



# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## SEGRÉ

par  
D. JANJOU

## SEGRÉ

La carte géologique à 1/50 000  
SEGRÉ 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)

Châteaubriant	Craon	Château-Gontier
St-Mars-la-Jaille	SEGRÉ	Le Lion-d'Angers
Ancenis	Chalonnnes-sur-Loire	Angers

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,  
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SEGRÉ À 1/50 000

par

D. JANJOU

avec la collaboration de  
H. LARDEUX, J. CHANTRAINE, L. CALLIER, H. ÉTIENNE

1998

Éditions du BRGM  
Service géologique national

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

*pour la carte* : JANJOU D., avec la collaboration de GRUET M., PENECKI C. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Segré (422). Orléans : BRGM. Notice explicative par D. Janjou et coll. (1998), 68 p.

*pour la notice* : JANJOU D., avec la collaboration de LARDEUX H., CHANTRAINE J., CALLIER L., ÉTIENNE H. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Segré (422). Orléans : BRGM, 68 p. Carte géologique par D. Janjou et coll. (1998).

© BRGM, 1998. 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 : 2-7159-1422-9

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	8
<i>TERRAINS PROTÉROZOÏQUES (?) ET PALÉOZOÏQUES</i>	8
<b>Domaine de Bretagne centrale</b>	8
<b>Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes</b>	19
<b>Anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé</b>	27
<b>Unité de Redon-Nozay</b>	32
<b>Formations magmatiques ou d'origine magmatique</b>	37
<i>TERRAINS CÉNOZOÏQUES</i>	39
<b>Formations tertiaires</b>	39
<b>Formations superficielles</b>	43
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	43
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	50
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	53
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	53
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	57
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	59
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	59
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	59
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	59
<b>AUTEURS</b>	66
<b>ANNEXE : DATATION DE L'ORTHOGNEISS DE SAINT-CLÉMENT-DE-LA-PLACE</b>	67

## INTRODUCTION

### SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Segré est situé dans le département du Maine-et-Loire. Son sous-sol est constitué principalement par des terrains d'âge paléozoïque et par des formations « briovériennes », sur lesquels reposent quelques placages de sables pliocènes et de faluns miocènes.

Du point de vue géomorphologique, on distingue deux grands domaines qui s'individualisent à la faveur de l'érosion différentielle :

- au Nord d'une ligne passant par Challain-la-Potherie, Loiré, Vern-d'Anjou, les grès et les silts des formations briovériennes déterminent une étendue faiblement vallonnée, dont la partie médiane est occupée par le bassin-versant de la rivière Argos. Vers le Nord, cette rivière se jette dans la Verzée à Sainte-Gemmes-d'Andigné avant que cette dernière ne rejoigne à son tour l'Oudon dans la ville de Segré. Dans ce domaine, le réseau hydrographique n'est que peu tributaire des structures hercyniennes, auxquelles il semble en grande partie surimposé ;

- au Sud du domaine précédent, les assises paléozoïques arment une série de reliefs linéaires orientés suivant une direction WNW-ESE, qui dominent les formations briovériennes d'une trentaine de mètres. Le réseau hydrographique est ici très nettement influencé par l'orientation des structures hercyniennes, il correspond à la partie la plus amont du bassin-versant de l'Erdre. Enfin, dans sa partie sud-ouest, ce domaine est envahi par les sables et les argiles pliocènes qui occupent le fond des vallons et ne laissent plus émerger que des crêtes gréseuses discontinues.

### CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Segré se situe dans le domaine centre-armoricain limité par les cisaillements nord- et sud-armoricains, décrochements dextres varisques d'importance crustale, dont le fonctionnement a provoqué, au Carbonifère, la déformation régionale.

Traversée par la grande faille Malestroit-Angers cette feuille concerne deux sous-domaines distincts :

- au Nord, le *domaine de Bretagne centrale* est considéré comme l'avant-pays de la chaîne cadomienne (panafricaine) nord-armoricaine, les sédiments briovériens, affleurant dans la majeure partie de ce domaine, provenant de l'érosion de la chaîne (bassin d'avant-pays). Le Paléozoïque (Ordovicien-Dévonien) affleurant dans les « synclinaux du Sud de Rennes »

représente une sédimentation de plate-forme installée après un épisode de distension d'âge ordovicien inférieur ;

- au Sud, le *domaine des landes de Lanvaux* correspond à une structure antiforme linéaire, trait majeur de l'architecture armoricaine, de part et d'autre de laquelle s'affrontent (par un double déversement structural centripète) deux domaines paléozoïques différents : au Nord, le domaine centre-breton, au Sud, le domaine « ligérien ». Au-delà vers le Sud, la feuille Segré effleure le *domaine de Saint Georges-sur-Loire*, considéré comme un bassin de type marge active (Ordovicien à Dévonien) et qui est affecté par une tectonique tangentielle à vergence nord, c'est-à-dire aussi vers l'axe des landes de Lanvaux.

### **Terrains protérozoïques (?) et paléozoïques**

Sur le territoire de la feuille Segré, le socle armoricain se caractérise par la juxtaposition de quatre ensembles lithostructuraux qui sont, du Nord vers le Sud :

- le domaine de Bretagne centrale ;
- l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes ;
- l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé ;
- l'unité de Redon-Nozay.

La limite méridionale du **domaine de Bretagne centrale** est située sur le versant sud des collines armées par le Grès armoricain, qui barrent l'horizon au Sud de Challain-la-Potherie, Vern-d'Anjou et Brain-sur-Longuenée. Cette limite structurale est matérialisée géologiquement par la branche nord de l'accident de Malestroit-Angers, au-delà de laquelle on retrouve les formations classiquement décrites au Sud de Rennes avec, à la base de la série, un Briovérien grésopélitique à intercalations conglomératiques. Ces terrains d'âge incertain (Protérozoïque à Cambrien) sont ici recouverts en discordance cartographique par les assises grésopélitiques rouges de la Formation de Pont-Réan, auxquelles succèdent les trois membres du Grès armoricain, les schistes ardoisiers de la Formation de Traveusot, les grès du Caradoc (Formation du Châtelier et Grès à *Onnia grenieri*), puis les grès psammitiques et quartzitiques attribués au Caradoc-Ashgill.

**L'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes**, qui atteint 3,5 km de large au méridien de Vritz, se pince progressivement en direction de l'Est où elle n'est plus représentée que par une étroite bande de terrains siluriens de 250 m de large, comprimée entre les deux domaines qui la bordent.

Malgré l'apparente désorganisation lithostructurale qui semble régner dans ce domaine et qui interdit bien souvent tout levé de coupe continue sur une même transversale, les terrains présents dans cette unité sont datés de l'Arénig au Dévonien supérieur.

L'**anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé** offre quant à lui, une remarquable continuité d'affleurement entre la bordure du bassin de Paris à l'Est d'Angers, et la pointe du Finistère. Il est constitué de terrains sédimentaires d'âge protérozoïque supérieur à ordovicien et d'une lame gneissique d'âge ordovicien. Cette unité lithostructurale se caractérise, de plus, par la présence de structures à fort gradient de déformation ductile qui n'ont pas d'équivalent dans les unités voisines.

On constate que l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé est limité structurellement, au Nord comme au Sud, par des failles d'extension régionale. Il s'agit au Nord, de la branche sud de l'accident de Malestroit-Angers, et au Sud, de la faille de Freigné.

L'**unité de Redon-Nozay** occupe la partie sud-ouest de la feuille ; elle est limitée vers le Nord par l'alignement d'affleurements des ampélites siluriennes (Ampélites du Houx), qui jalonnent la retombée méridionale de l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé au niveau de la faille de Freigné.

Les terrains qui affleurent dans la partie nord de cette unité ne sont pas datés, mais les convergences de faciès et la présence, sur la feuille voisine Saint-Mars-la-Jailie, de grès à *Calymenella bayani* situés dans le prolongement de ces affleurements, permettent d'envisager un âge protérozoïque supérieur (Briovérien) à ordovicien pour ces dépôts.

### **Terrains cénozoïques**

Les terrains mésozoïques ne sont pas représentés dans l'emprise de la feuille Segré ; les témoins les plus occidentaux de la transgression cénomaniennne sont conservés plus à l'Est sur la feuille voisine Le Lion-d'Angers, où les grès et les sables glauconieux de cette époque reposent directement sur les schistes briovériens de la région de Sceaux-d'Anjou.

Au Miocène, la mer « helvétique » isole le territoire armoricain du reste du continent européen ; elle est à l'origine du dépôt des faluns dont il ne subsiste ici que quelques petits gisements, comme ceux de la Fosse au Nord de Bourg-d'Iré, et de Gené dans la partie centrale de la feuille.

Au Pliocène, la mer redonienne envahit à nouveau la région et dépose des argiles puis des sables qui comblent les dépressions d'une morphologie préexistante.

Les terrains quaternaires sont représentés par les alluvions récentes, par les colluvions qui nappent certains versants, et par les formations résiduelles qui peuvent recouvrir des surfaces assez vastes, comme dans la région de Marans-Gené. Ailleurs, sur les crêtes de Grès armoricain, la déflation sur

des surfaces non préservées par la végétation a permis le façonnement de quelques blocs et éolisé certains sables.

## ***DESCRIPTION DES TERRAINS***

### ***TERRAINS PROTÉROZOÏQUES (?) ET PALÉOZOÏQUES***

#### **Domaine de Bretagne centrale**

##### ***Briovérien***

Une grande partie du Massif armoricain (Bretagne centrale et Bocage normand) est occupée par des terrains azoïques d'origine sédimentaire, qui sont en partie recouverts par des formations paléozoïques paléontologiquement caractérisées. Pour désigner ces séries anciennes, C. Barrois proposa dès 1895 le terme de système Briovérien. Défini dans un premier temps pour les séries antérieures au Cambrien dans le Bocage normand, le terme de « Briovérien » a ensuite été étendu à l'ensemble des formations antérieures au Paléozoïque *s.l.* et, en particulier, à celles qui précèdent l'Ordovicien de Bretagne centrale.

La notion de « Briovérien » n'est donc pas de valeur stratigraphique précise mais correspond à des terrains mis en place au cours d'une période allant du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque inférieur.

Les formations briovériennes occupent les deux-tiers nord du territoire de la feuille Segré. Elles apparaissent à la faveur d'une vaste structure anticlinoriale (anticlinorium de Châteaubriant ou du Lion-d'Angers) limitée au Nord par le synclinal paléozoïque de Segré et au Sud par la retombée méridionale de l'anticlinal de Challain-la-Potherie.

La synthèse des observations lithologiques et structurales des terrains briovériens a permis d'établir une succession lithologique régionale, dans laquelle on identifie de bas en haut :

- des siltites et grès fins en alternance ;
- les poudingues quartzeux de type Gourin ;
- des quartzites et siltites en alternance.

**b2S. Siltites vertes et grès fins en alternance.** Les dépôts se rapportant à cette formation sont relativement bien exposés dans la vallée de la Verzée entre le Tremblay à l'Ouest et le méridien de Segré à l'Est. Dans ce secteur, ils affleurent dans le cœur d'un anticlinal dont les flancs sont armés par les passées lenticulaires des poudingues de type Gourin.

En raison du caractère discontinu des affleurements qui interdit l'établissement d'une succession lithologique détaillée, on retiendra les faits suivants :

- dans la vallée de la Verzée, au lieu-dit la Haute-Bergée, les poudingues de Gourin reposent sur un ensemble hétérogène constitué de siltites gris-vert à tendance ardoisière, au sein desquelles sont intercalés quelques bancs quartzitiques de 5 cm à 20 cm d'épaisseur. L'observation microscopique de ces quartzites montre qu'il s'agit de quartzarénites fines ;
- la roche est composée principalement de petits grains de quartz baignant dans une matrice silico-argileuse, en grande partie recristallisée dans les plans de schistosité (chlorite et muscovite) ;
- la proportion quartz/phyllite est généralement voisine de 35/65, ces roches peuvent donc être classées parmi les siltites argileuses. Les feldspaths et les minéraux opaques sont rares (< 5 %).

Les faciès qui viennent d'être présentés (schistes subardoisiers et grès fins à stratifications entrecroisées) constituent ici la partie sommitale de la série inférieure (sous les poudingues de type Gourin), sur environ 150 m d'épaisseur. Cette succession (siltites ardoisières et grès argileux à figures sédimentaires) a déjà été décrite plus à l'Est, sur la coupe de la Mayenne où elle constituait la partie sommitale de la Formation des Siltites vertes (feuille Le Lion-d'Angers ; Brossé *et al.*, 1988). Cette observation montre que les variations de faciès au sein des formations briovériennes sont relativement peu importantes.

**b2G. Poudingues quartzeux de type Gourin.** Désignés dans la littérature par le terme de « Poudingue de Gourin », ces passées conglomératiques et microconglomératiques ont valeur de niveau repère au sein de la série briovérienne.

Ces faciès sont présents à la base de la formation des quartzites sommitaux dont ils sont indissociables ; ils ont toutefois été distingués cartographiquement car certaines de ces lentilles conglomératiques s'étendent sur plusieurs centaines de mètres, et peuvent atteindre 25 m de puissance (la Haute-Bergée au Nord-Ouest du Tremblay). Il s'agit généralement de « crachées » conglomératiques en bancs massifs d'épaisseur décimétrique à plurimétrique (jusqu'à 3 m), qui alternent avec des passées de siltites rubanées de teinte gris sombre.

Bien que l'on n'observe pas de granoclassement vertical net dans les niveaux grossiers, la granulométrie moyenne des éléments de plus grande taille peut varier considérablement d'un banc à l'autre. Les figures sédimentaires sont peu diversifiées : seules quelques rides de courant sont

parfois visibles à la surface des bancs, et quelques surfaces de ravinement peu marquées apparaissent çà et là à la base des accumulations conglomératiques.

Les poudingues de type Gourin sont hétérométriques ; ils sont composés d'éléments de quartz laiteux de taille variable (quelques millimètres à dix centimètres), mono- ou polycristallins, anguleux dans les fractions fines, arrondis dans les passées plus grossières. Les galets de phtanite sont rares et les fragments de roches magmatiques ou métamorphiques sont totalement absents. La proportion de matrice est variable : les galets peuvent dans certains cas être très disséminés dans une matrice soit gréseuse, soit plus souvent dans une matrice silteuse dont la proportion peut alors atteindre 70 % de la composition totale de la roche.

L'observation microscopique des faciès fins montre une roche composée essentiellement de grains de quartz mal calibrés de forme émoussée parfois anguleuse. Les débris lithiques peu abondants sont essentiellement constitués de fragments de quartzite et de microquartzite parfois carboné (phtanite). On remarque enfin la présence de quelques grains de feldspaths et de rares paillettes de muscovite détritiques.

**b2χ. Quartzites et siltites en alternance.** Cet ensemble, qui constitue la partie sommitale de la série briovérienne, affleure à la faveur de vastes structures synclinales qui se moulent sur les plis des terrains paléozoïques (synclinaux de Chauveaux et de Segré). Cette formation qui succède aux poudingues de Gourin, se caractérise par la présence de plusieurs barres quartzitiques suffisamment massives (d'épaisseur probablement décamétrique) pour que leur présence s'exprime clairement dans la topographie.

En surface, ces quartzites sont le plus souvent imprégnés d'oxydes de fer (limonite) qui confèrent à la roche une teinte brun rouille très caractéristique. Ils se présentent en bancs décimétriques à métriques qui alternent avec des siltites en plaquettes de couleur gris-bleu ou verdâtre.

L'observation microscopique montre que ce sont des roches à grain assez fin, la taille moyenne des éléments figurés étant voisine de 50  $\mu\text{m}$  (classe granulométrique des arénites fines). Elles sont en outre composées presque exclusivement de grains de quartz monocristallin de forme arrondie ou émoussée, rarement anguleuse. Les lithoclastes sont rares et uniquement composés de fragments de microquartzite. La matrice siliceuse, qui constitue environ 30 % de la roche, est entièrement recristallisée ; il s'agit d'un ciment quartzitique finement cristallin qui se présente en mosaïque isogranaulaire. Les feldspaths et les phyllites d'origine sédimentaire sont exceptionnels. Il s'agit donc de sédiments très matures dont le faciès rappelle et

annonce la sédimentation de plate-forme silicoclastique qui caractérise la transgression ordovicienne (Formation du Grès armoricain).

### **Paléoenvironnements**

Dans le cas des alternances des siltites vertes, la présence de sédiments relativement matures laisse supposer une émergence active, suivie d'un transfert assez long et d'une sédimentation relativement lente avec tri granulométrique et sélection minéralogique assez poussée. La présence de nombreuses figures sédimentaires de petite taille indique l'existence de courants de fond, ou d'une topographie inclinée au moment du dépôt. On note, de plus, une diminution de la taille des éléments vers le sommet de la série, avec l'apparition des faciès parfois ardoisiers composés de siltites argileuses très fines. On peut donc voir, dans ce type de dépôt, le témoin d'une sédimentation distale de type deltaïque.

Avec les poudingues de type Gourin la reprise de l'érosion est brutale. Ces conglomérats revêtent d'ailleurs certains caractères d'immaturation : mauvais classement, éléments de petite taille, émoussés voire anguleux, alors que les éléments de grande taille (galets), constitués exclusivement de quartz, sont bien roulés et auraient donc une origine plus lointaine.

Les grès quartzitiques à passées microconglomératiques qui accompagnent les conglomérats (*sensu stricto*), témoignent plutôt d'un environnement fluvial.

Enfin, les brusques changements de granulométrie (alternance de poudingues et de siltites), et l'aspect lenticulaire des passées conglomératiques, s'accordent avec une assez grande instabilité du milieu de dépôt.

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

Les quartzites sommitaux, composés de roches siliceuses très pures et bien calibrées, constituent les faciès les plus évolués de la série briovérienne. Comme dans les cas précédents, ces dépôts évoquent une sédimentation épiconinentale plutôt rapide, mais ayant retrouvé une plus grande stabilité.

### **Age**

Les formations briovériennes étaient réputées azoïques et les recherches entreprises n'ont mis en évidence que des microorganismes dont la diversification et la distribution ne sont pas significatives (Chauvel et Mansuy, 1981). Jusqu'à une période récente, l'attribution de ces terrains au Protérozoïque reposait sur les arguments suivants : la discordance infra-paléozoïque était interprétée en Bretagne centrale comme équivalente de celle du Bocage

normand, c'est-à-dire scellant l'orogénèse cadomienne, et marquait la transgression paléozoïque (datée du Cambrien dans le Bocage normand alors que les premiers niveaux datés en Bretagne centrale sont ordoviciens). Les formations de Bretagne centrale et du Bocage normand étaient alors considérées comme contemporaines et d'âge protérozoïque supérieur (Chauvel et Robardet, 1980).

Cette argumentation a été remise en question sur la base de nouvelles données :

- le Briovérien de Bretagne centrale est structuré au cours de l'orogénèse varisque et n'est pas affecté par les déformations cadomiennes (Le Corre, 1977). La discordance infra-paléozoïque est attribuée à une phase d'extension continentale précédant et provoquant la transgression arénigienne (Ballard *et al*, 1986);
- les « séries rouges » (attribuées auparavant au Cambro-Trémadoc) qui jalonnent la discordance en Bretagne centrale sont désormais datées, par le volcanisme intercalé, de l'Arénig (Bonjour, 1988) ;
- les formations briovériennes de Bretagne centrale et du Bocage normand ne sont plus considérées comme strictement équivalentes ; bien que faisant partie d'un même ensemble post-cadomien, les deux séries semblent se relayer dans l'espace et dans le temps (Chantraine *et al*, 1988).

Dans ces conditions, l'âge du Briovérien de Bretagne centrale n'est contraint que par la datation des séries rouges sus-jacentes d'âge arénigien. Pour le contraindre davantage, des datations ont été réalisées sur les zircons détritiques inclus dans les sédiments briovériens de la vallée de la Mayenne. La grande majorité des âges sur zircons varient entre 580 et 540 Ma, intervalle correspondant strictement à l'ensemble des magmatismes cadomiens du domaine nord-armoricain (Guerrot *et al*, 1992).

Si l'on se réfère à l'âge proposé pour la limite Précambrien/Cambrien qui est aujourd'hui fixé à 540 Ma, ces résultats suggèrent que le Briovérien de Bretagne centrale correspond à une continuité de sédimentation de part et d'autre de cette limite ; débutant au Protérozoïque supérieur (voire terminal) elle se poursuit pendant le Cambrien (tout du moins inférieur). Il est actuellement impossible d'évaluer la durée de la lacune entre le sommet du Briovérien et la base des séries rouges.

### **Ordovicien**

Les formations paléozoïques se rapportant au domaine de Bretagne centrale affleurent sur la feuille Segré au-delà de la branche nord de l'accident de Malestroit-Angers. Au Nord, il s'agit de la terminaison du synclinal de

Segré, à l'Ouest, de l'extrémité orientale du synclinal de Chanveaux et, au Sud, du flanc sud de l'anticlinal de Challain-la-Potherie.

L'âge des formations paléozoïques conservées dans ces structures est compris entre l'Arénig et le sommet de l'Ordovicien, le Silurien n'affleurant pas sur la feuille Segré.

**o2R. Formation de Pont-Réan (Arénig) : grès fins et siltites vertes ou rouges.** La Formation de Pont-Réan, dont les dépôts annoncent la transgression ordovicienne, semble ici disparaître progressivement à l'Est du méridien de Loiré. Cette lacune des séries rouges avait déjà été signalée sur la feuille voisine Le Lion-d'Angers (Brossé *et al*, 1988), dans la région de Châteauneuf-sur-Sarthe, où les premières assises du Grès armoricain reposent directement sur les schistes briovériens.

Une interprétation de ce phénomène a été proposée par J.F. Ballard *et al*. (1986) ; elle intègre la distribution irrégulière des séries rouges et la variabilité de l'attitude de la discordance dans un modèle de type marge passive (failles normales et blocs basculés) générée par un processus d'extension continentale au cours de l'Ordovicien. Dans ce modèle, l'intensité de la discordance infra-paléozoïque et la puissance des dépôts synrift, les séries rouges, varient suivant la position de ces dépôts par rapport aux blocs basculés et aux failles bordières du soubassement briovérien.

La Formation de Pont-Réan n'affleure donc que de manière sporadique, et elle est le plus souvent recouverte par les éboulis des barres de Grès armoricain redressées qui arment les collines. Seules quelques petites carrières abandonnées permettent d'observer cette formation dans de bonnes conditions. Il s'agit plus souvent de roches de couleur à dominante gris verdâtre ou rouge-lie-de-vin.

À la base de la série, on distingue localement un poudingue polygénique dont les éléments (quartz, quartzites et schistes), de taille variable, sont mal classés et dispersés dans une matrice gréseuse. Mais la majeure partie de la Formation de Pont-Réan (100 à 150 m) est constituée de siltites gréseuses très homogènes dont le litage sédimentaire est très mal exprimé en raison du débit schisteux très dense qui affecte ces terrains. Les faciès verdâtres forment l'essentiel des affleurements de la région de Segré, alors qu'au Sud de Loiré la formation est plutôt rouge et plus riche en faciès grés-quartzitiques.

Sur la feuille Segré, ces dépôts n'ont pas fourni de fossile ; cependant plus à l'Ouest (feuille Châteaubriant), dans la carrière de Margat les espèces suivantes ont été recueillies (Davy, 1909) : *Lingula lesueuri*, *L. pseudocrumena*, un trilobite rapporté à *Ogygia armoricana* ainsi que des traces biologiques se rapportant aux tigillites, à *Vescillum*, aux fucoides et à

des *Cruziana*. Ces formes ne permettent pas de préciser l'âge de la formation, qui est compris entre le Cambrien et l'Arénig. Toutefois, des datations Pb/Pb sur monozircons, portant sur les formations volcaniques intercalées dans les séries rouges de la région de Réminiac, à l'Ouest, et intrusives dans les sédiments briovériens de la vallée de la Mayenne, à l'Est, donnent des âges situés autour de 471-475 Ma (Guerrot *et al*, 1992) et montrent que la sédimentation accompagnant cette activité volcanique est d'âge arénigien, comme cela avait déjà été montré en presque île de Crozon (Bonjour, 1988).

**o2G. Formation du Grès armoricain (Arénig).** Le Grès armoricain, défini par M. Rouault (1851), fut ensuite subdivisé en trois unités, d'abord par C. Barrois (1877), puis par F. Kerforne (1912, 1915) ; ce dernier proposa la subdivision en trois membres qui est couramment utilisée depuis : Grès armoricain inférieur, Schistes intermédiaires, Grès armoricain supérieur. A la même époque, quatre couches de minerai de fer furent distinguées à l'intérieur de la formation (Davy, 1911), et leur position sous les Schistes intermédiaires fut ensuite établie par F. Kerforne (1912, 1915).

Paléogéographiquement, le Grès armoricain se caractérise par une vaste extension géographique et par un important volume de sédiments déposés, dont l'origine demeure toutefois hypothétique : démantèlement d'une cordillère (Chauvel, 1968), ou remaniement *in situ* d'un stock sableux disponible sur une plate-forme sous-aquatique peu profonde (Guillocheau et Rolet, 1982). Du point de vue sédimentologique, il s'agit de sédiments super-matures (quartz, rutile et zircon), déposés sur une plate-forme peu profonde et dont l'évolution séquentielle complexe présente un caractère globalement transgressif, probablement induit par des mouvements tectoniques verticaux (eustatisme).

L'ensemble de la Formation du Grès armoricain regroupe ainsi des lithofaciès homolithiques arénacés (quartzites), hétérolithiques à dominante arénacée ou pélitique (alternances grésopélitiques) et homolithiques pélitiques.

Les caractéristiques ichnologiques et sédimentologiques suggèrent un paléoenvironnement comprenant à la fois des paléomilieux côtiers à *Skolithus* et *Cruziana*, des paléomilieux appartenant à la partie supérieure de la plate-forme soumis épisodiquement à des tempêtes, et enfin à des paléomilieux de décantation tranquille situés au-dessous de la limite d'action des vagues permanentes.

Sur la feuille Segré, le Grès armoricain forme l'ossature du synclinal de Segré et arme la ligne de crête qui, au Sud, borde le domaine briovérien.

• **Membre inférieur grésopélitique (o2Gi)** (puissance 200 à 300 m). Les dépôts reposent ici soit sur la Formation de Pont-Réan à laquelle ils

succèdent alors par un passage progressif, soit sur les terrains briovériens sur lesquels ils sont faiblement discordants. Le membre inférieur du Grès armoricain est composé presque exclusivement de faciès homolithiques gréso-quartzitiques à sédimentation rythmique, ne présentant pas de grano-classement mais qui admettent quelques intercalations silto-argileuses noires.

Dans les niveaux arénacés, les bancs homolithiques n'excèdent pas 1 m de puissance. Il s'agit de quartzites très matures à grains fins ou très fins (< 150  $\mu\text{m}$ ) homométriques, à altération superficielle blanchâtre, mais qui apparaissent gris bleuté à noirâtre en profondeur.

Dans sa partie supérieure, le membre quartzitique admet plusieurs couches de **minerai de fer** (Fe) riche en magnétite, désignées successivement, du haut vers le bas, par les lettres A, B, C, D. Dans la région de Segré, la couche A se trouve pratiquement au sommet du membre inférieur et son épaisseur est comprise entre 1,5 m et 1,8 m ; la couche B se trouve à 50 m au-dessous de A, elle atteint 12 m de puissance et comporte 8 m de minerai constitué de plusieurs petites couches, dont un banc principal de 1 m d'épaisseur. La couche C, répartie sur 10 m, se trouve 100 m au-dessous de B et enfin la couche D, lorsqu'elle est présente, est située à 60 m au-dessous de C.

Du point de vue pétrographique, les faciès les plus fréquents du minerai de fer sont constitués de siltites et d'arénites ferrifères à pseudo-oolites, les oolites véritables étant assez rares, contrairement aux oolites superficielles. Les paragenèses les plus fréquentes réunissent à côté du quartz : la magnétite, la sidérite et les silicates ferrifères tels que la bavalite et le stilpnomélane.

Du point de vue paléontologique, le membre inférieur du Grès armoricain est pauvre en organismes fossiles ; seuls des assemblages de chitinozoaires ont permis d'établir l'âge arénigien de cette séquence (Deunff et Chauvel, 1970), l'ensemble de la formation étant ainsi actuellement rapporté à la seule biozone d'*Eremochitina baculata brevis*, attribuée à l'Arénig inférieur et moyen *pro parte* par F. Paris *et al.* (1982). Si ces faunes sont rares, les traces de vie sont par contre abondantes ; de nombreuses formes ont été décrites dans cette partie de la formation dont, parmi les plus connues, *Cruziana*, *Daedalus*, *Skolithns*.

• **Membres intermédiaire et supérieur indifférenciés** (o2Gs) (~ 200 m). Dans la région de Segré, pour des raisons de commodité liées aux conditions d'affleurement, les membres intermédiaires et supérieurs du Grès armoricain ont été regroupés dans une même unité cartographique.

Le *membre silto-pélitique intermédiaire* (« Schistes intermédiaires » ou Membre de Congrier), d'une puissance d'environ 100 m, affleure dans le cœur

du synclinal, sur la rive droite de l'Oudon en amont du village de La Chapelle-sur-Oudon, où il détermine une falaise d'une quarantaine de mètres de commandement. Sur la retombée sud de l'anticlinal de Challain-la-Potherie, les Schistes intermédiaires n'affleurent pas ; seules, de discrètes dépressions topographiques plus ou moins ennoyées par les colluvions permettent de supposer leur présence ; ils existent cependant, comme l'attestent les observations faites dans la petite descenderie d'exploration qui a été creusée dans le bois de la Pilletais, et qui les recoupe sur une vingtaine de mètres.

Il s'agit de dépôts rythmiques à tendance homolithique silto-pélique dominante, contenant de rares passées silto-gréseuses finement stratifiées. Ces faciès ne sont ni bioturbés, ni ampéliteux ; aucune trace de faunes de type pélagique n'a été retrouvée jusqu'à présent dans ces dépôts, alors qu'elles existent dans les formations sus-jacentes (Schistes d'Angers) dont les faciès sont pourtant identiques (Durand, 1985).

Ces dépôts de décantation témoignent de l'approfondissement temporaire du bassin, dans un domaine abrité de type mer intérieure.

Les grès du *membre gréseux supérieur* (puissance 60 à 80 m) sont lithologiquement et sédimentologiquement comparables à ceux décrits dans le membre inférieur. Ils affleurent à Segré, en rive gauche de l'Oudon, sous le pont de chemin de fer. Il s'agit d'une alternance de grès et de quartzites en petits bancs de 10 à 30 m de puissance contenant des intercalations péliques et psammitiques assez nombreuses, plus épaisses que dans le membre inférieur (décimétriques).

Les grès et les quartzites sont à grain fin ou très fin (taille des éléments < 100  $\mu$ m), à quartz isogranulaire (90 à 100 % du volume), muscovite détritique, séricite et rare chlorite.

Le membre supérieur du Grès armoricain se distingue donc du membre inférieur essentiellement par l'absence de dépôts ferrifères intercalés, l'existence de niveaux à zircons et monazites radioactifs (Alix, 1966) et par la présence exceptionnelle d'*Ogygia armoricana* qui en est le fossile caractéristique.

Récemment, en Bretagne centrale, l'extrême base des formations schisteuses sus-jacentes a été datée de l'Arénig moyen (Zone à Nitidus) par la découverte de graptolites et de chitinozoaires (Paris, 1981 ; Paris et Skevington, 1979). La base de la Formation de Traveusot appartient donc encore à l'Arénig ; on pourrait donc, dans l'absolu, dissocier désormais la coupure lithologique du sommet du Grès armoricain de la limite stratigraphique Arénig/Llanvirn.

Sur le flanc sud de l'anticlinal de Challain-la-Potherie, les trois membres du Grès armoricain ont été regroupés (02G) en raison de l'omniprésence

d'un recouvrement superficiel mêlant sables rouges et dépôts de pente et interdisant toute cartographie précise du substratum paléozoïque.

**o3-4T. Formation de Traveusot (Llanvirn-Llandeilo) : pélites silteuses subardoisières ou ardoisières.** Au Nord, les dépôts constituant cette formation (= « Schistes d'Angers » *auct.*) occupent le cœur du synclinal de Segré ; au Sud, ils font suite aux barres de Grès armoricain verticalisées ou déversées, qui affleurent sur la retombée méridionale de l'anticlinal de Challain-la-Potherie. Ils affleurent ainsi en continu depuis la limite orientale de la carte, jusqu'au niveau de la concavité de Vern-d'Anjou ; ensuite, les affleurements sont plus rares jusqu'au méridien de Challain-la-Potherie où les schistes noirs réapparaissent avant de passer sur la feuille Saint-Mars-la-Jaille. Au niveau de cette bande de terrains plus ou moins étroite, les schistes sont dépourvus de qualité ardoisière.

Par contre, au Nord-Ouest de Segré, les mêmes niveaux sont encore exploités dans les ardoisières de Misengrain et l'ont été jusqu'à une période récente dans celles de Bel-Air, de Combré et de la Gatelière (feuille Craon). Ces pélites silteuses sombres, à quartz, chlorite et séricite, connues aussi sous le nom de « Schistes à Calymènes », traduisent une sédimentation calme de plate-forme ouverte sur le domaine marin, au niveau de laquelle le taux de subsidence est faible ; elles se caractérisent de plus par une grande homogénéité verticale et horizontale des faciès.

Le microfaciès le plus courant correspond à une siltite quartzo-séricito-chloriteuse de couleur gris-bleu à noire, présentant un débit schisteux de caractère ardoisier à subardoisier, qui varie en fonction du degré de métamorphisme. Les éléments constitutifs de la roche sont le quartz en grains très fins (taille généralement comprise entre 10 et 20  $\mu\text{m}$ ), la chlorite en petites paillettes néoformées dans la schistosité, le mica blanc d'origine détritique (grosses lamelles de muscovite et de phengite) ou néoformé (fines paillettes de paragonite). Les minéraux accessoires sont le rutile et la pyrite généralement bien cristallisée, et plus rarement la calcite et les phosphates. Enfin, le chloritoïde, minéral de métamorphisme, peut se développer en relation avec les variations locales du chimisme de la roche.

La faune présente dans la Formation de Traveusot est généralement riche et variée. La limite Arénig/Llanvirn est ainsi située quelques mètres au-dessus du toit du Grès armoricain. L'âge llanvirnien de la partie inférieure des faciès schisteux est attesté par la présence d'un niveau repère à *Didymograptus* (*D. bifidus*, *D. murchisoni*, *D. stabilis*), situé une dizaine de mètres au-dessus du Grès armoricain ; ce niveau a aussi fourni des *Orthis* à grosses côtes et exceptionnellement des trilobites (asaphidés).

Plus haut dans la formation, les trilobites suivants, recueillis en lisière sud de la forêt de Longuenée, indiquent un âge llandeilien : *Neuseretus trisani*, *Ectillaenus giganteus*, *Prionocheilus* sp. et quelques asaphidés.

Dans le domaine de Bretagne centrale, la faune llandeillienne habituelle est la suivante : trilobites (*Colpocoryphe rouaulti*, *C. salteri*, *Eoharpes guichenneusis*, *Kloucekia micheli*, *Placoparia tournemini*, *Dionides* sp., *Illaeus giganteus*) ; brachiopodes (*Stropheodonta* sp., *Orthis* à fines côtes, *Aegiromena marina*) ; échinodermes cystoïdes (*Calix*, *Codiacystes*, *Aristocystes*, *Thalocystis*) ; gastéropodes (*Bellerophon*) ; céphalopodes (*Orthoceras* sp.).

Aux formes précédentes, il faut ainsi ajouter quelques ostracodes et des glyptolites diplograptidés tels *Glyptograptas teretiuxulus*.

**O4-5C. Formation du Châtellier (Llandeilo-Caradoc inférieur) : grès et grès-quartzites blancs.** Comme cela avait déjà été indiqué sur la seconde édition de la feuille Ancenis à 1/80 000, la bande de terrains grés-quartzitiques cartographiée immédiatement au Nord de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, entre Villattes à l'Est et la limite occidentale de la feuille, a été attribuée à la Formation du Châtellier. Ces terrains, qui sont affectés par le pli de Challain-la-Potherie, surmontent les pélites de la Formation de Traveusot ; ils occupent donc de fait la position lithostratigraphique de la Formation du Châtellier.

Il s'agit de grès et de quartzites blancs à brun-beige, qui se présentent en pierres volantes à la surface des labours, l'absence d'affleurement interdisant donc tout levé de coupe géologique au sein de la formation. Ces dépôts sont ici azoïques ; cependant, en Bretagne centrale, la Formation du Châtellier est datée du Llandeilo au Caradoc inférieur par la présence d'une faune de trilobites (trinucléidés).

**o5. Grès à *Onnia grenieri* (Caradoc inférieur).** Dans la partie orientale de la feuille, à l'Est de Vern-d'Anjou, le flanc sud de l'anticlinal de Challain-la-Potherie comporte, dans les horizons supérieurs ou au-dessus des schistes de la Formation de Traveusot, des schistes et grès psammitiques à nodules gréseux dont l'épaisseur a été estimée à quelques dizaines de mètres (moins de 50 m).

Ces grès psammitiques, de couleur beige ou verdâtre, sont fossilifères ; ils ont fourni près du Plessis-Macé (feuille Le Lion-d'Angers) des faunes abondantes contenues dans des nodules grésomiacés de couleur rougeâtre (Arnaud et Pillet, 1971). Il s'agit des trilobites suivants : *Dalmanitina socialis*, *Kloucekia* aff. *phillipsi*, *Onnia grenieri*.

En Bretagne, les couches à *Onnia grenieri* sont classiquement désignées comme caractéristiques du Caradoc inférieur. C'est l'hypothèse qui a été retenue pour l'établissement de cette carte, bien que leur situation exacte (au-dessus ou dans la Formation de Traveusot) soit encore discutée.

**O5-6. Grès psammitiques et quartzites (Caradoc-Ashgill ?).** À l'Est du méridien de Vern-d'Anjou, ce sont des niveaux de grès micacés et de quartzites massifs qui sont en contact tectonique avec la bordure nord de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes.

Ces quartzites blanc à grain fin ou très fin, parfois straticulés, ne sont pas datés ; toutefois, leur position lithostratigraphique au-dessus de niveaux d'âge caradocien inférieur (Grès à *Onnia grenieri*) permet d'envisager un âge au minimum caradocien, voire ashgillien à silurien pour ces dépôts.

Quoi qu'il en soit, vers l'Ouest, cette barre grés-quartzitique ainsi que les grès psammitiques à *Onnia grenieri* ne peuvent plus être distingués de la barre gréseuse de la Formation du Châtellier.

### **Unité de Saint Julien-de-Vouvantes**

Cette unité était autrefois présentée comme une zone synclinale faisant partie intégrante du domaine paléogéographique de Bretagne centrale (Barrois, 1889 ; Kerforne, 1919 ; Milon, 1925). Pour ces auteurs, la série sédimentaire paléozoïque affleurant dans cette unité, bien qu'incomplète, semblait alors tout à fait analogue à celle décrite dans les synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes.

Ces conclusions furent récemment remises en question par M. Dubreuil (1986, 1987) qui interprète cette unité comme un bassin complexe à olistolites ; ces éléments allochtones, d'âge paléozoïque inférieur varié (Ordovicien, Silurien, Dévonien) étant emballés dans une matrice attribuée au Carbonifère inférieur sans argument paléontologique. Or, à la lumière du levé de la carte Segré, la zone synclinale de Saint-Julien-de-Vouvantes peut être considérée comme une entité lithostructurale à part entière, insérée tectoniquement entre des domaines isopiques originellement éloignés les uns des autres. Bien que déformées et localement écaillées par la tectonique hercynienne, les différentes formations géologiques peuvent y être cartographiées avec une relative mais évidente continuité.

La succession sédimentaire de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes débute ici par les grès arénigiens de la Formation de la Pile auxquels succèdent des schistes ardoisiers assimilables aux Schistes du Grand-Auverné (Llanvirn-Llandeilo), alors que les dépôts se rapportant à l'Ordovicien supérieur

sont absents. L'étage Silurien, lui aussi incomplet, n'est représenté que par les phanites du Llandoverly et les schistes ampéliteux du Wenlock-Ludlow auxquels s'ajoutent localement les sphéroïdes à orthocères du Ludlow. Le Dévonien, qui affleure de manière très discontinue, est pratiquement complet, seuls manquent les terrains correspondant à la période Givétien-Frasnien. Les témoins les plus récents de la sédimentation dévonienne sont les schistes à nodules du Famennien supérieur découverts dans la carrière de la Dèrouère.

Ainsi, les hypothèses structurales concernant cette unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, sont-elles très différentes sur les deux cartes jointives Saint-Mars-la-Jaille, levée par M. Dubreuil, et Segré. Cela explique l'important désaccord entre les deux cartes au niveau de cette unité.

### **Ordovicien**

**o2P. Formation de la Pile (Arénig moyen-supérieur) : grès verts à lamines et schistes (grès de la Boserie).** Le gisement de fer de la Boserie, situé au Nord-Est de Candé, est connu depuis longtemps ; il est signalé par P. A. Millet (1865), décrit par D. Danton, (1877) L. Davy (1911), étudié par L. Cayeux, (1918) et enfin daté par J. Peneau (1927) ; cet auteur découvrit, dans des schistes noirs alternant avec des grès psammitiques, des empreintes de *Didymograptus nicholsoni* et de *D. simulans*. Ces formes indiquent un âge arénigien moyen à supérieur pour la formation ; dans la même carrière, les niveaux de grès ferrugineux ont aussi fourni quelques spécimens indéterminables de lingule de taille centimétrique.

Ces observations permettent d'établir une corrélation entre les dépôts arénigiens de la Boserie et ceux de la carrière de la Pile, qui se trouve à environ 25 km de la précédente, sur la feuille Saint-Mars-la-Jaille. Dans cette carrière, le même auteur (Peneau, 1927) signale en effet des graptolites indiquant un âge arénigien moyen-supérieur, dans des alternances composées de grès psammitiques verts et de schistes.

Dès cette époque, les faciès à minerai de fer du type de ceux décrits à la Boserie ont été reconnus en plusieurs endroits (Peneau 1928-1929) ; comme par exemple au lieu-dit de la Renaissance au Nord de Candé, et dans le secteur des Maisons-Blanches en bordure de la route nationale B 770, entre Angrie et Vern-d'Anjou.

Ces observations sont confirmées par les levés récents. Ainsi, la cartographie des grès verts psammitiques qui accompagnent le minerai de fer de la Boserie et qui constituent aussi l'essentiel des dépôts affleurant dans la carrière de la Pile, a montré que cette formation est présente sans interruption, depuis le méridien de Cuillon à l'Est et jusqu'au-delà de la limite occidentale

depuis le méridien de Cuillon à l'Est et jusqu'au-delà de la limite occidentale de la feuille Segré en direction de l'Ouest. Ces faciès semblent d'ailleurs envahir la majeure partie de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes et en constituer ainsi la masse principale. Cette formation est très monotone, elle est composée de grès verts en petits bancs de 5 à 30 cm de puissance, limités par des passées argileuses centimétriques de couleur gris-vert.

Les grès verts présentent généralement des lamines horizontales, des stratifications obliques, ou encore des stratifications en mamelons d'amplitude centimétrique. Ces figures sédimentaires sont soulignées par des alternances inframillimétriques composées de « crachées » plus grossières de grès fins et de passées beaucoup plus fines presque uniquement formées de fines paillettes de chlorite. Les faciès gréseux contiennent des éléments dont la taille est comprise entre 50  $\mu\text{m}$  et 100  $\mu\text{m}$ . Il s'agit de quartz subautomorphes ou anguleux qui montrent parfois une facture volcanique, et de feldspaths très minoritaires (moins de 5 %), ces éléments baignant dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante.

L'interprétation du milieu de dépôt reste hypothétique ; on peut cependant envisager une aire de sédimentation peu profonde et assez proximale. Par ailleurs, l'organisation des séquences gréseuses alternant avec des niveaux pélitiques silto-argileux semble évoquer une sédimentation de type tempestite.

Signalons enfin que sur la feuille voisine Saint-Mars-la-Jaille, la formation de grès à lamines, qui a été attribuée au Carbonifère par M. Dubreuil *et al* (1989), renferme des intercalations volcaniques telles des tufs acides et des rhyolites. Ces témoins d'un volcanisme peut-être intra-ordovicien n'ont pas été observés sur le territoire de la feuille Segré. Il n'en demeure pas moins que leur existence semble confirmer l'originalité paléogéographique de cette unité par rapport au domaine de Bretagne centrale.

**O3-4GA. Schistes du Grand-Auverné (Llanvirn-Llandeilo) : pélites silteuses subardoisières à ardoisières.** Cette formation, qui a été définie plus à l'Ouest dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes (carte Saint-Mars-la-Jaille), affleure sur la carte Segré de manière assez continue au toit des grès verts de la Formation de la Pile.

Le contact entre les schistes ardoisiers et les grès à lamines a été observé à 1,5 km au Nord de Angrie dans le talus de la route qui mène à Loiré. En ce point, les grès psammitiques présentent un pendage général vers le Nord d'environ 20° ; ils sont surmontés par des schistes ardoisiers noirs dont la schistosité est inclinée elle aussi vers le Nord avec un pendage d'environ 20°.

Ailleurs, ces schistes sont le plus souvent très altérés et très déformés ; ils apparaissent alors avec une teinte gris-bleu et se délitent en petites plaquettes très friables, ce qui ne permet pas toujours de bien les identifier du premier coup d'oeil.

Ces niveaux n'ont pas fourni de fossiles ; ils renferment toutefois des nodules phosphatés azoïques, affleurant en particulier dans un fossé creusé près de la Veillonnaie. Ces nodules sont en tous points comparables à ceux observés dans la Formation de Traveusot auxquels les Schistes du Grand-Auverné sont assimilés, bien qu'appartenant à des domaines différents.

### **Silurien**

Les formations siluriennes sont très inégalement représentées, les schistes ampéliteux et les phtanites du Llandovery-Wenlock occupent de vastes zones, alors que les sphéroïdes du Ludlow ne sont connus qu'en un seul point situé à l'Ouest du Louroux-Béconnais au lieu-dit la Haie-Diot.

**S1-2. Schistes phtanitiques gris sombre, ampélites (Llandovery-Wenlock).** Les mauvaises conditions d'affleurement ajoutées aux complications tectoniques ne permettent pas de distinguer cartographiquement les schistes à intercalations phtanitiques des passées ampéliteuses. Les dépôts se rapportant aux étages Llandovery et Wenlock sont donc regroupés dans un même caisson sur la légende de la carte.

Ces roches très tendres et riches en matière organique ont joué un rôle particulier au cours de la structuration hercynienne ; elles soulignent ainsi le plus souvent le tracé des grands accidents régionaux de direction armoricaine, au niveau desquels elles sont alors très déformées, voire mylonitisées.

Dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, les terrains siluriens dessinent deux bandes continues de 500 à 1000 m de large, localisées au Nord et au Sud. Vers l'Est, à partir du méridien de Cuillon, ces deux bandes se rejoignent pour ne plus former qu'un couloir étroit de 200 m de large, qui suit le tracé de la faille Malestroît-Angers.

Généralement, les phtanites apparaissent en pierres volantes très abondantes, dispersées à la surface des champs labourés. Seule l'ancienne carrière de Cuillon permet une bonne observation de ces phtanites. Il s'agit de microquartzites gris à noir qui se présentent en petits bancs lenticulaires de un à cinq centimètres d'épaisseur, limités par des passées de schistes gris ou noirs d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

Microscopiquement, ces phtanites sont lardés de filonnets de quartz inframillimétriques ; dans les zones de la roche épargnées par le phénomène, on distingue des radiolaires recristallisés.

La carrière de Cuillon fut visitée une première fois par C. Barrois (1892), puis par J. Peneau (1928-1929) et enfin par A. Philippot (1950) qui reconnut les graptolites suivants : *Monograptus lobiferus*, *M. sedgwicki* (mais il ne pût retrouver *M. convolutus* var. *spiralis* antérieurement cité par Barrois). Ces formes, bien que peu nombreuses, indiquent un âge llandoveryen pour ces dépôts. Les niveaux ampéliteux qui sont très souvent associés aux phtanites n'ont pas fourni de fossiles dans l'emprise de la feuille ; toutefois, des niveaux équivalents contenant des calcaires ampéliteux découverts sur la feuille Angers dans le bourg de la Meignanne, ont été datés du Wenlock (Peneau, 1928-1929 ; Philippot, 1950).

### **Dévonien**

Par comparaison avec les affleurements exposés plus à l'Est sur la feuille Angers, on constate que les faciès de type « domaine centre-armoricain » ne se limitent pas au seul Ordovicien, mais concernent également le Silurien et le Dévonien. La coupe classique des Fours-à-Chaux d'Angers ainsi que celle de la carrière de Chauffour en Saint-Barthélemy-d'Anjou située quelques kilomètres plus à l'Est, montrent qu'au-dessus de la Formation de Traveusot (Llanvim-Caradoc), on observe un ensemble schisto-gréseux à sphéroïdes (Wenlock) surmonté des Grès à *Platyorthis monnieri* (Lochkovien) auxquels font suite les Calcaires d'Angers d'âge praguien-emsien. Ce n'est qu'au Sud des Calcaires d'Angers que l'on rencontre les faciès dits ligériens ou bohémiens : phtanites à graptolites du Llandovery, Calcaires à *Nowakia acuaria* d'âge praguien,...

Cette même dualité de faciès se retrouve sur la présente feuille : les faciès de type rhénan, c'est-à-dire considérés ici comme appartenant au domaine centre-armoricain (Grès à *Platyorthis monnieri* ; Schistes et calcaires de Vern-d'Anjou à *Athyris undata*) sont systématiquement situés en position septentrionale par rapport aux faciès bohémiens (phtanites à *Monograptus lobiferus* de Cuillon, Calcaires à *Nowakia acuaria* de la Briantière,...).

C'est donc au sein de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes que se situerait une importante limite paléobiogéographique à l'échelle du Massif armoricain, limite mise en évidence, par la composition des faunes ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes.

Sur cette feuille, les formations dévoniennes affleurent, bien médiocrement d'ailleurs, aux environs de la Veurière d'une part et au Sud-

Ouest de Vern-d'Anjou d'autre part. On trouvera une description détaillée de certaines carrières autrefois exploitées, mais aujourd'hui abandonnées et pleines d'eau, *in* P. Cavet et H. Lardeux (1967), H. Lardeux (1969) et J. Peneau (1928-1929).

### **Formations rapportées au domaine paléogéographique centre-armoricain.**

Bien que structurellement situées dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, ces formations appartiennent par leurs caractères faunistiques au domaine centre-armoricain (faciès rhénans).

**d1. Grès à *Platyorthis monnieri* (Lochkovien supérieur-Praguien inférieur)** (Barrois, 1889 ; Dubreuil, 1986 ; Lardeux, 1969 ; Peneau, 1928-1929 ; Pillet, 1973). Il s'agit de grès généralement fins, micacés, non calcaires, jaunâtres à verdâtres, souvent fossilifères ; le plus souvent tendres, ils passent parfois à de véritables quartzites. En absence de fossiles, ils pourraient être confondus avec certains grès psammitiques du membre supérieur du Grès armoricain d'âge ordovicien. Aux environs de Vern-d'Anjou, on peut les observer :

- dans l'angle nord-est de la carrière de la Frogerie où ils sont surmontés par les Schistes et calcaires de Vern-d'Anjou à *Athyris undata* ; leur épaisseur, difficile à apprécier, pourrait être d'une cinquantaine de mètres ;
- dans la carrière de la Chalumelaie (paroi sud) ;
- dans la carrière des Haies, plus précisément dans une petite excavation située à une vingtaine de mètres de l'extrémité orientale de l'exploitation principale.

Outre *Platyorthis monnieri*, les brachiopodes ne sont pas rares : *Isorthis trigeri*, *Hysterolites* sp., *Leptostrophia explanata*,... ; on y récolte également des trilobites : *Digonus rhenanus* ?, *Otarion* sp., des crinoïdes, des tentaculitidés et des bivalves : *Grammysia* sp.

**d2. Schistes et calcaires de Vern-d'Anjou (Praguien moyen).** Encore appelés « Schistes et calcaires à *Athyris undata* », ils sont tout à fait comparables, par leur faciès et par leur faune, à ceux du synclinorium médian armoricain. Les affleurements sont localisés à 2,5 km au Sud-Ouest de la localité éponyme ; on y exploitait autrefois le calcaire pour la fabrication de la chaux. Il reste aujourd'hui trois carrières abandonnées et pleines d'eau : la Chalumelaie, les Haies (parfois appelée carrière de Sainte-Marie) et la Frogerie (parfois appelée carrière de la Belle-Etoile). On trouvera une description détaillée de ces carrières *in* H. Lardeux (1969).

L'épaisseur de la formation devait être relativement limitée, comme en témoigne la forme étroite et allongée des exploitations qui atteignent, en moyenne, une cinquantaine de mètres de largeur.

Le faciès le plus typique correspond à un calcaire gris cendré, très fossilifère, riche en brachiopodes, trilobites, ostracodes et tentaculités. On citera plus particulièrement : *Parahomalonotus gervillei*, *Otarion* aff. *gaultieri*, *Gerastos* sp., *Lobopyge peneai*, *Pseudocryphaeus michelini*, *P? jonesi*, *Ctenochonetes tenuicostatus*, *Chonetes (Pleurochonetes ?) oehlerti*, *Brachyspirifer rousseai*, *Dixonella rouaulti*, *Corylispirifer subsulcatus*, *Encharitina oehlerti*, *Uncinulus subwilsoni*, *Volynites velaini*,...

On rappellera que c'est dans les déblais de la carrière des Haies qu'ont été récoltées les admirables moules internes de *Volynites velaini* exposant les empreintes des parties molles du tentaculite (Lardeux, 1969).

### **Formations rapportées au domaine ligérien**

Ces formations s'opposent par leurs caractères faunistiques (faciès bohémiens) aux formations précédentes.

d2-3. **Calcaires à *Nowakia acuaria* (Praguien-Emsien)**. Il a été montré que la formation dite à « *Tentacidites tenuicinctus* » serait mieux nommée Calcaires à *Nowakia acuaria* et qu'elle se rapportait non pas au Frasnien mais au Praguien.

Là où cette formation a pu être observée dans de bonnes conditions au sein de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, c'est-à-dire à l'Est d'Angers (feuille Angers) on constatait que sur 70 m de puissance les faciès calcaires étaient étroitement associés à des pélites et des schistes de teintes variables, tous ces faciès étant le plus souvent riches en tentaculites (dacryoconaridés) : *Nowakia*, *Viriatellina*,... Les coquilles de ces petits tentaculites pélagiques sont parfois si nombreuses qu'elles constituent à elles seules la presque totalité de la roche.

Il s'agit de calcaires clairs à grain très fin, gris ou bleus, en bancs centimétriques ou décimétriques. Outre les tentaculites déjà cités, les faunes compagnes sont rares, représentées par quelques céphalopodes orthocônes et de rares conodontes qui confirment l'âge praguien de cette formation.

Les Calcaires à *Nowakia* ont été exploités à la Derouère (carrières orientales et occidentales) ainsi qu'à 500 m au Nord-Est de la Briantière en Vern-d'Anjou. Des faciès tout à fait semblables affleurent dans l'angle sud-est de la carrière de l'Eau-Bleue (la Veurière) sans que l'on puisse voir les relations avec les « Calcaires de la Veurière ». Des faciès à *Viriatellina* existent dans

une des carrières de la Veurière aujourd'hui inondée (à l'Ouest de l'Eau-Bleue) ainsi qu'au contact des Schistes et calcaires de Vern-d'Anjou (les Haies et la Frogerie).

d4. **Schistes et calcaires à *Anaplotheca* (Eifélien inférieur)** (Lardeux, 1969). Connus en un seul point, dans la petite carrière abandonnée située à 300 m au Nord-Est de la Briantière en Vern-d'Anjou, ces schistes et calcaires, d'épaisseur inconnue, sont vraisemblablement en contact avec la Formation des Calcaires de la Briantière représentée ici par des calcaires à grain fin, gris-bleu, à conodontes d'âge famennien inférieur.

Il s'agit de schistes gris à beige, micacés, à brachiopodes (*Anaplotheca* sp.) et tentaculites (cf. *Homoctenus hanusi*) ; les calcaires, crinoïdiques, gris clair, renferment également cf. *Homoctenus hanusi* ainsi que des brachiopodes. De telles associations de faunes caractérisées par la présence d'*Homoctenus* ne semblent pas, jusqu'ici, avoir été reconnues ailleurs dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes.

d7B. **Calcaires de la Briantière (Famennien inférieur)** (Cavet et Lardeux, 1967 ; Lardeux, 1964, 1969). La paroi sud de la petite carrière abandonnée à 500 m au Nord-Est de la Briantière en Vern-d'Anjou expose une série d'affleurements discontinus et tourmentés de calcaires et de lydiennes associées à des nodules phosphatés ; ces faciès sont tout à fait comparables à ceux de la Montagne noire ou des Pyrénées orientales. Ces calcaires et lydiennes, très redressés, plongent le plus souvent au Sud et apparaissent nettement discordantes sur les Calcaires à *Nowakia acuaria*, d'âge praguien, qui sont affectés d'un pendage nord-est et qui affleurent au Nord et à l'Est de l'excavation.

On ne saurait dire si les lydiennes correspondent ou non à un unique banc décimétrique répété tectoniquement ; les nodules phosphatés, plus ou moins sphériques, ont 3 à 5 cm de diamètre et se situent au contact des lydiennes. Quant aux calcaires, ils sont le plus souvent de teinte claire, à grain fin, plus ou moins noduleux, en plaquettes ou en bancs décimétriques. Il n'a pas été possible de reconstituer la colonne stratigraphique et d'apprécier l'épaisseur de cette formation.

En dehors d'une goniatite et de rares ostracodes restés indéterminés, les calcaires ont livré une riche faune de conodontes, révisée par M. Weyant, parmi lesquels on citera : *Palmatolepis glabra glabra*, *P. glabra pectinata*, *P. perlobata schindewolfi*, *P. marginifera*, *P. minuta*, *P. cf. rhomboidea*, *Polygnatus triphyllatus*, *P. glaber glaber*, *P. ex.gr. nodocostatus*, *P. sp. aff. comunis*, *Icriodus cornutus*,... Ils permettent de caractériser les zones à *Crepida*, à *Marginifera* et à *Trachyter*, c'est-à-dire le Famennien (dolloIV). Toutefois, un échantillon ayant livré *Polygnatus linguiformis*, *P.gr.*

*varcus* ainsi que des tentaculites (dacryoconaridés) pourrait être d'âge dévonien moyen et se rapporter aux Schistes et calcaires à *Anoplothecca* qui affleurent quelques dizaines de mètres plus au Sud dans la carrière abandonnée située à 300 m au Nord-Est de la Briantière.

**d7. Schistes à nodules de la Vallée (Famennien supérieur).** On doit à J. Peneau (1928) la découverte d'un affleurement très réduit de cette formation à la Derouère, 4 km à l'Ouest de Vern-d'Anjou. Il se situe au Nord de la carrière occidentale où il serait en contact avec les Calcaires à *Nowakia acuaría* d'âge praguien, autrefois exploités. On aurait donc là une disposition tout à fait comparable à celle de la carrière de la Vallée en Saint-Julien-de-Vouvantes (Dubreuil *et al*, 1989).

Des schistes argileux gris brunâtre renferment des nodules silico-argileux centimétriques, plus ou moins aplatis, ayant livré quelques ostracodes : *Richterina minutissima*, *R. moravica*.

### **Anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé**

En Anjou, l'anticlinorium de Lanvaux apparaît comme une structure relativement étroite : l'anticlinorium des Ponts-de-Cé (feuille à 1/50 000 Angers). Vers l'Est, il est caractérisé par le pointement orthogneissique de Saint-Clément-de-la-Place, qui est généralement considéré comme la réapparition orientale de la lame granito-gneissique de Lanvaux.

Cette unité lithostructurale est limitée au Nord par la branche sud de l'ac-cident Malestroit-Angers, et au Sud par la faille de Freigné.

Hormis les boutonnières orthogneissiques, les terrains qui affleurent dans ce domaine se rapportent à l'Ordovicien et probablement en partie au Briovérien et au Cambrien.

### **Briovérien-Ordovicien basal : Groupe de Bains-sur-Oust**

L'extension des Schistes et arkoses de Bains semble inscrite dans les limites géographiques de l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé et, selon certains auteurs, ces terrains seraient même « génétiquement » liés à l'axe granitique qu'ils enveloppent (Faure-Muret, 1943, 1944).

Au sein de l'anticlinorium, les « Schistes et arkoses de Bains » apparaissent à la faveur de plis anticlinaux serrés qui peuvent, lorsqu'ils sont plus ouverts, comme à l'Est du méridien de La Pouëze, laisser apparaître des termes plus profonds de la pile sédimentaire.

La cartographie des terrains appartenant du Groupe de Bains-sur-Oust montre qu'ils sont constitués de deux ensembles lithologiques, un membre inférieur silto-gréseux et un membre supérieur grés-conglomératique.

**b-02i. Membre inférieur silto-gréseux.** Il s'agit de siltites argileuses grises ou verdâtres (jaunes lorsqu'elles sont altérées), d'aspect satiné, qui se débitent en fines plaquettes ou en lamelles d'épaisseur inframillimétrique.

Dans cet ensemble très homogène, on distingue toutefois quelques petits bancs d'épaisseur décimétrique composés de grès à grain moyen, de couleur grise ou blanche, qui peuvent présenter localement de fines lamines plus sombres. Ces dépôts résistent mal à l'érosion ; ils affleurent généralement dans des cuvettes à fond plat en partie envahies par les alluvions, les sables pliocènes ou les argiles d'altération.

**b-02s. Membre supérieur grés-conglomératique.** Il s'agit de grès, de quartzites et de conglomérats qui forment une barre d'une quarantaine de mètres de puissance, intercalée entre les siltites du membre inférieur et les schistes ardoisiers de la Formation de Traveusot.

Les grès et les quartzites sont grossiers ; ils sont constitués de gros grains de 0,5 mm à 3 mm de diamètre, jointifs ou noyés dans une matrice silico-sériciteuse. Les grains de quartz sont toujours déformés, ils présentent pratiquement tous une extinction roulante ou des structures de pliage. La proportion de matrice augmente avec l'intensité de la déformation car lorsque celle-ci croît, les porphyroclastes présentent un nombre croissant de sous-grains localisés à leur périphérie, les sous-grains évoluant ensuite en nouveaux sous-grains plus petits qui se fondent progressivement dans la matrice. Localement, cette matrice est remplacée par un abondant ciment composé de chlorite ferrique et d'hématite, qui peut parfois constituer un véritable minerai de fer.

Lorsque la roche n'est pas trop déformée, on y reconnaît des quartz corrodés d'origine indiscutablement volcanique (secteur de la Chifollière près de Saint-Clément-de-la-Place). Les feldspaths semblent, à première vue, absents mais, d'après J.J. Chauvel (1971), ils seraient remplacés au cours de la déformation par une association quartz + phyllites. Le même auteur signale d'ailleurs des niveaux arénacés riches en feldspaths et ayant valeur de tufs rhyolitiques en partie remaniés. Il signale aussi des niveaux cinéritiques d'une composition de rhyolites dans la région d'Angers à Frémur (feuille à 1/50 000 Angers).

Des **passées conglomératiques** ont été observés à plusieurs reprises au sein du membre supérieur du Groupe de Bains-sur-Oust, où elles forment des « crachées » de forme lenticulaire. Il s'agit soit de poudingues à galets centimétriques de quartz blanc, pratiquement jointifs, dont le faciès

rappelle en tous points celui du Poudingue de Gourin, soit des conglomérats à éléments quartzeux et lithiques (microquartzites) de forme émoussée et de taille semi-centimétrique à centimétrique, qui baignent dans une abondante matrice silico-sériciteuse ou chlorito-hématitique. Ce second type de faciès s'apparente plus au Poudingue du Dreux décrit dans la région de Redon par A. Faure-Muret (1944). Les intercalations de type poudingue de Gourin ont été observées, au Sud de Candé (lieu-dit Le Buisson), puis vers l'Est sur la butte de la Bionnaie et enfin à la Servangraie. Les faciès de type Dreux sont présents dans le bois de la Piecetais, au Sud d'Étrepierre et aussi à la Hamonnaie (b-O2s[1]).

### **Problème de l'âge des terrains appartenant au Groupe de Bains-sur-Oust**

Les dépôts du Groupe de Bains-sur-Oust sont azoïques, seuls des *Cruziana* (ichnofossiles) déjà signalés par G. Lucas (1949) ont été retrouvés à Candé, dans la partie supérieure de la série.

Dans un premier temps, ces terrains avaient été attribués au Cambrien par C. Barrois et L. Bochet (1<sup>re</sup> édition de la carte à 1/80 000 Redon, 1890), puis J. Peneau (1928-1929) considéra que les « Schistes et arkoses de Bains », constituaient une série compréhensive intégrant l'Arénig, le Cambrien et peut-être le sommet du Briovérien ; enfin, dans une étude parue en 1944, A. Faure-Muret attribua un âge arénigien à cette série dont elle fit un équivalent latéral de l'ensemble série pourprée-Grès armoricain.

Actuellement, si l'on retient que les grès à *Cruziana* du membre supérieur sont très probablement du même âge que le Grès armoricain, l'âge du membre inférieur silteux demeure inconnu. On peut toutefois tenter une corrélation avec les séries de type Bretagne centrale qui sont exposées dans la région de Segré. Ainsi, au membre supérieur du Groupe de Bains qui comporte un certain nombre de crachées conglomératiques de type Gourin, pourrait correspondre en Bretagne centrale, la succession suivante : quartzites et poudingues de Gourin du Briovérien supérieur, Formation de Pont-Réan et Grès armoricain. Le membre inférieur silto-gréseux du Groupe de Bains peut alors apparaître comme un équivalent latéral de la formation « briovérienne » des Siltites vertes, qui constituent, rappelons-le, le terme inférieur de la succession briovérienne dans la région de Segré-Le Lion-d'Angers.

On sait, de plus, que les résultats des mesures radiochronologiques effectuées sur des zircons remaniés dans les grès de la partie supérieure du Briovérien de la région du Lion-d'Angers, indiquent pour ces terrains un âge au moins cambrien inférieur.

En conséquence, si on retient un âge en partie cambrien pour le Briovérien de la région de Segré et si l'on compare celui-ci avec les dépôts du groupe de Bains-sur-Oust exposés dans l'anticlinorium des Ponts-de-Cé, ces derniers pourraient alors être attribués à l'intervalle de temps allant du Protérozoïque terminal à l'Arénig.

### **Ordovicien**

**O3-4P. Schistes de Trélazé et de La Pouëze (Llanvirn-Llandeilo) : argiles schisteuses surbardoisières à ardoisières.** Cette formation très monotone fait suite aux grès à *Cruziana* du Groupe de Bains-sur-Oust ; elle occupe le cœur des gouttières synclinales et constitue ainsi la plus grande partie des affleurements dans l'unité de Lanvaux entre Candé et La Pouëze.

Cet ensemble schisteux, qui possède localement des qualités ardoisières (exploitées à Trélazé et à La Pouëze), était depuis fort longtemps désigné par le terme de « Schistes d'Angers » *s.l.*, au même titre que les schistes à nodules fossilifères qui affleurent au Nord de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes et qui succèdent dans cette région, au Grès armoricain. Mais, comme cela avait été proposé il y a quelques années (Cavet et Lardeux, *in* Babin *et al*, 1976), l'appellation de « Schistes d'Angers » est réservée ici à la Formation de Traveusot qui affleure dans le domaine de Bretagne centrale.

Dans les limites de l'unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé, le terme de « Schistes de Trélazé », préconisé dans le lexique des formations de l'Ordovicien armoricain, semble plus adapté (Barbin *et al*, 1976). Le terme « Schistes de La Pouëze » ayant aussi été utilisé, la double appellation a été retenue pour la carte Segré. Enfin, l'appellation de « Schistes du Grand-Auverné » proposée par M. Dubreuil (1986), qui faisait de ces schistes ardoisières une série compréhensive datée du Llanvirn-Llandeilo au Llandovery-Wenlock, ne peut être retenue ici, car les niveaux d'âge silurien signalés comme étant « inséparable de la masse des schistes », sont en fait accolés tectoniquement à ces derniers par le jeu de grands accidents longitudinaux liés au fonctionnement des cisaillements sud-armoricains.

La Formation des Schistes de Trélazé et de La Pouëze semble à première vue très homogène ; son épaisseur estimée à partir des coupes géologiques est ici comprise entre 250 et 300 m.

En surface, la lithologie est très monotone, et la stratification est entièrement masquée par le débit schisteux. Par contre, dans la carrière de La Pouëze, le plan de stratification est parfois souligné par des niveaux de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur qui présentent une granulométrie légèrement plus grossière ; les veines ardoisières de quelques mètres de

puissance correspondent, elles aussi, à une lithologique particulière absolument indiscernable à l'affleurement.

Du point de vue pétrographique, les schistes ardoisiers sont des roches à grain fin composés de quartz, de chlorite et de minéraux phylliteux de type séricite ou illite. Ces éléments sont tous recristallisés ou néoformés à la suite du métamorphisme régional. Certains minéraux accessoires peuvent être localement abondants et nuire à la qualité de l'ardoise ; ce sont les carbonates qui blanchissent la roche par altération, les cristaux de pyrite de taille parfois centimétrique, certains minéraux de métamorphisme (chloritoïde, biotite, etc.) ou encore des éléments antéschisteux tels que des nodules et des fossiles. La taille moyenne des grains de quartz s'établit dans une fourchette comprise entre 30 et 60  $\mu\text{m}$ . Ces roches sont riches en matière organique, mais la couleur gris-bleu du matériau trouve plutôt son origine dans la présence de certains minéraux lourds tels que l'ilménite.

Le gisement fossilifère de La Pouèze est connu depuis fort longtemps (Brongniart et Desmaret, 1822 ; Bronn, 1846 ; Burmeister, 1843) et les figurations les plus anciennes remontent à L. Bureau (1900) et à O. Couffon (1922). Dans une étude plus récente, portant sur les collections provenant des exploitations ardoisières de Trélazé (feuille Angers) et de La Pouèze, J. Pillet (1981, 1982) a répertorié les espèces suivantes : *Neuseretus tristani*, *Prionocheilus mendax*, *Salteroconyphe salteri*, *Placoparia (Coplacoparia) tournemini*. Par ailleurs, une réinterprétation récente des figurations présentées par O. Couffon (1922) a permis à J.F. Becq-Giraudon (BRGM) de reconnaître les formes suivantes : *Nobiliasaphus nobilis*, *Uralichas hispanicas*, *Isabelinia glabrata*.

Selon J.L. Henri (1980), ces assemblages de faunes autorisent l'attribution de ces terrains au « Llanvirn-Llandeilo », alors que, pour J. Pillet, (1981, 1982), ils ne représentent que le Llandeilo.

**O4-5A Grès d'Angrîe (Llandeilo-Caradoc inférieur) : grès et quartzites blancs.** Cette formation gréseuse, qui fait suite aux Schistes de Trélazé et de La Pouèze, affleure sur le flanc nord de l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé. Elle affleure pratiquement en continue depuis Vritz à l'Ouest et jusqu'à La Pouèze vers l'Est ; elle disparaît ensuite définitivement, biseauté par l'accident de Malestroit-Angers qui vient laminer le flanc nord de l'anticlinorium.

Les grès se présentent ici sous un faciès quartzitique, les conditions d'affleurement et l'intense déformation subie par ces terrains ne permettant pas une étude sédimentologique plus précise de la série. Il s'agit de grès quartziteux blancs ou gris à grain moyen, composés de 85 à 90 % de quartz, de micas blancs en partie néoformés (5 à 15 %) et d'une matrice silico-

chloriteuse peu abondante (moins de 10 %). Les grains de quartz, dont la taille moyenne est inférieure à 0,25 mm, sont orientés et présentent tous une extinction roulante ainsi que des bandes de pliage.

Ces grès sont généralement pyriteux, on y observe de très nombreux « boxwork » ; ils sont de plus parcourus par un « stockwerk » assez dense composé de veines de quartz blanc laiteux. De tous temps, ces grès à « stockwerks » ont intéressé les chercheurs d'or, comme en témoignent les aurières gallo-romaines qui jalonnent le flanc nord de l'anticlinorium.

Cette formation est azoïque ; mais sa position lithostratigraphique au-dessus des Schistes de Trélazé et de La Pouèze et ses caractéristiques lithologiques en font un équivalent probable de la Formation du Châtellier qui est attribuée au Llandeilo-Caradoc inférieur (Babin *et al*, 1976).

### **Unité de Redon-Nozay**

Cette unité qui occupe la partie sud-ouest de la feuille entre Candé et Le Louroux-Béconnais, correspond à la bordure septentrionale du « synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire » (*s.l.*), et est ici dépourvue d'influences volcaniques.

Vers le Nord, l'unité de Redon-Nozay est en contact tectonique avec l'anticlinorium de Lanvaux par l'intermédiaire de la faille de Freigné, dont le tracé est jalonné par les affleurements d'ampélites siluriennes (Ampélites du Houx ; Cavet *et al*, 1986), qui n'apparaissent ici que sporadiquement en raison du développement considérable des sables pliocènes.

Vers le Sud, cette unité est tectoniquement recouverte par la bordure nord de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (*s.s.*), maintenant clairement distinguée par son caractère volcanogène (Ledru *et al*, 1986). C'est pourquoi la dénomination « Redon-Nozay » a été retenue (voir feuilles portant ces noms), contrairement à ce qui a été fait pour la feuille voisine Saint-Mars-la-Jaille.

Les terrains qui affleurent dans cette partie de l'unité de Redon-Nozay sont d'origine sédimentaire, mais le problème de l'âge de ces dépôts n'est pas encore complètement résolu. Seuls les terrains siluriens sont caractérisés par des faunes relativement abondantes ; pour le reste, on ne peut qu'établir des comparaisons avec les séquences décrites sur les feuilles voisines (Saint-Mars-la-Jaille, Angers et Chalonnnes-sur-Loire). Ces corrélations permettent de proposer des âges compris entre le Protérozoïque supérieur (Briovérien) et le Caradoc.

### **Briovérien**

**b. Briovérien indifférencié : grès fins et siltites straticulés verts.** Ces terrains affleurent de manière discontinue sur la bordure nord de l'unité de Redon-Nozay, où ils sont impliqués dans les écaillages à vergence nord. Il s'agit de grès fins et de siltites organisés en fines alternances millimétriques de couleur vert clair ou vert sombre, qui confèrent à la roche un aspect straticulé similaire à celui fréquemment observé dans les formations briovériennes de la région de Segré.

À l'affleurement, ces roches relativement tendres se débitent en plaques de 2 à 3 cm d'épaisseur, parallèlement à la stratification ici subhorizontale (ferme des Forêttries). Vers le Nord, ces dépôts sont mylonitisés au contact de la faille de Freigné (la Pavotais, la Naudais et le secteur de Giraudaie). Elles présentent alors un aspect satiné de couleur vert pâle à blanchâtre et présentent une linéation d'étirement bien marquée.

L'observation microscopique des faciès les moins déformés montre qu'il s'agit d'arénites fines de la classe des grès fins, la taille des éléments étant inférieure à 0,3 mm. Ce sont des grès quartzeux et chloriteux ; les grains de quartz sont anguleux et parfois groupés en agrégats polygonaux, mais le plus souvent ils baignent isolés dans une matrice silico-chloriteuse abondante, qui entre pour environ 30 % dans la composition de la roche. Les chlorites d'origine sédimentaire sont abondantes, elles se présentent en fines paillettes ou en gros cristaux allongés et ventrus qui atteignent 0,3 mm ; elles sont soit disséminées dans la roche, soit concentrées dans des lits de quelques millimètres d'épaisseur. Les feldspaths sont présents mais peu abondants (environ 5 % des éléments figurés), tout comme les lithoclastes qui sont très rares (microquartzites). On note enfin la présence de petits fantômes de pyrite et d'oxyde de fer.

Ces grès sont azoïques. Toutefois, la granulométrie du matériel et l'aspect straticulé de la roche rappellent très nettement les formations briovériennes (alternances siltites vertes et grès fins). Rappelons à ce propos que sur la seconde édition de la feuille Angers à 1/80 000 (1953), dans la région de Pruniers, J. Peneau assignait déjà au « Briovérien » des formations affleurant dans une position équivalente.

L'hypothèse d'une remontée du soubassement briovérien à la faveur d'écaillages à vergence nord, qui affecteraient l'ensemble des formations de l'unité de Redon-Nozay, semble ici la plus réaliste, car ces grès chloriteux ne peuvent être en aucun cas comparés aux faciès connus dans le Paléozoïque de la région d'Angers-Gré, alors qu'ils présentent toutes les caractéristiques lithologiques du Briovérien classique de type Bretagne centrale.

## Ordovicien

**O2. Grès fins et argilites rosâtres (Arénig ?).** Ces dépôts émergent des sables pliocènes à la faveur de deux petites collines situées tout près de la limite méridionale de la feuille. À l'Ouest, il s'agit du secteur de la Bouillonnaie et, plus à l'Est, de la tranchée de la route D 219 près de la Burelière. En ce deuxième point, le substratum paléozoïque affleure en continu du Nord au Sud sur une distance d'environ 250 m. Il s'agit d'une série monoclinale faiblement pentée vers le Sud (~ 25°), qui se compose vers la base de niveaux de poudingues à galets de quartz de taille centimétrique, sur lesquels viennent reposer les grès fins et les siltites jaune-ocre ou rosâtres disposés en petits bancs réguliers de 20 à 50 cm de puissance, qui constituent ensuite l'essentiel de la formation. Dans cette série détritique à dominante silto-gréseuse, les « crachées » conglomératiques ou microconglomératiques ne sont pas rares, elles y apparaissent sous la forme de petits bancs décimétriques entièrement silicifiés soulignant la stratification.

Au sommet de la coupe, on observe un contact faillé entre la série précédente et des barres quartzitiques d'épaisseur métrique qui alternent avec des schistes noirs. Cet ensemble supérieur rappelle sans conteste les dépôts de la Formation du Grès armoricain.

L'absence de fossiles ne permet pas d'attribuer un âge précis à cette formation ; toutefois l'organisation séquentielle de la série et les lithofaciès observés semblent confirmer la corrélation de cette série avec la Formation de Pont-Réan (« Schistes pourprés »), comme cela avait déjà été envisagé par G. Lucas sur la 2<sup>e</sup> édition de la feuille Ancenis à 1/80 000, en 1967.

**O5-6Cb. Grès à *Calymenella bayani* (Caradoc-Ashgill ?).** Ces grès et ces quartzites arment toutes les collines qui émergent des sables pliocènes au Sud et au Sud-Est de Candé. Ils forment une ligne de crête orientée WNW-ESE qui se suit depuis Abbaretz à l'Ouest et jusque dans la région de Brissac à l'Est.

Ces terrains n'ont fourni des fossiles qu'en deux points situés sur la feuille voisine Saint-Mars-la-Jaille, décrits par L. Bureau (1900). Ces trilobites ont été réétudiés à l'occasion de la rédaction de la notice de la feuille Saint-Mars-la-Jaille (Dubreuil et Cavet, 1989) par J.L. Henry, qui préconise la dénomination de *Calymenella*, cf. *bayani* (Lebesconte, 1875 ; Tromelin, 1875). Pour ce qui concerne l'âge, il n'a pu que confirmer l'attribution de cette série à l'Ordovicien supérieur (Caradoc ou Ashgill).

Du point de vue lithologique, il s'agit de quartzites clairs, blanc-gris ou parfois rosâtres, à grain assez fin, organisés en bancs d'épaisseur décimétrique à semi-métrique. Localement, ces quartzites sont imprégnés d'hématite ; ils

prennent alors une couleur verte et une patine vanille, comme cela a été observé dans la carrière de la Burelière.

**O5-6E. Formation des Essarts (Caradoc-Ashgill ?) : argilites silteuses subardoisières à ardoisières.** Les schistes subardoisières et plus rarement ardoisières qui affleurent sur la bordure nord de l'unité de Redon-Nozay, « Schiste de la Meilleraye » (Ancenis à 1/80 000) ou « Schistes des Essarts » (Cavet *et al*, 1970, 1976), sont ici dans tous les cas indissociables des formations grés-quartzitiques qui, dans cette région, ont été attribuées suivant les auteurs soit au Cambro-Aréning (Schistes et arkoses de Bains ; Cavet *et al*, 1970), soit au Caradoc (Grès à *Calymenella bayani* ; Cavet *et al*, 1986 ; Lucas, 1949).

Ces schistes sont azoïques ; ils affleurent le plus souvent sur le revers méridional des collines gréseuses qui arment les collines situées au Sud de Candé. Le pendage général vers le Sud de l'ensemble des formations paléozoïques semble ici indiquer que ces schistes reposent stratigraphiquement sur les Grès à *Calymenella bayani*.

En conséquence, si on admet que les grès et quartzites correspondent bien à des divagations et à des écaillages de la dorsale gréseuse Abbaretz-Bécon, qui est généralement attribuée au Caradoc (Cavet *et al*, 1986 ; Dubreuil, 1988), il est alors probable que ces schistes subardoisières se trouvent dans la position lithostratigraphique des schistes de la Formation de Riadan, d'âge Caradoc-Ashgill.

### **Silurien**

**S1-2H. Ampélites du Houx (Llandovery-Wenlock).** Les Ampélites du Houx (Bureau, 1900), constituent, depuis le Nord-Ouest de La Meilleraye-de-Bretagne (hameau du Houx) et jusqu'au Nord de Brissac, une succession d'affleurements ampélitico-phthanitiques qui souligne la limite structurale entre l'anticlinorium de Lanvaux et l'unité de Redon-Nozay.

Ces terrains riches en niveaux ampéliteux ont été sollicités d'une manière particulière pendant la structuration hercynienne, au cours de laquelle ils ont pu jouer le rôle de couche savon (voir « Évolution tectono-métamorphique »). En tout état de cause, il ne paraît pas réaliste de vouloir rendre ces ampélites siluriennes inséparables de la masse des Schistes du Grand-Auverné, comme cela a pu être envisagé (Cavet *et al*, 1986), le contact entre ces deux formations n'étant jamais de nature stratigraphique mais toujours d'origine tectonique. La faible résistance de ces terrains fait que la zone des ampélites correspond le plus souvent à une dépression généralement recouverte par les placages de sables pliocènes, au niveau de laquelle les véri-

tables affleurements sont très rares ; toutefois, on observe souvent une remontée de la pigmentation graphiteuse par diffusion, celle-ci venant imprégner les sables sus-jacents.

Malgré les mauvaises conditions d'affleurement, les observations effectuées dans les fossés ou parmi les débris remontés par les labours montrent que les Ampélites du Houx intègrent en fait plusieurs faciès. On distingue ainsi les ampélites franches, tachant les doigts, à cassure plus ou moins pulvérulente et dont la richesse en graphite a pu justifier localement une exploitation pour la « falsification du noir-animal » (Bureau, 1900). D'après P. Cavet *et al.* (1986), l'aspect de ces roches est typiquement celui des ampélites siluriennes de la presqu'île de Crozon ou des synclinaux du Sud de Rennes.

Sur la feuille Segré, les déblais ampélitiques d'une mare située à une centaine de mètres à l'Ouest du carrefour de la RN 23 et de la D 219 ont fourni à P. Cavet *et al.* (1986), les graptolites suivants : *Pristiograptus largus*, *Monograptas priodon*, *Diversograptus ramusus bohemicus*. Certains fragments pourraient aussi appartenir soit à *Spirograptus spiralis*, soit à un *Cyrtograptus* à spirale non plane, comme par exemple *centrifugus* ; dans la première hypothèse, l'âge du gisement serait Telychien supérieur (Zone à *Spirograptus spiralis* : sommet du Llandoverly), mais s'il s'agit de *Cyrtograptus*, l'âge serait Sheinwoodien inférieur (base du Wenlock).

Localement, les ampélites franches sont associées à des faciès plus siliceux tels que des phtanites, comme par exemple à la Haie-Diot. Ces niveaux, bien qu'azoïques, sont tout à fait comparables à ceux des phtanites siluriennes à *Monograptus lobiferus* de l'Anjou et de la Loire-Atlantique. Un autre faciès caractéristique est représenté par des grès ampéliteux et pyriteux de couleur noire à gris clair, qui selon P. Cavet *et al.* (1986), pourraient correspondre en partie à des fragments de « sphéroïdes ».

Enfin, les **sphéroïdes à orthocères**, eux aussi inséparables des niveaux ampélitico-phtanitiques et qui sont signalés sur la carte (sp), avaient déjà été reportés sur la seconde édition de la feuille Ancenis à 1/80 000. Le gisement de la Haie-Diot montre des concrétions grisâtres, plus ou moins ovoïdes, de taille pugilaire, dont certaines portent des perforations perpendiculaires à leur surface qui pourraient correspondre à des traces de nautiloïdes orthocônes ; à ces éléments, il faut ajouter la présence des « Cardioles manifestement gothlandiens » signalés par G. Lucas (1960).

Les Ampélites du Houx sont ici rattachées à l'unité de Redon-Nozay, car une série ampélitico-phtanitique équivalente à *Monograptus lobiferus*, remplacée à la Botellerie en Belligné (feuille Chalonnes-sur-Loire à 1/50 000) par des ampélites franches, est signalée dans cette région par P. Cavet *et al.* (1986).

## Formations magmatiques ou d'origine magmatique

### *Roches plutoniques antéschisteuses*

oζγ<sup>3</sup>. **Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place.** L'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place affleure dans l'angle sud-est de la feuille où il occupe une superficie d'environ 2 km<sup>2</sup>. Cette boutonnière orthogneissique, qui se développe principalement sur les feuilles Angers et Chalonnes-sur-Loire, est considérée comme le prolongement oriental des granites de Lanvaux, attesté par la continuité de l'anomalie gravimétrique (Weber, 1967).

Il s'agit d'un orthogneiss qui présente une foliation de direction N 105 à N 110 fortement inclinée vers le Nord. Les caractéristiques géométriques de la déformation évoluent ici rapidement en direction de la bordure nord du massif où celle-ci se réduit à une linéation d'étirement (L tectonite) systématiquement inclinée vers l'Ouest d'environ 10°.

À l'affleurement la roche est de couleur grise ou beige-rose à grain moyen ; l'allongement très prononcé des minéraux lui confère un aspect rubané dans lequel alternent les lits sombres composés de biotites et lits clairs qui correspondent aux cristaux de feldspaths ou de quartz écrasés ou étirés.

Au microscope, ce sont des roches à structure blastomylonitique typique ; elles sont affectées par une déformation hétérogène à caractère piano-linéaire, avec nombreuses figures de type c/s. La variation d'intensité de la déformation induit la variation des faciès : depuis un granite à texture en mortier à gros plagioclases zonés, rares feldspaths potassiques plus ou moins tronçonnés et biotites « en poisson », jusqu'à une roche intensément mylonitique, totalement granulée avec clastes résiduels de feldspath et biotite marquant un litage sinueux.

Ces orthogneiss, à tendance alcaline, comme ceux de Moëlan-Lanvaux, ont été datés par la méthode Pb/Pb par évaporation sur monozircons à  $477 \pm 18$  Ma c'est-à-dire Ordovicien inférieur (cf. annexe). Ils sont interprétés comme les témoins d'un magmatisme intraplaque d'origine, au moins en partie, mantellique, mis en place au cours de la période d'extension cambro-ordovicienne. Rappelons qu'ils soulignent une limite paléogéographique majeure (landes de Lanvaux).

### *Roches plutoniques postschisteuses*

μγ<sup>3</sup>. **Microgranite gris-bleu.** Ce microgranite affleure dans l'angle sud-est de la feuille, au Nord de Saint Clément-de-la-Place. Il est exempt de défor-

mation et intrusif dans les formations cambro-ordoviciennes de l'unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé.

À l'affleurement, la roche est de couleur gris clair à gris-bleu, à grain fin et phénocristaux de feldspath. La texture est équate et très porphyrique (phénocristaux automorphes). Les phénocristaux de quartz, de plagioclase et de biotite sont prédominants.

La composition minéralogique est la suivante :

- plagioclases zonés avec un cœur d'andésine, et parfois altérés en agrégats phylliteux incolores ;
- quartz en cristaux subautomorphes épars, légèrement corrodés, fréquemment accolés aux feldspaths plagioclases ; il est alors pœcilitique avec ces derniers ;
- biotite brune formant des lamelles « kinkées » parfois partiellement altérées en chlorite verte et en oxyde de fer-titane (leucoxène).

La magnétite et l'hématite constituent l'essentiel des minéraux accessoires. Enfin, la mésostase quartzo-feldspathique xénomorphe est parsemée de paillettes de muscovite et contient quelques feldspaths alcalins.

### ***Roches filoniennes postschisteuses***

**μγ. Dykes de microgranite porphyrique à biotite.** Ces corps sont intrusifs dans les terrains briovériens et se développent exclusivement dans le quart nord-est de la feuille. Ils sont de direction armoricaine, sauf le filon de la Grande-Bonaudière qui est orienté NE-SW. Ils présentent le plus souvent une extension latérale plurikilométrique pour une puissance généralement inférieure à 10 m. Le filon de Louvaines fait toutefois exception, puisqu'il atteint 250 m de large.

Lorsqu'elle n'est pas altérée, la roche est de teinte gris clair à verdâtre, le grain est fin de taille millimétrique ou inframillimétrique, mais les phénocristaux de feldspaths peuvent parfois dépasser un demi-centimètre.

La texture est microgrenue xénomorphe (à tendance aplitique) porphyrique à glomérophyrique. La composition minéralogique est la suivante :

- plagioclases représentés principalement par de l'oligoclase en groupe de phénocristaux automorphes piquetés de séricite et localement de feldspath alcalin secondaire ;
- feldspaths alcalins présents dans la mésostase et sous la forme de quelques phénocristaux ;
- quartz en cristaux en partie corrodés ;
- biotite de teinte brune, en reliques irrégulières au cœur des lamelles chloritisées. Elle inclut des granules d'oxyde de fer titané (exsudés).

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et le sphène.

**qβ. Dolérites.** Quatre petits filons de dolérites de direction subméridienne (200 à 300 m de long, pour quelques mètres de large) affleurent au Sud-Est de Vern-d'Anjou. Ils ne se manifestent en surface que par la présence de petits pointements rocheux ou de « pierres volantes » de forme arrondie qui résultent de leur altération.

La roche saine est dense et très dure, de teinte gris sombre, à grain fin. Elle présente à l'examen microscopique une texture microgrenue hypidiomorphe ophitique. La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- plagioclases calciques, zonés et fortement altérés en épidozoïsite et en séricite ;
- clinopyroxène en reliques au cœur d'amphiboles de type hornblende brune, frangées d'hornblende « actinolitique » verte ;
- quartz interstitiel et peu abondant ;
- opaques (oxydes de fer-titane en cristaux squelettiques et sphène).

**Q. Quartz.** Seuls trois filons sont figurés sur la carte ; ils sont tous situés sur le versant sud de l'unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé et sont orientés NE-SW à E-W. Leur proximité et leur orientation semblent indiquer une mise en place en relation avec le fonctionnement de l'accident du Houx (faille de Freigné). Il s'agit de quartz blanc laiteux dépourvus de géodes, qui présentent parfois des mouches de mispickel et des imprégnations d'oxyde de fer.

## *TERRAINS CÉNOZOÏQUES*

### **Formations tertiaires**

*Altérites supposées paléogènes (post-Crétacé supérieur et anté-Miocène moyen).* Dans les secteurs où l'altitude avoisine ou dépasse les 80 m, on observe très fréquemment au sommet des collines, un recouvrement argileux dont l'épaisseur atteint localement 1,5 m à 2 m. Ces argiles passent vers le bas à une altérite du socle composée de minuscules fragments de siltites décolorées de couleur jaune ou vert pâle.

Cet horizon coiffe le sommet horizontal des crêtes de la région de Roche-d'Iré et de la terminaison orientale du synclinal de Chanveaux. De la même manière, on le retrouve sur la crête du Grès armoricain au Sud de Challain-la-Potherie (Dauphin) et dans la forêt de Longuenée. Vers le Sud, il est préservé à des altitudes moins élevées de l'ordre de 58 m, entre Le Louroux-Beconais et Saint-Clément-de-la-Place. Ces altérites, qui contiennent localement

des morceaux de cuirasse ferrugineuse, sont probablement les témoins les plus orientaux des altérites associées à la surface d'érosion éocène.

Sur une grande partie du Massif armoricain et sur la bordure du bassin de Paris, cette surface coiffe des plateaux subhorizontaux situés vers 100 m d'altitude (feuilles Châteaubriant et Nozay). En Anjou, elle se raccorde à la surface des « grès à Sabals », d'âge éocène inférieur, qui occupent le sommet des plateaux crétacés du Saumurois ainsi que ceux des Mauges. Les altérites de cette époque (« sidérolitique ») se caractérisent par une oxydation et une kaolinisation des roches, associées à un développement de croûtes, voire de « cuirasses » ferrugineuses. Localement, ces concentrations ferrugineuses peuvent être très développées et ont été exploitées par le passé (région de Châteaubriant et de Bain-de-Bretagne).

m-p. **Faluns d'âge incertain (Miocène à Pliocène).** La transgression miocène qui inaugure la sédimentation néogène avec le dépôt des faluns, constitue au niveau de la dépression ligérienne, un golfe d'obédience atlantique dont les connexions avec la mer ouverte s'effectuent au niveau de la basse Loire.

Sur la feuille Segré, seuls quelques sites d'âge incertain ont été attribués au Mio-Pliocène : il s'agit de ceux de Gené, de la Fosse, de la Mortaie et du Château-du-Mas. Dans ces gisements cohabitent le plus souvent des faluns en bancs lenticulaires remaniant des galets de calcaire récifal et de nombreux fragments de côtes d'*Halitherium*, des argiles grises ou noires plus ou moins coquillières, et des sables rouges. Ces dépôts d'âge incertain se rapportent probablement pour la plupart à l'étage « Helvétien » des anciens auteurs, c'est-à-dire au Langhien-Serravallien.

pF, pA. **Faciès « redoniens » (Pliocène).** Les gisements redoniens sont surtout présents dans la moitié sud de la feuille. Il s'agit soit d'argiles grises ou noires (pA), soit de faluns très fossilifères (pF).

- Un premier groupe de gisements de **faluns** redoniens (pF) se trouve dans l'angle sud-est de la feuille, près du village de Saint-Clément-de-la-Place. Immédiatement à l'Est de la ferme de la Faraudière, dans le fond du vallon, le célèbre gisement de la Fontaine-Craussilouses (Couffon, 1903, 1907, 1908 ; Dollfus et Dutzenberg, 1902-1920) n'est plus actuellement accessible que dans le fond d'une source captée.

Il s'agit de sables coquilliers très grossiers et pauvres en microfaune, qui ont fourni à A. Lauriat-Rage 61 espèces de bivalves, dont une quarantaine d'espèces originaires de mer chaude, communes avec celles décrites dans les faluns de Touraine. Il faut toutefois noter que les influences sont mélangées car les astaridés, qui sont nombreux dans ce gisement (11 espèces), sont prin-

cipalement d'origine nordique. On citera : *Astarte (A.) waeli*, *A. (A.) galeotti*, *A. (Digitariopsis) obliquata* subsp. *striatula*, *A. (D.) exurrens* subsp. *pardenxi*, *A. (D.) forbesi*.

D'après l'auteur, ces astartidés nordiques appartiennent pour la plupart à un Pliocène relativement récent, ceci bien qu'il s'agisse d'un Pliocène chaud comme cela semble être confirmé par l'étude des paléotempératures et la présence de très nombreuses espèces dites méridionales ou archaïques, telles que *Loripes lacteus dujardini*.

Par ailleurs, ce gisement renferme plusieurs espèces et sous-espèces endémiques : *Astarte (Digitariopsis) obliquata striatula*, *A. (D.) exurrens lardeuxi*, *A. (D.) grueti*, ? *Acanthocardia (A.) lacrimiferum*, *Venus (V.) fallax*.

• Les **argiles** redoniennes (pA) affleurent, dans l'extrême Sud-Ouest de la feuille, où elles ont fait l'objet d'une exploitation en carrière dans le but d'alimenter la briqueterie de Candé. Ces carrières sont situées au Nord-Ouest de la Cézaré ; la plus importante se trouve à la Bouillonnaie.

En 1985, dans le cadre d'une synthèse portant sur les terrains pliocènes de Bretagne, le BRGM a entrepris une campagne de sondages sur le site de la Bouillonnaie (Courbouleix *et al.*, 1989). Dans ce secteur, le log lithologique s'établit comme suit : sur un socle paléozoïque altéré, reposent des « argiles noires » fossilifères (environ 15 m), surmontées par une épaisseur variable de sables rouges (3-10 m).

Le dépôt des argiles fossilifères débute par un niveau (1 à 2 m) riche en ostracodes, mélobésiées, bryozoaires, milioles et bivalves d'âge redonien, souvent roulés. Dans leur partie supérieure, ces argiles demeurent fossilifères avec en particulier une grande abondance des spicules de spongiaires. Dans ces niveaux, la malacofaune correspond à un assemblage de caractère chaud à tempéré. La faune (bryozoaires, bivalves et gastéropodes) indique un Redonien de type angevin (Pliocène, sauf pour les gastéropodes qui se rapportent au Miocène supérieur).

L'étude des foraminifères montre que dans les argiles deux biozones se succèdent, avec à la base de grandes milioles et de grands polymorphinidés caractéristiques du Redonien, alors que dans les niveaux sommitaux les conditions de milieu semble différentes et l'âge des dépôts plus récent. Les données palynologiques montrent que ces argiles noires présentent des associations de microflore qui se rapportent au Reuvérien final.

Du point de vue paléogéographique, on constate que ces argiles sont conservées dans des paléodépressions et recouvrent parfois un socle profondément altéré. Ces observations laissent supposer que la morphologie qui a guidé le dépôt lié à la transgression « redonienne » était relativement ancienne. Ces argiles renferment des faunes marines abondantes. Il s'agit de formes vivant en eau calme et peu profondes (moins de 50 m), chaudes ou tempérées. Enfin, l'existence de flores abondantes sous-entend un littoral

proche, et l'étude des associations de microflore indique un passage graduel du Reuvérien au Prétiglien.

pS. **Sables rouges et cailloutis (Pliocène).** Les sables rouges affleurent principalement dans la moitié sud de la feuille. Ces dépôts se répartissent suivant deux « bassins » situés de part et d'autre de la ligne de crête axée sur Dauphin à l'Ouest et sur la forêt de Longuenée à l'Est. Au Nord, il s'agit du bassin de l'Argos et au Sud de celui de Candé ou de l'Erdre. Dans ces domaines, les sables rouges occupent principalement les zones basses (fonds de vallons et dépressions), mais ils nappent aussi en partie les versants et se trouvent parfois perchés à des altitudes inhabituelles (80 m à Cuillon, 86 m au Bois-Lozé). Dans la région de Candé, les sables rouges sont en partie contemporains des faluns redoniens (Courbouleix *et al*, 1989), mais plus généralement les « sables rouges » ou « sables rouges de haute Bretagne » sont postérieurs et superposés aux faluns (Gruet, 1980).

Leur épaisseur est très variable, comprise entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres (26 m à Challain-la-Potherie, 23 m à Loiré, 23 m à Candé) ; ils constituent ainsi bien souvent de petits aquifères (Candé, Challain-la-Potherie, Le Louroux Beconnais, Vern-d'Anjou).

Lorsque l'on observe les rapports géométriques entre les sables et le substratum paléozoïque, on est frappé par la fraîcheur des paléoreliefs qui affectent ce dernier ; les sables s'accumulent ainsi au pied de véritables falaises avec des blocs éboulés conservés au pied de l'escarpement et emballés dans les sables (carrières de la Bessonnaie et de la Burelière). Les « sables rouges » originellement blancs, ou gris très clair, sont presque toujours rubéfiés, en sorte que les teintes de la roche saine ne sont visibles que dans les exploitations relativement profondes. La rubéfaction conduit parfois à la production de blocs de poudingue ferrugineux, rouge vif ou noirs, il s'agit des « renards » ou des « roussards » souvent cités par les habitants de la région.

A l'affleurement, ces sables présentent de minces lits de cailloutis et de fréquentes stratifications entrecroisées ; ils sont feldspathiques, légèrement argileux et contiennent de rares grains de glauconie. Ils peuvent, dans certains cas, remanier des éléments provenant des assises mésozoïques du bassin de Paris, tels que les silex turoniens et sénoniens du Louroux-Beconnais, et les polypiers roulés d'origine falunienne découverts au Préfouré et au Moulinet près de Candé.

D'après les auteurs (Cavelier *et al*, 1980), les sables rouges seraient les témoins de la dernière transgression marine ayant atteint le Nord-Ouest de la France. Ces dépôts non datés sont attribués actuellement au Prétiglien, la mer redonienne « froide » atteignant à cette époque son extension maximum

en Bretagne et en Anjou ; des apports continentaux arrivant dans cette mer, aussi bien à partir des régions immédiatement limitrophes que plus lointaines (Massif central ?).

### **Formations superficielles**

**RC. Formations résiduelles d'altérites et colluvions limoneuses des versants.** Ces formations occupent des vastes étendues principalement situées dans le domaine briovérien, d'une part entre Segré et Vern-d'Anjou (région de Gené) et d'autre part entre Chazé-sur-Argos et la Roche-d'Iré.

Le matériel est essentiellement argilo-limoneux, il intègre et repose sur le substratum désagrégé dont on peut parfois reconnaître la structure et la texture (litage sédimentaire ou schistosité, selon les cas).

Latéralement, ces terrains peuvent passer graduellement par enrichissement en grains de quartz aux sables rouges ou aux colluvions sableuses de fond de vallon. Ces dépôts sont généralement pelliculaires, d'épaisseur inframétrique, mais peuvent toutefois atteindre 2 à 3 m de puissance au pied des versants.

**Fy. Très basse terrasse : sables, graviers, argiles.** Dans cette région, les niveaux Fy sont notablement plus argileux que les terrasses supérieures (voir feuille Le Lion-d'Angers). Ces alluvions, finement sableuses vers le fond, se chargent rapidement de parties fines vers le haut et peuvent devenir des argiles bleutées riches en débris végétaux.

**Fz. Alluvions fluviales modernes : sables, limons, argiles.** Ces dépôts occupent le méplat inondable des rivières et des principaux ruisseaux. Le matériel limono-argilo-sableux peut fossiliser les dépôts limono-graveleux du fond du lit actuel. Les éléments les plus grossiers sont souvent peu roulés et proviennent d'un remaniement des roches diverses du substratum.

## ***ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE***

### **Déformation antéschisteuse**

L'examen de la carte géologique montre qu'il existe un certain parallélisme entre les structures d'échelle kilométrique qui se dessinent dans la série briovérienne et les plis qui affectent la couverture paléozoïque (voir la terminaison orientale du synclinal de Saint-Michel-et-Chanveaux). Cependant, la discordance cartographique existe, elle est parfois bien exprimée, comme par exemple au Sud-Est de Vern-d'Anjou où les poudingues de Gourin sont biseautés par le Grès armoricain. Par contre,

dans la région de Segré, les relations géométriques entre les terrains briovériens et paléozoïques n'ont jamais été observées à l'affleurement.

Deux interprétations sont actuellement proposées afin d'expliquer cette discordance :

- dans le premier cas de figure, elle serait la conséquence d'une phase de plissement antéschisteux de faible intensité non accompagnée de schistosité. Cette éventualité d'une phase tectonique précoce a été envisagée par les auteurs de la feuille voisine Château-Gontier sur la foi d'observations microstructurales ( Brossé *et al*, 1988) ;
- dans la seconde hypothèse, les auteurs s'appuient sur l'étude des séries continentales rouges (Formation de Pont-Réan) qui marquent le début de la transgression ordovicienne (Ballard *et al*, 1988 ; Bonjour, 1988). D'après ces derniers, le dépôt des premiers termes de la série ordovicienne aurait été contrôlés par un épisode de distension donnant au Briovérien une structuration de type blocs basculés.

Cette seconde interprétation s'appuie sur les faits suivants :

- les changements d'épaisseur dans la formation rouge basale sont brutaux et se répercutent dans la partie inférieure de la Formation du Grès armoricain ;
- au niveau de la discordance, les variations d'angle sont importantes (20° à 80°) et témoignent de l'existence de surfaces de dépôts d'inclinaison variable ; de plus, à l'intérieur de la série rouge basale, des discordances secondaires sont parfois visibles, sous la forme de discontinuités lithologiques ;
- les faciès conglomératiques de la base de la Formation de Pont-Réan s'apparentent à des écoulements de débris (débris-flow) résultant d'un transport gravitaire de masse, ce qui confirme l'existence de pentes sédimentaires suffisamment inclinées ;
- la présence d'intercalations volcaniques acides (rhyodacites) dans les séries rouges de la région de Reminiac s'accorde bien avec un événement distensif contemporain du dépôt de ces séries ;
- enfin, le « Briovérien » de Bretagne centrale n'est affecté que par une seule phase de déformation hercynienne (Le Corre, 1977), caractérisée par des plis légèrement déversés vers le Sud associés à une schistosité subverticale.

On ne peut toutefois exclure l'existence de pli antéschisteux d'origine gravitaire (slump) qui sont d'ailleurs connus dans les formations équivalentes de la baie de Douarnenez (Darboux *et al*, 1975).

Ces petits bassins ordoviciens de section triangulaire, délimités par des failles normales seraient, d'après les auteurs (Ballard *et al*, 1986), d'orientation moyenne NNE-SSW. Ils pourraient résulter d'un événement distensif

survenu au cours de l'Arénig, et donc contemporain de la sédimentation des séries rouges et de la Formation du Grès armoricain.

### Déformations synschisteuses

Les déformations plicatives qui ont affecté cette région se rapportent à l'orogénèse hercynienne. Elles affectent l'ensemble des terrains briovériens et paléozoïques jusqu'au Dévonien supérieur.

- Le **premier épisode** de la structuration hercynienne correspond à la mise en place de l'unité de Redon-Nozay, associée à une tectonique tangentielle qui s'inscrit dans un domaine compris entre l'accident du Houx au Nord et le bassin d'Ancenis au Sud.

Sur la feuille Segré, cette première phase de déformation se matérialise par un écaillage vers le Nord de l'ensemble des formations affleurant au Sud de / *unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé*, sous le chevauchement principal de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire. Cet écaillage se traduit par un faible pendage vers le Sud de l'ensemble des structures (stratifications et schistosité) ainsi que par des répétitions de séries. Le front des chevauchements se situe au droit des affleurements d'ampélites siluriennes qui jalonnent la retombée méridionale de l'unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé.

Sur la bordure nord de / *unité de Redon-Nozay*, la courbure de certaines écailles à l'approche du contact (secteur de la Deroulaie au Sud-Ouest de Candé) et la distribution en échelon des différentes barres gréseuses qui se relaient d'Ouest en Est depuis Le Meilleraye-de-Bretagne jusqu'à Angers, s'accordent avec un déplacement de l'unité sud vers le NNW, ce qui implique aussi un mouvement initial dans le sens dextre, par rapport aux domaines septentrionaux (avant-pays). Latéralement, cette tectonique est scellée par le granite de Bécon qui, sur la feuille voisine Chalennes-sur-Loire, recoupe les structures précédentes à l'emporte-pièce. Malgré l'absence des données radiochronologiques concernant ce granite, on peut toutefois affirmer que cette première phase de raccourcissement est postérieure au Praguien puisque des dépôts de cet âge (« Calcaire des Roches », feuille Angers) sont impliqués dans ces structures. On sait de plus qu'elle est antérieure à l'ouverture du bassin d'Ancenis qui est datée anté-frasnienne ; elle serait donc (Ledru *et al*, 1986), d'âge dévonien moyen et comprise entre 360 et 370 Ma.

- Le **second épisode** de la structuration hercynienne est à l'origine de l'organisation structurale du bâti hercynien en Bretagne centrale, dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, dans l'unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé et dans une moindre mesure dans l'unité de Redon-Nozay.

Dans le *domaine de Bretagne centrale*, elle intéresse l'ensemble des terrains briovériens et paléozoïques (Le Corre, 1977) et se concrétise par une succession de plis synschisteux d'extension régionale, droits ou légèrement déversés vers le Sud, orientés N100 à N110 et dont les axes plongent légèrement vers l'Ouest (10° à 15°). On reconnaît ainsi successivement du Nord vers le Sud :

- le synclinal de Segré ;
- l'anticlinal de Châteaubriant ;
- le synclinal de Chanveaux ;
- et l'anticlinal de Challain-la-Potherie, qui présente un flanc sud nettement déversé et chevauchant sur la bordure nord de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes.

Au-delà vers le Sud, on observe un déversement et un écaillage généralisés des formations présentes dans l'*unité de Saint-Julien-de-Vouvantes*, qui viennent à leur tour chevaucher la bordure nord de l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé (voir la coupe géologique Nord-Sud en marge de la carte).

D'une manière générale, les écaillages sont favorisés, par la présence des niveaux ampéliteux du Silurien. Ces faciès riches en matière organique agissent à la manière d'un lubrifiant (« couche savon »), facilitant le fonctionnement des grands accidents tels que la faille de Malestroit-Angers ou la faille de Freigné (Ampélites du Houx).

Les structures précédentes présentent à la fois une composante en raccourcissement (qui apparaît sur les coupes géologiques) et très probablement un rejet latéral important difficile à estimer. Cependant, les variations brutales de faciès qui caractérisent en particulier la base de la série ordovicienne, et qui ne se font sentir que suivant une direction N-S, pourraient trouver une explication dans le rapprochement tardif de zones isopiques originellement éloignées les unes des autres et ensuite juxtaposées par le jeu d'accidents décrochants de grande ampleur.

Au niveau de ces structures, et en particulier de la branche nord de la faille de Malestroit-Angers, les différents termes de la série paléozoïque apparaissent sous la forme de lambeaux dilacérés et discontinus entraînés dans le couloir de déformation. Les lentilles de calcaires dévoniens qui se répartissent sur la bordure nord de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes (sous la retombée méridionale de l'anticlinal de Challain-la-Potherie) en sont ici les meilleurs exemples.

Il faut donc voir dans l'apparente désorganisation de cette unité le résultat d'une tectonique principalement décrochante, et non pas la trace d'un éventuel bassin de type « pull apart » à olistolites née au cours de l'orogénèse hercynienne (Dubreuil, 1987).

Au sein de l'unité de *Lanvaux-les Ponts-de-Cé*, la structuration hercynienne se matérialise par une succession de plis serrés droits ou faiblement déversés vers le Sud. Cette mégastucture, généralement décrite en terme d'anticlinal ou d'anticlinorium, présente ici une certaine asymétrie et un léger déversement vers le Sud.

Sur le flanc nord, les Grès d'Angrie sont progressivement laminés par l'accident de Malestroit-Angers et disparaissent à l'Est de La Pouëze. La schistosité et la stratification sont ici très redressées ( $\sim 70^\circ$ ) et pentées vers le Nord. Une coupe transversale montre une rapide augmentation de la déformation à l'approche de Porthogneiss. Celle-ci se traduit par l'apparition d'une linéation d'éirement subhorizontale ou faiblement pentée vers l'Ouest ( $5$  à  $10^\circ$ ) orientée N90 à N110. Cette linéation se caractérise par un allongement important des grains de quartz dans les niveaux gréseux et par l'apparition d'un fin débit fibreux dans les dépôts silteux (Schistes de Tré-lazé et de La Pouëze).

Cette déformation ductile, qui est ici de type constrictif (Bouchez et Biais, 1976), est particulièrement bien exprimée dans le secteur compris entre Saint-Clément-de-la-Place à l'Est et le Nord du Louroux-Béconnais à l'Ouest (Groupe de Bains-sur-Oust) où elle coïncide ainsi avec le développement d'une schistosité ardoisère subhorizontale dans les Schistes de Tré-lazé et de La Pouëze. Géographiquement, ces zones à schistosité subhorizontale se surimposent aux contours du toit de l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, tels qu'ils ont été définis grâce aux études gravimétriques (Weber, 1967). Il semble donc, comme cela a déjà été proposé par plusieurs auteurs (Bouchez et Biais, 1976), qu'il faille envisager un lien de cause à effet entre la montée du dôme orthogneissique et le développement d'une schistosité plate dans l'axe de l'intrusion.

Des observations menées sur les feuilles voisines Angers et Chalonnes-sur-Loire au niveau de l'orthogneiss et du granité de Bécon ont montré qu'il existe aussi dans ce secteur un fort gradient de déformation du Sud vers le Nord. Ainsi au Sud, la déformation ductile apparaît progressivement dans le granite de Bécon dès que celui-ci est inscrit dans les limites de l'unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé (au Nord des Ampélites du Houx). Elle se matérialise par l'apparition d'une schistosité mylonitique (plans S-L) orientée N110 à N125, d'abord faiblement inclinée vers le Nord, mais qui tend à se verticaliser au fur et à mesure que l'intensité de la déformation augmente et que l'on progresse en direction de l'orthogneiss. Dans ce dernier, à la foliation fortement pentée vers le Nord ( $\sim 70^\circ$ ) se substitue en quelques centaines de mètres une déformation linéaire (L tectonite) dont l'axe d'écoulement est faiblement incliné vers WNW (LI :  $110\text{NW}15^\circ$ ). L'orthogneiss se présente donc dans cette région comme une lame déversée vers le Sud, qui s'enracine sur sa bordure nord dans un cisaillement ductile profond. De plus, le fait que cette lame orthogneissique ait été déformée dans les mêmes conditions que le

granite de Bécon (*pro parte*) semble conforter l'hypothèse selon laquelle l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place serait une structure purement hercynienne (Bouchez et Biais, 1976 ; Diot *et al*, 1983).

Enfin, des mesures microstructurales effectuées à la fois sur le granite de Bécon déformé et dans l'orthogneiss indiquent que cette mégastucture se comporte principalement comme un accident décrochant dextre de direction N105 qui admet aussi une composante légèrement inverse (LI : 135W30°). On constate toutefois que dans le granite de Bécon certaines mesures indiquent un jeu senestre (normale ?) suivant la même direction.

Le problème de la chronologie relative de ces deux événements n'est pas résolu, mais les auteurs (Cogné *et al*, 1983 ; Diot, 1980 ; Lagarde, 1978) s'accordent actuellement pour penser que cette zone de cisaillement a pu fonctionner en décrochement senestre jusque vers 345 Ma. Les structures dextres correspondraient donc à une déformation tardive qui post-daterait la mise en place des granites de Guhéno et Lizio qui sont datés à  $350 \pm 13$  Ma (Peucat *et al*, 1979).

Sur la feuille Segré, dans le prolongement de l'orthogneiss, l'intensité de la déformation décroît progressivement à l'Ouest du Louroux-Beconnais et semble relayée par un puissant couloir mylonitique de plusieurs centaines de mètres de large (entre les Bécantinières et Candé). Ce changement du régime de déformation (ductile puis cassant) semble aller de pair avec l'ennoyage du dôme orthogneissique dans cette direction (Weber, 1967).

### **Fracturation tardihercynienne**

Postérieurement aux phases de compression hercyniennes responsables des déformations synschisteuses, le Massif armoricain est soumis à de nouveaux champs de contraintes qui sont à l'origine de structures cassantes généralement réunies sous le terme générique de fracturation tardihercynienne.

A l'échelle régionale, on constate que pour l'essentiel, cette fracturation est organisée en couloirs de failles de quelques kilomètres de large (3 ou 4 km) répartis à intervalle régulier d'une vingtaine de kilomètres (couloirs de Pouancé sur la feuille Châteaubriant, couloir de Segré). Ces structures de direction NNW-SSE (N140 à N160) se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres à travers le Massif armoricain. Elles ont été sollicitées à diverses reprises depuis la fin des temps paléozoïques et même jusqu'à une période récente, comme en témoigne la présence de dépôts pliocènes piégés çà et là dans des petits grabens installés au droit de ces accidents anciens.

Sur la feuille Segré, on distingue principalement deux familles d'accidents de directions très voisines, mais qui ne peuvent avoir fonctionné dans un seul et même régime de contrainte ; il s'agit :

- de la faille Saint-Biaise (la plus occidentale du couloir de Segré) qui est orientée N150 et dont le jeu est principalement décrochant senestre ;
- des accidents de direction N160 qui disloquent le synclinal de Segré (faille de Brêge) et qui présentent un jeu dextre.

Les failles de couloir de Segré se prolongent vers le Sud dans le domaine briovérien, dans l'axe de la vallée de l'Hommeé, mais dans ces terrains on perd rapidement leur trace faute de niveaux repères.

En l'état actuel des connaissances concernant ces épisodes cassants, il est impossible d'établir une chronologie fiable parmi les événements dextres et senestres ; par contre le caractère polyphasé de ces structures est établi.

L'ensemble de la déformation synschisteuse et de la fracturation post-schisteuse a été interprétée (Choukroune *et al.*, 1983) dans le cadre d'un régime global cisaillement dextre de tout ce domaine. En outre, sur la foi de considérations d'ordre régional, D. Arthaud et H. Matte (1975) pensent que ces épisodes de fracturation tardihercynienne s'intercalent entre la fin du plissement et la distension permienne. Ils correspondent une phase de compression qui provoque une fracturation de l'écorce par des décrochements qui recoupent toutes les structures antérieures ; cet événement se serait produit, selon les mêmes auteurs, entre 305 Ma et 270 Ma (Stéphanien à Permien basal).

### **Métamorphisme hercynien**

Dans ces régions, l'existence d'un métamorphisme lié à la déformation hercynienne est bien connue depuis les travaux de F. Boudier et A. Nicolas (1969) et de C. Le Corre (1978). Ce dernier a précisé la paragenèse caractéristique de cet épimétamorphisme en reconnaissant les minéraux index suivants : chlorite, séricite, quartz et chloritoïde.

Le chloritoïde est décrit principalement dans les « Schistes d'Angers » (*s.l.*), mais aussi dans les schistes briovériens. Ailleurs il apparaît dans des zones bien délimitées autour de la terminaison périsynclinale de Saint-Michel-et-Chanvaux, ainsi que tout au long de la bande de « Schistes d'Angers », sur la bordure nord de l'unité de Lanvaux-les Ponts-de-Cé (Lopez-Munoz, 1983). Ce minéral est apparu avant, pendant et un peu après le paroxysme synschisteux. Les cristaux les plus précoces présentent fréquemment des traces de déformation, torsions, ruptures et sont peu contournés par la schistosité, tandis que les cristaux tardifs tendent à la recouper.

Le métamorphisme postschisteux se caractérise par la présence de chloritoïde II. Il correspond ici à un métamorphisme de contact au sens strict. Ce sont de petits porphyroblastes sécants sur la schistosité et automorphes, mieux

développés et plus nombreux que les chloritoïdes synschisteux. Ils sont probablement associés à la mise en place des leucogranites hercyniens qui est elle-même liée au fonctionnement de la branche nord des cisaillements sud-armoricains (faille Malestroit-Angers). Près d'Angers, dans la zone axiale de l'unité de Lanvaux, J.L. Bouchez et J. Blaise (1976) décrit un gradient de métamorphisme croissant en direction du cœur orthogneissique, qui se manifeste par l'apparition de la biotite sur le flanc nord de la structure (dans les « Schistes d'Angers ») et jusque dans la zone axiale.

Cette isograde n'a pas été reconnue sur la feuille Segré ; seul l'aspect satiné des schistes et la présence de chloritoïde dans les schistes ardoisiers indiquent l'existence d'un épimétamorphisme qui intéresse l'essentiel de ce domaine.

### **SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE**

L'évolution géodynamique de la région de Segré débute par une longue période de sédimentation discontinue, qui s'étend du Protérozoïque supérieur au Dévonien supérieur (Famennien). Au cours de cette longue histoire sédimentaire, les quatre unités lithostructurales représentées sur la feuille évoluent plus ou moins indépendamment, selon les périodes.

Du Protérozoïque supérieur au Cambrien basai probable, le domaine de Bretagne centrale est le siège d'une sédimentation détritique épicontinentale assez peu différenciée. À l'instar des formations briovériennes de basse Normandie, les schistes anté-ordoviciens de la région de Segré ont pu être assimilés à des dépôts flyschoides synorogéniques (Cogné, 1962, 1972) prodomes de l'orogénèse cadomienne. Cependant, la rythmicité des sédiments, l'instabilité du milieu de dépôt, le caractère relativement immature des faciès et la présence de passées conglomératiques, ont permis ensuite d'interpréter ces séries en terme d'associations de type « molasse » issues du démantèlement de la chaîne cadomienne, leur caractère post-orogénique s'en trouvant ainsi définitivement établi (Le Corre, 1977). Cette interprétation est corroborée par les études plus récentes (Chantraine *et al*, 1988).

Dans la région de Segré-Châteaubriant, la discordance qui, dans le Bocage normand, sépare le Paléozoïque inférieur transgressif des formations briovériennes sous-jacentes, est ici relativement discrète et n'est perceptible que sur les documents cartographiques ; elle est interprétée comme la marque de la tectonique distensive ordovicienne (Ballard *et al*, 1986).

Vers le Sud, dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, on ne connaît pas de dépôts antérieurs à l'Ordovicien, alors que dans l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé, les termes inférieurs du Groupe de Bains-sur-Oust

semblent indiquer que l'aire de sédimentation des séries briovériennes de type « Bretagne centrale » s'étendait probablement vers le Sud, sans variation notable de faciès, au moins jusqu'à la latitude de cette unité, et même peut être au-delà, si l'on considère la bordure nord de l'unité de Redon-Nozay ou réapparaissent des formations mal datées, mais lithologiquement très comparables aux formations briovériennes. La transgression ordovicienne recouvre donc des séries peu ou pas déformées, mais qui en Bretagne centrale sont probablement affectées par une tectonique distensive (Ballard *et al.*, 1986). Il s'agit d'abord, au cours de l'Arénig, de séries rouges (Formation de Pont-Réan) d'origine continentale ou épicontinentale (Bonjour, 1988) qui viennent combler des petits bassins d'effondrement.

Ces dépôts semblent absents au sein de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes ; tout comme dans l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé, où les premiers terrains attribués à l'Ordovicien sont des grès-quartzites à *Cruziana*, lithologiquement comparables à ceux qui composent le membre inférieur du Grès armoricain. Enfin, plus au Sud, certains grès et schistes rouges montrent toutefois que les dépôts continentaux de la base de l'Ordovicien ont pu se déposer jusque sur la bordure nord de l'unité de Redon-Nozay.

À ces séries continentales succède, en Bretagne centrale, de manière progressive mais rapide, la sédimentation arénigienne, stratigraphiquement bien datée, du Grès armoricain. Ces sédiments arénacés et matures à caractère littoral (Durand, 1985) inaugurent dans cette région une longue période de sédimentation caractérisée par un approfondissement progressif en direction du Nord. Au même moment, vers le Sud, on observe de rapides variations de faciès avec le dépôt des grès de la Formation de la Pile (unité de Saint-Julien-de-Vouvantes) et celui des Grès à *Cruziana* et quartz à facture volcanique de la partie supérieure du Groupe de Bains-sur-Oust (anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé).

Sur la bordure nord de l'unité de Redon-Nozay, la présence de séries arénigiennes n'est pas établie, néanmoins des grès à bilobites qui pourraient appartenir au groupe des *Cruziana* (Cavet, 1976) sont signalés dans la région d'Angers (Grès de Pruniers) ; il s'agit donc peut-être là des témoins de la transgression arénigienne au Sud de l'unité de Lanvaux.

Au cours du Llanvim-Llandeilo, la subsidence s'affirme partout, et des sédiments essentiellement argileux envahissent le territoire du Massif armoricain (Schistes d'Angers *s.l.*), sans variations notables de faciès.

Le Caradoc, qui correspond à une période complexe d'interactions climatiques et tectoniques, débute par une séquence arénacée connue depuis la Bretagne centrale (Formation du Châtellier) jusqu'au Sud de l'axe de Lanvaux, où se déposent les Grès à *Calymenella bayani* (unité de Redon-Nozay).

Le retour à des conditions plus calmes se produit progressivement au cours de l'Ordovicien supérieur avec le développement de faciès argilo-siliceux, qui sont conservés dans les synclinaux du Sud de Rennes (Formation de Riadan-Renazé) mais dont la présence sur le territoire de la présente feuille n'est pas établie avec certitude (unité de Redon-Nozay).

Le passage précis de l'Ordovicien au Silurien demeure hypothétique en l'absence de séquences datées de l'Ashgill et du Llandovery. Au Wenlock, la sédimentation euxinique argilo-carbonée (ampélites) associée à des faciès siliceux fins (phtanites) caractérise l'ensemble des domaines paléogéographiques.

À la fin du Silurien, les faciès ampéliteux régressent en Bretagne centrale, alors qu'une lacune de ces terrains est observée au niveau de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes et dans l'unité de Redon-Nozay.

Au Dévonien inférieur, la sédimentation détritique reprend sur tout le Massif armoricain avec le dépôt de séries arénacées ou argileuses (Grès à *Platyorthis*) ; elle se poursuit ensuite par une sédimentation argilo-calcaire jusqu'au Famennien supérieur (Schistes à nodules de la Vallée). Pendant le même temps, le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire semble évoluer indépendamment, le Dévonien n'y étant plus représenté que par les Calcaires à *Nowakia* du Praguien.

En l'absence de Dinantien à faciès culm entre le synclinal d'Ancenis et le bassin de Laval, on admet que la mer se retire de la région angevine à la limite Dévonien/Carbonifère, probablement à la suite des premiers contrecoups de l'orogénèse hercynienne (phase bretonne). Quoi qu'il en soit, dès le Dévonien moyen, une tectonique précoce à vergence nord affecte les unités situées au Sud de l'anticlinorium de Lanvaux. À ce moment, l'unité de Saint-Georges-sur-Loire est charriée vers le Nord (Ledru *et al*, 1986), provoquant l'écaillage tectonique de l'unité de Redon-Nozay sur un avant-pays situé au Nord de la bande des Ampélites du Houx.

Les régions septentrionales (domaines paléogéographiques de Bretagne centrale, de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Lanvaux-les Ponts-de-Cé) sont structurées ensuite au cours de la phase bretonne proprement dite (post-famennienne). Cette structuration à vergence sud, qui garde les mêmes caractéristiques géométriques que celle qui affecte l'ensemble de la Bretagne centrale (Le Corre, 1978), pourrait être contemporaine de la mise en place des massifs leucogranitiques de Guéhéno et de Lizio, associée au fonctionnement du cisaillement sud-armoricain (Berthé *et al*, 1979) qui sont datés respectivement à 345 Ma et 330 Ma. Elle affecte aussi la bordure nord du granite de Bécon, alors que celui-ci est intrusif et exempt de déformation au Sud, où il recoupe les écaillages de l'unité de Redon-Nozay. Néanmoins, si on s'en tient à l'âge des terrains les plus récents impliqués dans la

tectonique hercynienne, tant dans le synclinal de Laval que dans le sillon houiller de basse Loire, la phase paroxysmale de l'orogénèse hercynienne doit alors être survenue après le Namuro-Wesphalien. En tout état de cause, cette structuration est probablement polyphasée, et correspond pour l'essentiel à un cisaillement crustal profond axé sur la zone de Lanvaux (Bouchez et Biais, 1976). La déformation se concentre ici au droit de grands accidents ductiles ou cassants (faille de Freigné, faille de Malestroit-Angers, failles ductiles dans l'anticlinorium de Lanvaux).

Ces structures principalement décrochantes, polyphasées, senestres et dextres à rejets pluridécakilométriques, voire hectokilométrique, admettent aussi localement une composante tangentielle N-S dont on ignore la portée exacte (probablement plurikilométrique).

À la suite de la période de déformation hercynienne, le bâti est soumis à plusieurs épisodes de fracturation transverse en partie décrochants et pouvant donner lieu à des filons de quartz, de dolérite et de microgranite. Le microgranite de Saint-Clément-de-la-Place, qui occupe l'angle sud-est de la feuille, a probablement été mis en place lui aussi à la fin du Carbonifère.

La lacune des terrains sédimentaires s'étend ensuite jusqu'au Mio-Pliocène, mais il est probable que la transgression cénomaniennne ait au moins en partie recouvert le territoire de la feuille. L'émergence des marges du Massif armoricain se produit au Cénozan moyen et se poursuit jusqu'à l'Éocène. Il en résulte une surface d'érosion et une altération latéritique du substratum dont il subsiste encore quelques traces au sommet des collines de Grès armoricain (forêt du domaine de Longuéneé).

Au Miocène, la mer des faluns occupe la future vallée de la Loire, puis restreint son extension géographique au cours du Pliocène (Redonien), avec des faciès d'abord sensiblement identiques (faluns et argiles), puis nettement plus détritiques (sables et galets). La fin du Pliocène voit ensuite le retour à des conditions de milieu continental soumis à un climat latérisant.

Au Quaternaire, la morphologie contemporaine, déjà en grande partie ébauchée pendant le Néogène, subit quelques retouches avec l'élaboration du réseau fluvial actuel.

## ***GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT***

### ***RESSOURCES EN EAU***

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

- les formations protéro-paléozoïques (socle) qui affleurent sur l'ensemble de la carte. Le Briovérien est surtout présent dans la moitié nord où il est souvent masqué par les colluvions ou le Pliocène (particulièrement étendu entre Loiré, Chazé-sur-Argos et Vern-d'Anjou). Dans la moitié sud les formations rattachées à diverses unités structurales s'échelonnent du Briovérien au Dévonien supérieur. Dans cette zone, le Pliocène est également bien représenté, notamment au Sud de Candé. Enfin, on note la présence de roches plutoniques (microgranite et orthogneiss) dans l'angle sud-est de la carte, à Saint-Clément-de-la-Place ;
- les formations de couverture constituées d'une part par le Cénozoïque (Miocène et surtout Pliocène reposant indifféremment sur le Briovérien et le Paléozoïque), d'autre part, par les dépôts alluviaux, le long de l'Oudon, de la Verzée, de l'Argos et de l'Erdre.

### **Formations du socle**

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 pompes d'essai de longue durée (pouvant atteindre plusieurs jours, voire plusieurs semaines) sont nécessaires.

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

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

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

Récemment des méthodes de fracturation hydraulique dérivées des techniques pétrolières ont été expérimentées et ont permis, sinon d'augmenter le

débit d'exploitation, du moins de diminuer le rabattement pour un même débit après facturation. Des résultats sont connus dans différents types de roches (granites, schistes, micaschistes, basaltes, etc.) en Loire-Atlantique, Maine-et-Loire et Vendée.

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

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

- **Nappe du Briovérien.** Les forages (environ 15) examinés dont les profondeurs sont comprises entre 27 et 126 m ont fourni des débits maximum instantanés entre 0,1 et 12 m<sup>3</sup>/h (moyenne : 5 m<sup>3</sup>/h). Dans trois cas, ces débits sont supérieurs à 10 m<sup>3</sup>/h.

Le forage 422-2-89 implanté dans des siltites et profond de 101 m a fait l'objet d'un pompage d'essai de longue durée (58 heures) qui a montré que le rabattement dépassait 17 m en fin de pompage pour un débit moyen de 1,6 m<sup>3</sup>/h avec un niveau piézométrique initial à 7,21 m du sol. Lors de la foration au marteau fond-de-trou, le débit instantané avait atteint 4,8 m<sup>3</sup>/h à 50,30 m pour ne plus augmenter avec la profondeur.

Le pompage d'essai sur le forage et son piézomètre (422-2-88) situé 112 m à l'Est a permis d'obtenir les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère transmissivité :  $1,3 \cdot 10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s ; coefficient d'emmagasinement :  $9 \cdot 10^{-6}$ .

- **Nappe du Paléozoïque.** Les forages examinés (moins de 10) dont les profondeurs sont comprises entre 25 et 100 m ont donné des débits instantanés entre 0 et 20 m<sup>3</sup>/h (moyenne : 7,5 m<sup>3</sup>/h). Dans deux cas, ces débits sont supérieurs à 10 m<sup>3</sup>/h.

## Formations de couverture

- **Nappe du Tertiaire.** Seul le Pliocène présente de l'intérêt. Il existe sous forme de placages ou de bassins comportant des formations sablo-graveleuses et constitue un aquifère intéressant, malheureusement vulnérable aux pollutions, notamment d'origine agricole (présence de nitrates souvent supérieurs à 50 mg/l). Cet aquifère est exploité notamment pour des adductions d'eau potable, mais aussi pour d'autres besoins car des débits unitaires d'au moins 30 m<sup>3</sup>/h n'y sont pas rares.

Indice classement SGN	Commune	Lieu-dit	x	y	z	Substance	Minéralisation
422-1-4001	Challain-la-Potherie	Villatte	347,25	295,35	80,00	Fe	magnétite, sidérite
422-2-4001	Segré	le Bois	355,00	305,10	75,00	Fe	hématite, magnétite chlorite, sidérite
422-2-4002		Oudon-1	359,70	303,00	55,00		
422-2-4003		Oudon-2	359,60	302,90	40,00		
422-2-4004		Oudon-3	360,90	302,80	60,00		
422-2-4005	Challain-la-Potherie	Malfouassière	351,00	294,00	50,00	Fe	magnétite, sidérite
422-6-4001	Angrie	la Prévôte	350,70	291,10	60,00	Au	or-natif, mispickel, stibine
422-6-4002		la Boune-Fillaie	353,00	291,05	65,00		
422-6-4003		Talourd	354,50	290,90	70,00		
422-6-4004		la Boulmaie	356,00	290,80	70,00		
422-7-4001	La Pouéze	la Queterie	360,90	289,10	80,00	Au	or-natif, mispickel, stibine
422-8-4001	La Pouéze	la Villenière	363,00	288,60	65,00	Au	or-natif, mispickel
422-8-4002		les Gas	367,10	287,70	65,00		
422-8-4003		la Guittais	367,70	287,40	65,00		
422-8-4004		la Berthière	368,60	287,00	70,00		

**Tableau 1 - Principaux gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille**

- **Nappes alluviales.** Les alluvions, peu étendues, peu épaisses et argileuses en règle générale, ne sont pas exploitables sinon par des puits particuliers faiblement productifs.

### **Alimentation en eau potable (A.E.P.)**

- **Challain-la-Potherie.** Le forage 422-1-1 situé dans le bourg, profond de 27,60 m a rencontré le Briovérien à 26 m. Le pompage d'essai de 1951 a montré que ce forage pouvait être exploité à 40 m<sup>3</sup>/h avec 10 m de rabattement.

- **Région de Candé-Loiré (la Kiriaie).** Ce champ captant situé en Loire-Atlantique (commune de Vritz) et en Maine-et-Loire (commune de Candé) comporte plusieurs forages et puits.

Le forage 422-5-11 exécuté en 1981, profond de 28 m, a rencontré le socle à 27 m. Lors du pompage d'essai de 1981, il a été essayé jusqu'à 120 m<sup>3</sup>/h avec un rabattement d'environ 8 m.

Le forage 422-5-14 exécuté en 1982 à environ 500 m à l'Est du précédent et profond de 30 m a atteint le socle. Le pompage d'essai au débit de 120 m<sup>3</sup>/h a montré que le rabattement était inférieur à 4 m.

Dans ce champ captant les valeurs de la transmissivité varient de  $1,2 \cdot 10^{-2}$  à  $4,0 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s tandis que celles du coefficient d'emmagasinement sont très disparates :  $7 \cdot 10^{-4}$  à  $1,2 \cdot 10^{-2}$ . Ces variations sont probablement dues au fait que la nappe est captive par endroits (forage 422-5-7) et libre à d'autres (forage 422-5-10).

Il existe également un captage pour A.E.P. dans le Pliocène à la rivière d'Orveaux à l'Est de Loiré.

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

### **Fer**

Dans la région de Segré, le minerai de fer du membre inférieur du Grès armoricain a été exploité jusqu'à une période récente par la Société des mines de fer de Segré, sur les concessions du Bois et des Aulnais (feuille Craon), et plus anciennement sur celle de l'Oudon (feuille Segré ; tabl. 1). Les principaux sites d'exploitation sont situés dans l'emprise de la feuille Craon ; toutefois, près de Segré, les recherches de la Motte ont permis une reconnaissance du flanc nord du synclinal à l'Est de la faille de Brêges entre 1958 et 1965, alors que sur le flanc sud les travaux sur la concession de l'Oudon ont abouti à l'extraction de 985 000 tonnes de minerai entre 1880 et 1934. Au Sud, la retombée méridionale de l'anticlinal de Challain-la-Potherie a fait l'objet d'une prospection suivie du fonçage d'un certain

nombre de puits et de galeries d'exploration (le Dauphin, Villatte, la Pilletais, forêt de Longuenée), mais la présence de nombreuses failles longitudinales affectant la continuité des couches de minerai interdit le développement d'une exploitation industrielle.

## Or

L'or libre, observable localement dans les alluvions des ruisseaux est abondant à la latitude de Segré, dans les séries du briovérienne. L'étude à peine ébauchée de ces indices alluvionnaires a été interrompue dès les premiers travaux entrepris par l'ANDRA sur le projet de stockage souterrain des déchets nucléaires.

D'autres indices situés dans le Paléozoïque au Sud de la feuille, sont jalonnés d'anciennes aurières (La Pouëze, Angrie ; tabl. 1) et ont été explorés de 1981 à 1989 par les sociétés suivantes : COMINCO, HEXAMINES et BRGM. Les divers travaux montrent que les meilleurs teneurs s'observent sur les sites qui présentent les caractéristiques suivantes :

- présence d'un niveau gréseux, de préférence proche d'un des grands accidents ductiles qui délimitent l'anticlinorium de Lanvaux-les Ponts-de-Cé. Ces grandes failles, de Malestroit-Angers au Nord, et de Freigné au Sud, sont à l'origine d'un hydrothermalisme, qui se matérialise par l'apparition de mouches de sulfures (surtout pyrite, et mispickel) dispersées dans la masse des grès. Ces niveaux sont localisés au toit ou au mur des « Schistes d'Angers » ; il s'agit donc respectivement des grès du Caradoc et des grès du sommet du Groupe de Bain-sur-Oust, d'âge du cambro-arénigien ;
- la présence d'un stockwerk quartzeux qui s'est mis en place préférentiellement dans ces niveaux gréseux plus compétents, et qui ont donc réagi de façon cassante aux diverses contraintes tectoniques affectant la région. Ces veines quartzieuses, souvent anastomosées, s'organisent généralement le long de champs de failles NE-SW et/ou NW-SE, sécantes sur les strates des grès ;
- la présence de sulfures qui peuvent être localement assez denses (20 à 30 %). Dans le polyphasage des événements déformants et/ou minéralisants, seules les concentrations de sulfure dans des brèches tardives aux intersections de failles cassantes, sont aurifères.

Les stockwerks à mispickel aurifère ont été observés surtout dans les niveaux gréseux de la limite nord de l'anticlinorium de Lanvaux- les Ponts-de-Cé. L'or-natif (2 à 180  $\mu\text{m}$ ) y est généralement associé au cuivre-gris. Par contre, les occurrences arséniées à mispickel et scorodite, associées à la tourmaline dans la bande gréseuse du Sud, émanent de fluides granitiques non aurifères. L'or-natif peut être également présent en inclusion dans la pyrite (1 à 15  $\mu\text{m}$ ).

Le caractère précoce de l'or en inclusions microscopiques dans les sulfures associés à des phases cassantes tardives, montre que les bancs gréseux ne correspondent pas à des paléoplacers, et que les minéralisations aurifères émanent d'un hydrothermalisme de type fissurai.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### **SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES**

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire dans le **guide géologique régional : Bretagne** (Lardeux, 1996) ; *itinéraire 13* : le Paléozoïque du domaine ligérien en Anjou.

### **DOCUMENTS CONSULTABLES**

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Pays-de-la-Loire, 10 rue Henri-Picherit, B.P. 92342, 44323 Nantes cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### **BIBLIOGRAPHIE**

- ALIX Y. (1966) - Contribution à l'étude du synclinal de Martigné-Ferchaud. Dipl. ét. sup., Rennes.
- ARNAUD A., PILLET J. (1971) - Sur l'extension du Caradocien à Trilobites dans le synclinorium Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers (SE du Massif Armoricaïn). *Mém. BRGM*, n° 73, 1, p. 151-164, 3 fig., 2 pi.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitutions des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- BABIN C, CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F., ROBARDET M. (1976) - Lexique des formations de l'Ordovicien armoricaïn. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, numéro spécial.
- BALLARD J.F., BRUN J.P., DURAND J. (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 14, p. 1327-1332.
- BARROIS C. (1897) - Note préliminaire sur le terrain silurien de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 4, p. 38-57.

- BARROIS C. (1889) - Faune du Calcaire d'Erbray (Loire-Inférieure). *Mém. Soc. géol. Nord*, t. III, 348 p., 17 pl.
- BARROIS C. (1892) - Mémoire sur la distribution des Graptolites en France. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t XX.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, vol. 1, n°1, p. 31-42.
- BONJOUR J.L. (1988) - Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne centrale (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 307, p. 1651-1654.
- 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 (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, n° 1, p. 145-157.
- BOUDIER F., NICOLAS A. (1968) - Découverte de chloritoïde dans les schistes ardoisiers d'Angers. *Bull. Soc.fr. minéral, cristallogr.*, 91, p. 92-94.
- BRONGNIART A., DESMARETS (1822) - Histoire naturelle des Crustacés fossiles sous le rapport zoologique et géologique. Paris : Levrault, 154 p., 11 pl.
- BRONN H.G. (1846) - Lethaea geognostica oder Abbildung md Beschreibung der für die Gebirgs. Formation en Bezeichneudstein Versteinerungen. Stuttgart.
- BROSSÉ R., GUÉRANGÉ B., GUÉRANGÉ-LOZES J., HERROUIN L., HOULGATTE E., MOGUEDET G., PELHÂTE A. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France 1/50 000, feuille Château-Gontier (391). Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par R. Brossé (coord.) (1987).
- BROSSE R., JANJOU D., BLAISE J., GRUET M., HERROUIN Y., LAUGERY J., ÉTIENNE H. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Lion-d'Angers (423). Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par R. Brossé *et al* (1988).
- BUREAU L. (1900) - Notice sur la géologie de la Loire inférieure. *In* : « Nantes et la Loire inférieure » Nantes : impr. Grimaud, 3, p. 99-522, 4 pl.
- BURMEISTER (1843) - Die Organisation des Trilobiten. Berlin.
- CAVELIER C., KUNTZ G., LAUTRIDOU J.P., MANIVIT J., PAREYN C., RASPLUS L., TOURENQ J. (1980) - Miocène et Pliocène. *In* : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». *Mém. BRGM*, n° 101, p. 415-436.
- CAVET P., LARDEUX H. (1967) - Le Dévonien supérieur dans le Sud-Est du Massif armoricain. *Intern. Symposium Devonian System (Calgary)* 1, p. 143-148.

- CAVET P., LARDEUX H., PILLET J. (1967) - Notice stratigraphique sur les formations paléozoïques des synclinoria de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Redon - Ancenis (SE du Massif armoricain) à l'Est du méridien de Châteaubriant. Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites (Rennes 16-24 septembre 1964). Mém. BRGM, n° 52.
- CAVET P., LARDEUX H., CHAURIS L., BLAISE J., ARNAUD A., RIVIERE L.M., GRUET M., GUIGNES J. (1970) - Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Chalonnes-sur-Loire (453). Orléans : BRGM, 32 p. Carte géologique par P. Cavet (coord.) (1970).
- CAVET P. avec la collaboration de ARNAUD A., BLAISE J., BROSSE R., CHAURIS L., GRUET M., LARDEUX H. (1976) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Angers (454). Orléans : BRGM, 42 p. Carte géologique par P. Cavet (coord.) (1976).
- 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*, n.s., t.I (3), p. 136-143.
- CAYEUX L. (1918) - Coup d'œil sur les minerais de fer de la presqu'île armoricaine. *Bull. Soc. fr. minéral.*, Paris, 41, p. 163.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.G., LE CORRE C, RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, 2, sect. I, n° 1-3, p. 3-18.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHAUVEL J.J. (1968) - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse, Rennes, 244 p.
- CHAUVEL J.J. (1971) - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, n° 16.
- CHAUVEL J.J., MANSUY (1981) - Micropaléontologie du Protérozoïque du Massif armoricain (France). *Precambrian Research*, 15, p. 25-42.
- CHAUVEL J.J., ROBARDET M. (1980) - Massif armoricain. In : « France. Introduction à la géologie de l'Ouest » (26° C.G.I.). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, XI, 1-2, p. 13-43.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. (1983) - Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées : mise en évidence de la déformation régional non coaxiale dextre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 657-660.

- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) - Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation method: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chemical Geol.*, 101, p. 131-141.
- COGNE J. (1962) - Le Briovérien. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 4, p. 413.
- COGNE J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogénèses fini-précambriennes. *Mém. Serv. géol. Maroc* (Rabat), n° 226, p. 193-218.
- COGNE J.P., CHOUKROUNE P., COGNE J. (1983) - Cisaillements varisques superposés dans le Massif de Lanvaux (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, sér. II, p. 773-776.
- COUFFON O. (1903) - Étude critique sur les faluns de Saint-Clément-de-la-Place. *Bull. Soc. ét. sci. Angers*, 32<sup>e</sup> année, p. 83-151, 1 pl.
- COUFFON O. (1907) - Le Miocène en Anjou. *Bull. Soc. ét. sci. Angers*, 36<sup>e</sup> année, p. 157-196, 2 cartes.
- COUFFON O. (1908) - Le Miocène en Anjou. *Bull. Soc. ét. sci. Angers*, 37<sup>e</sup> année, p. 49-58.
- COUFFON O. (1922) - Le schiste ardoisier. L'ardoise et l'exploitation des ardoisières en Anjou du xv<sup>e</sup> siècle à nos jours. L'industrie minérale en Anjou, II, 96 p., 3 fig.
- COURBOULEIX S., BREBION P., BUGÉ E., CHAIX C., COLLEUIL B., ESTEOULE-CHOUX J., FARJANEL G., GRUET M., LAURIAT-RAGE A., LIMASSET O., MARGEREL J.P., MOGUEDET G., POUIT D., TRAUTH N. (1989) - Le Miocène et le Redonien d'Anjou (Maine-et-Loire). Étude sédimentologique et paléontologique de sondages à Genneteil, Sceaux-d'Anjou et Freigné. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 191-214.
- DANTON D. (1877) - Études géologiques sur les gisements métallifères de l'Anjou.
- DARBOUX J.R., LE CORRE C., COGNE J. (1975) - Tectoniques superposées cadomienne et hercynienne dans le Briovénien du Nord de la baie de Douarnenez (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVII, n° 5, p. 680-685.
- DAVY L. (1909) - Coupe géologique de l'anticlinal de Châteaubriant. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 8, p. 663-677, 4 fig.
- DAVY L. (1911) - Les minerais de fer de l'Anjou et du Sud-Est de la Bretagne. *Bull. Soc. ind. minér.*, 4<sup>e</sup> sér., t. XIV.
- DEUNFF J., CHAUVEL J.J. (1970) - Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 196-198.
- DIOT H. (1980) - Recherches structurales dans la partie orientale du domaine figérien (Massif armoricain). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nantes, 147 p.

- DIOT H., BOUCHEZ J.L., BLAISE J. (1983) - La bande ductile Lanvaux-les Ponts-de Cé entre Redon et Angers. Une composante du cisaillement hercynien du Massif armoricain (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXV, n°2, p. 155-167.
- DIXON W.J. (1950) - Analyses of extrême values. *Ann. Math. Stat.*, 21, p. 488-506.
- DOLLFUS G.F., DUTZENBERG P. (1902-1920) - Conchyliologie du Miocène moyen du bassin de la Loire. 1<sup>re</sup> partie : Pélécy-podes. Mém. Soc. géol. Fr., (Paléont.), n° 27, 500 p.
- DUBREUIL M. (1986) - Évolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif armoricain). Thèse, Angers, 258 p.
- 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.*, III, n° 2, p. 215-221.
- DUBREUIL M., CAVET P., avec la coll. de BLAISE J., ESTEOULE-CHOUX J., GRUET M., LARDEUX H. (1989) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Mars-la-Jaille (421). Orléans : BRGM. Carte géologique par M. Dubreuil *et al.* (1988).
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain. Sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. docum. Centre armor. ét. struct. socles, Rennes, 3, 150 p.
- FAURE-MURET A. (1943) - L'âge du granite de Lanvaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 217, p. 607.
- FAURE-MURET A. (1944) - L'anticlinal de Lanvaux. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 14, p. 279-308.
- GRUET M. (1980) - Le Pliocène en Anjou. *Bull. Soc. ét. sci. Anjou*, 4, p. 79-84.
- GUERROT C, CALVEZ J.Y., BONJOUR J.L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, p. 1741-1746.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire, relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 2, p. 45-62.
- HENRY J.L. (1980) - Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 22, p. 11-250.
- KERFORNE F. (1912) - Sur un faciès argileux de l'Ordovicien de Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 154, p. 1648-1650.
- KERFORNE F. (1915) - Étude géologique de la région silurienne de Château-briant (Loire inférieure). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 15, p. 191-211.

- KERFORNE F. (1919) - Étude technique de la région silurienne du Sud de Rennes (nappe de la Vilaine). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 139, p. 125-162.
- KOBER B. (1986) - Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigation on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral Petrol.*, 93, p. 482-490.
- LAGARDE J.L. (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif armoricain). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes. 164 p.
- LARDEUX H. (1964) - Sur l'extension du Dévonien supérieur dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes (Sud-Est du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, p. 2613-2615.
- LARDEUX H. (1969) - Le Dévonien du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes (Sud-Est du Massif armoricain). État des recherches et précisions nouvelles. *Bull. Soc. ét. sci. Anjou*, VU, p. 3-40, fig. 1-19.
- LARDEUX H. (coord.) (1996) - Guide géologique de la Bretagne (3<sup>e</sup> éd.). Paris : Masson, 223 p.
- LEDRU P., MAROT A., HERROUIN Y. (1986) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre-armoricain. Découverte de métabasites à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 10, p. 963-968.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale. Essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*(2<sup>e</sup> sér.), sect. 1, n° 3, p. 219-254.
- LE CORRE C. (1978) - Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, 381p.
- 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 Château-briant. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes I.
- LUCAS G. (1949) - L'Arénig les environs de Candé. Les schistes et arkoses de Bains. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 200-201.
- LUCAS G. (1960) - Quelques remarques préliminaires sur l'Ordovicien et le Silurien de la feuille d'Ancenis. *Bull. Soc. ét. sci. Anjou*, II, p. 84-88.
- MILLET DE LA TURTAUDIÈRE P.A. (1865) - Indicateur de Maine-et-Loire, Angers : Cosnier et Lachère, t. II, p. 1-116.
- MILON Y. (1925) - Notes géologiques sur les environs de Candé et Saint-Julien-de-Vouvantes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, VI, I, p. 64-77.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du SW de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 p.

- PARIS F., SKEVINGTON D. (1979) - Présence de Graptolites de l'Arénig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif armoricain), conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, n° 12, 6, p. 907-911.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND J., NOBLET C. (1982) - The Lower Ordovician transgression in southwestern Europe. *Paleont. Contrib. Univ.*, Oslo, 280, p. 41.
- PENEAU J. (1927) - Âge des minerais de fer attribués au Gothlandien dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 185, n° 18, p. 895-897.
- PENEAU J. (1928-1929) - Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Sud-Est du Massif armoricain (synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes). *Bull. Soc. sci. nat. Ouest*, 4, 300 p.
- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> sér.), sect. 1, n° 4, p. 349-356.
- PHILIPPOT A. (1950) - Les Graptolites du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, VIII, 295 p.
- PILLET J. (1973) - Les Trilobites du Dévonien inférieur et moyen du Sud-Est du Massif armoricain. *Soc. ét. sci. Anjou*, mém. n° 1, 307 p.
- PILLET J. (1981) - Les Trilobites des « Ardoises d'Angers ». I : Genre *Placoparia*. *Mém. Soc. ét. sci. Anjou*, n°4, 1980.
- PILLET J. (1982) - II : Calymenidae. *Bull. Soc. ét. sci. Anjou*, t. XI, p. 119-134.
- ROUAULT M. (1851) - Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricain) découvert dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), 7, p.724-744.
- TROMELIN G., LEBESCONTE P. (1875) - Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire inférieure, du Morbihan. *Ass. fr. avct sci.*, congrès Nantes, p. 601-661.
- WEBER C. (1967) - Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. *Mém. BRGM*, n° 52.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par D. JANJOU (BRGM), avec la collaboration de H. LARDEUX (univ. Rennes), J. CHANTRAINE (BRGM), L. CALLIER (BRGM), H. ÉTIENNE (BRGM).

La datation de l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place a été réalisée par C. GUERROT, J.Y. CALVEZ, A. COCHERIE (BRGM).

**Présentation au CCGF : 20 novembre 1990.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 6 mai 1996.**

**Impression de la carte : 1998.**

**Impression de la notice : 1998.**

ANNEXE

*DATATION DE L'ORTHOgneiss DE SAINT-CLÉMENT-DE-LA-PLACE  
(méthode Pb/Pb par évaporation du plomb sur monozircon)*

Quatre zircons sur huit ont donné des résultats (voir tableau et histogramme ci-après) sur plusieurs paliers. Le zircon 6 a permis l'obtention de trois paliers dont les deux derniers d'âge identique. La moyenne de ces deux paliers est de  $479 \pm 17$  Ma. Le premier palier, plus jeune (435 Ma) reflète sans doute une perte partielle de plomb. Les zircons 1 (1 palier), 2 (2<sup>e</sup> palier) et 4 (2 paliers) donnent également des âges ordoviciens. Ces âges peuvent être considérés comme âges de cristallisation des zircons. L'âge de Porthogneiss calculé à partir de 321 rapports (4 zircons et 6 paliers) est de 477 db 18 Ma.

La méthode d'évaporation thermique sur monocristaux de zircons au spectromètre de masse a été mise au point par B. Kober (1986). Une description précise de la méthode utilisée au BRGM est décrite *in* A. Cocherie *et al.* (1992) et ne sera brièvement rappelée ici que la partie concernant le calcul des âges.

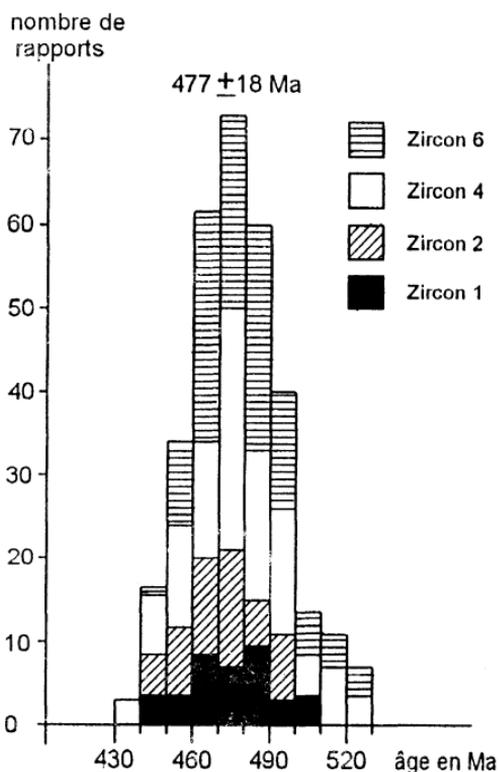
Une analyse effectuée dans de bonnes conditions est basée sur l'enregistrement de 10 blocs de 7 balayages de masses (scan). On obtient donc pour chaque scan une détermination des rapports isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  servant à la correction du plomb commun et deux déterminations du rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Ces deux derniers rapports sont moyennés et un test de W.J. Dixon (1950) est effectué au sein de chaque bloc afin d'éliminer les valeurs trop écartées de la moyenne. Les blocs sont ensuite traités de façon statistique cumulative avec un test à 2. Pour chaque palier de température un âge moyen et une erreur sur l'âge à 1  $\sigma$  sont calculés. Si plusieurs paliers sur un même zircon donnent le même âge, on considère que l'on a obtenu l'âge du minéral et tous les rapports conservés pour chacun des paliers sont alors cumulés et l'âge est obtenu. Si sur plusieurs grains donnent le même âge, on cumule à nouveau les rapports et l'âge de cristallisation de la roche est donné. Si les différents paliers enregistrés pour un zircon donnent des âges différents, il n'est pas possible d'affirmer que l'un des âges obtenus soit géologiquement significatif. Il peut refléter une perte de plomb ou un héritage ancien.

Constantes utilisées pour les calculs d'âge :  $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$  ;  
 $\lambda^{235}\text{U} = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$ .

Les erreurs sur les rapports et sur les âges sont à 1  $\sigma$ .

Zircon	T °C palier	Nombre de rapports	$^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*$	Âge par palier	Âge par zircon	Âge moyen
			$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}^*$			
Zr1	a/1540	41	1980	0,136	$0,05655 \pm 41$	$474 \pm 16$		
Zr2	a/1540	12	237	0,272	$0,05699 \pm 59$	$491 \pm 18$		
	b/1570	51	1410	0,143	$0,05647 \pm 44$	$471 \pm 17$		
Zr4	a/1540	65	2940	0,129	$0,05670 \pm 62$	$480 \pm 24$		
	b/1570	48	2350	0,128	$0,05657 \pm 28$	$475 \pm 11$		
Zr4	(a + b)	113					$478 \pm 20$	
Zr6	a/1540	48	1700	0,092	$0,05556 \pm 40$	$435 \pm 16$		
	b/1590	57	17210	0,092	$0,05655 \pm 23$	$474 \pm 9$		
	c/1640	59	8000	0,106	$0,05683 \pm 54$	$485 \pm 21$		
Zr6	(b + c)	116					$479 \pm 17$	
Zr1 (a) + Zr2 (b) + Zr4 (a+b) + Zr6 (b + c) = 321 rapports								$477 \pm 18$

Résultats analytiques de l'échantillon d'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place



Histogramme de répartition des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés pour l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place en fonction du nombre de rapports conservés