pl.

PHILIPPOT A. (1950) — Les Graptolites du Massif armoricain ; étude stratigraphique et paléontologique. Thèse, Rennes, (Imp. bretonne), 295 p., 22 fig.

PILLET J. (1962) — Contribution à l'étude du Dévonien armoricain, III, note préliminaire sur la faune des calcaires d'Angers—Erbray. *Bull. Soc. Ét. Sci. Angers*, NS, t. III, 90<sup>e</sup> année (1960), p. 46-61.

PILLET J. (1973) — Les Trilobites du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen du Sud-Est du Massif armoricain. *Mém. Soc. Ét. Sci. Anjou*, n° 1 (1972), 307 p., 64 pl.

PILLET J. (1977) — Une faunule trilobitique du Llanvirn dans le synclinal d'Angers—Saint-Julien-de-Vouvantes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), 3, p. 817-839.

PILLET J. (1981) — Les Trilobites des ardoises d'Angers. I : genre *Placoparia*. *Mém. Soc. Ét. Sci. Anjou*, n° 4, 1980, p. 31-42.

PILLET J. (1982) — Les Trilobites des ardoises d'Angers. II : *Calymenidae*. *Bull. Soc. Ét. Sci. Anjou*, t. XVI, p. 119-134.

PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV.

RABUD. (1982) — Lithostratigraphie du Briovérien de la région de Châteaubriant et ses rapports avec le Paléozoïque. *Réun. ann. Sci. Terre, Paris*, p. 529.

RAGUINE. (1958) — Bassins de fer de l'Ouest de la France, p. 102-104. *Chambre Synd. des Mines de fer de la France* (inédit).

STOUVENOT A. (1920) — Gisements ferrifères de Bretagne, Maine, Anjou. *Ann. mines*, 11<sup>e</sup> sér., t. 9, p. 57-92.

### **Cartes géologiques de la France à 1/80 000**

Feuille *Ancenis*, 1<sup>re</sup> éd. (1890), par E. BUREAU et L. BUREAU.

Feuille *Ancenis*, 2<sup>e</sup> éd. (1967), par P. CAVET, J. COGNÉ et M. GRUET, avec la collaboration de A. ARNAUD, L. CHAURIS, H. LARDEUX, G. LUCAS, A. NICOLAS, J. PÉNEAU et J. PILLET.

Feuille *Angers*, 1<sup>re</sup> éd. (1907), par L. BUREAU et J. WELSCH.

Feuille *Angers*, 2<sup>e</sup> éd. (1953), par G. DENIZOT et J. PÉNEAU.

Feuille *Château-Gontier*, 1<sup>re</sup> éd. (1896), par L. BUREAU et D. OEHLERT.

Feuille *Château-Gontier*, 2<sup>e</sup> éd. (1941) : réimpression.

Feuille *Château-Gontier*, 3<sup>e</sup> éd. (1961) (contours de la 1<sup>re</sup> éd. légèrement modifiés).

Feuille *Redon*, 1<sup>re</sup> éd. (1889), par C. BARROIS et L. BOCHET.

Feuille *Redon*, 2<sup>e</sup> éd. (1938), par C. BARROIS et P. PRUVOST.

Feuille *Redon*, 3<sup>e</sup> éd. (1964) : réimpression.

Feuille *Saint-Nazaire*, 1<sup>re</sup> éd. (1897), par C. BARROIS.

Feuille *Saint-Nazaire*, 2<sup>e</sup> éd. (1949), par C. BARROIS.

### **Cartes géologiques de la France à 1/50 000**

Feuille *Ancenis* (1978), par P. CAVET, avec la collaboration de A. ARNAUD, J. BLAISE, M. GRUET, H. LARDEUX, G. LUCAS, J. MARCHAND et L.M. RIVIÈRE.

Feuille *Angers* (1976), par P. CAVET, avec la collaboration de A. ARNAUD, J. BLAISE, R. BROSSÉ, L. CHAURIS, M. GRUET et H. LARDEUX.

Feuille *Chalonnnes-sur-Loire* (1970), par P. CAVET, avec la collaboration de A. ARNAUD, J. BLAISE, L. CHAURIS, M. GRUET, H. LARDEUX et L.M. RIVIÈRE.

Feuille *Châteaubriant* (1982) par D. RABU.

Feuille *Malestroit* (1981), par J. PLAINE, avec la collaboration de Y. QUÉTÉ et de H. HALLEGOUET.

Feuille *Nort-sur-Erdre* (1983), par L. BARBAROUX, avec la collaboration de B. BOUSQUET, P. CAVET, J. MARCHAND, J.P. MARGEREL et D. SEL-LIER.

Feuille *Redon* (1984), par J. DELFOUR et F. TRAUTMANN.

Feuille *Thource* (1985), par J. BLAISE, avec la collaboration de A. ARNAUD, R. BROSSÉ, P. CAVET, M. GRUET et H. LARDEUX.

### *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-Piche-rit, 44300 Nantes ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### **AUTEURS DE LA NOTICE**

Cette notice a été rédigée par Marcel DUBREUIL<sup>†</sup>, maître de conférences à l'institut universitaire de technologie de Saint-Nazaire et Pierre CAVET, professeur honoraire de l'université de Nantes, avec la collaboration de :

Jacques BLAISE, chargé de recherche au CNRS, institut des Sciences de la Nature de l'université de Nantes (domaine centre-armoricain, unité Lannavaux—Les-Ponts-de-Cé, tectonique et métamorphisme des complexes armoricains).

Janine ESTÉOULE-CHOUX, maître de conférences, institut de Géologie de l'université de Rennes (altérites du Paléozoïque et cuirasses associées).

Michel GRUET, conservateur au musée de Paléontologie d'Angers (Miocène, Pliocène, Quaternaire, la sidérurgie sur le territoire de la carte).

Hubert LARDEUX, professeur à l'institut de Géologie de l'université de Rennes (formations fossilifères remaniées au sein du complexe de Saint-Julien-de-Vouvantes).

C. VAUTRELLE (BRGM), gîtes minéraux.

