



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

**LA ROCHE-
SUR-YON**

par

R. WYNS, G. GODARD, G. LABLANCHE, R. BIRON, G. BRESSON

LA ROCHE-SUR-YON

La carte géologique à 1/50 000
LA ROCHE-SUR-YON est recouverte par la coupure
LA ROCHE-SUR-YON (N° 130)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Palluau	Montaigu	Les Herbiers
Le Poiré- s-Vie	LA ROCHE- SUR-YON	Chantonnay
Les Sables d'Olonnes	Luzen	Fovienay- le-Comte



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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LA ROCHE-SUR-YON A 1/50 000**

par

R. WYNS, G. GODARD, G. LABLANCHE, R. BIRON, G. BRESSON

1989

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

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE</i>	10
Terrains métamorphiques	10
Terrains non-métamorphiques	45
Roches intrusives	47
<i>COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE</i>	52
Formation secondaires	52
Formation tertiaire	54
Formations superficielles	55
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	59
<i>MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION DUCTILE</i>	59
<i>TECTONIQUE CASSANTE ET NÉOTECTONIQUE</i>	61
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATIONS, PÉDOGENÈSES</i>	63
<i>MÉTÉORITE DE CHANTONNAY</i>	64
OCCUPATION DU SOL	64
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	64
RESSOURCES DU SOUS-SOL	65
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	65
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	69
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	74
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	74
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	74
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	76
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	80
AUTEURS DE LA NOTICE	80

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le socle du synclinorium de Chantonay (Nord-Est de la carte) a été levé en 1984-1985 par R. Wyns, avec la participation de E. Le Goff. La datation de cette série a bénéficié des acquis de la carte voisine Chantonay ainsi que de nouvelles découvertes paléontologiques permettant de rajeunir l'âge de la sédimentation jusque dans le Dévonien.

Le complexe des Essarts a été levé par G. Godard à la suite de son travail de thèse sur les éclogites (1981). La principale nouveauté, par rapport aux autres cartes géologiques à 1/50 000 déjà parues couvrant d'autres secteurs du complexe des Essarts, est la distinction cartographique d'une unité catazonale profonde (gneiss feuilletés) chevauchante sur une unité mésozonale (amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers). Par ailleurs, la thèse de D. Thiéblemont (1987) sur la géochimie et la pétrologie des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers et des metabasaltes de La Meilleraie, a permis de mieux situer ces anciennes roches volcaniques dans leur contexte géodynamique (front d'arc pour les amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers, bassin arrière-arc pour les basaltes de La Meilleraie), et de mieux connaître leurs évolutions métamorphiques respectives.

Le synclinorium de La Roche-sur-Yon a été levé par M. Ters.

Les données structurales acquises par M. Chalet (thèse, 1985) sur les porphyroïdes de Mareuil-sur-Lay et la partie sud-est de la carte La Roche-sur-Yon ont été intégrées à la carte. Par ailleurs M. Chalet a fourni les premiers éléments de datation des porphyroïdes, par géochronologie et par micropaléontologie, plaçant la formation de ces roches aux environs de la limite siluro-dévonienne.

Les contours du granite de La Roche-sur-Yon ont été levés par J.P. Clément, qui a utilisé les données de J.M. Stussi pour la distinction des différents faciès granitiques. Pour compléter ces données, une datation par la méthode Rb/Sr de l'ensemble du massif granitique de La Roche-sur-Yon a été entreprise par le BRGM en 1987 ; elle a permis de dater la mise en place des différents faciès du massif granitique.

Enfin, le Jurassique de la terminaison nord-ouest du bassin de Chantonay a été levé en 1985 par G. Lablanche. La connaissance de ce secteur a bénéficié de données nouvelles grâce à une campagne de sondages de reconnaissance hydrogéologique réalisée par le service hydrogéologique départemental de la Vendée.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Les terrains constituant le socle de la carte La Roche-sur-Yon appartiennent à la zone interne du tronçon sud-armoricain de l'orogène varisque.

Trois principaux domaines de socle peuvent y être distingués :

— au Nord-Est, la partie occidentale du **synclinorium paléozoïque de Chantonnay**, comprenant des terrains métasédimentaires et métavolcaniques, d'âge Cambrien supérieur probable à Dévonien, métamorphisés dans le domaine épizonal. Le terme le plus récent de cette série est constitué par le petit *massif basaltique de Saint-Florence* (équivalent des *basaltes de La Meilleraie* de la carte Chantonnay), qui marque le coeur du synclinorium.

Une lanière de terrains jurassiques (allant du Lias au sommet du Dogger), affaissés au pied de la faille de Chantonnay, repose en discordance sur le socle hercynien, constituant la terminaison nord-ouest du *bassin de Chantonnay*. Ce bassin constitue une intéressante réserve aquifère.

Le synclinorium de Chantonnay est en contact par faille inverse avec le *Sillon houiller*, dont les roches, non métamorphiques, paraissent reposer en discordance sédimentaire sur le complexe des Essarts. Le Sillon houiller comprend sur la carte du Stéphalien (ancienne mine de houille de La Marzelle) et peut-être aussi du Westphalien supérieur qui fut exploité à Chantonnay ;

— au centre, traversant la carte en diagonale du Nord-Ouest au Sud-Est, le **complexe cristallophyllien des Essarts** résulte de l'accrolement tectonique d'unités métamorphiques ayant subi des évolutions différentes.

On peut y distinguer, du Nord-Est au Sud-Ouest :

- l'*unité des gneiss feuilletés*, formée de roches ortho- et paradérivées ayant subi un métamorphisme catazonal de haute pression, et dans laquelle sont conservées des reliques élogitiques. Cette unité est en contact anormal sur l'unité suivante par l'intermédiaire d'une zone blastomylonitique,

- l'*unité des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers*, formée de métavolcanites essentiellement basiques, ayant subi un métamorphisme mésozonal,

- l'*unité des orthogneiss*, dont l'âge et les relations avec l'unité précédente sont encore mal connues. Sur leur bordure sud les orthogneiss présentent des caractères nettement intrusifs dans leur encaissant schisteux ;

— enfin, la moitié sud-ouest de la carte est occupée par le **synclinorium paléozoïque de La Roche-sur-Yon**, dans lequel sont intrusifs des granitoïdes appartenant au massif granitique de La Roche-sur-Yon.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Précambrien

Le socle précambrien du Haut-Bocage, sur lequel s'appuie, vers le Nord, la série paléozoïque du synclinorium de Chantonnay, n'est pas représenté sur la carte.

Evolution paléozoïque

Les premiers dépôts paléozoïques sont attribués au Cambrien (Nord-Est de la carte) et sont caractérisés, sur la feuille Chantonnay, par un volcanisme tholéiitique continental (D. Thiéblemont, 1987) ; ils témoignent de la création, au sein d'un craton cadomien, d'un bassin en distension de type rift, évoluant probablement par la suite en ouverture océanique, et dont le synclinorium de Chantonnay pourrait représenter l'une des bordures.

L'Ordovicien et le Silurien sont représentés, dans le synclinorium de Chantonnay et dans celui de La Roche-sur-Yon, par des séries marines ; les dépôts de cette période sont mal caractérisés, aussi bien sur le plan chronostratigraphique que géodynamique.

Le volcanisme acide des porphyroïdes de Thorigny - Mareuil, daté de la limite Silurien - Dévonien, témoigne d'un événement géodynamique important dont la signification n'est pas encore clairement établie.

La dynamique de convergence, dont le début est mal calé (Ordovicien ? Silurien ?) accompagne la fermeture de l'océan créé auparavant. Cette fermeture s'est probablement réalisée en plusieurs épisodes successifs, marqués chacun par un recul du lieu de subduction au fur et à mesure que le continent méridional s'avançait vers le Nord.

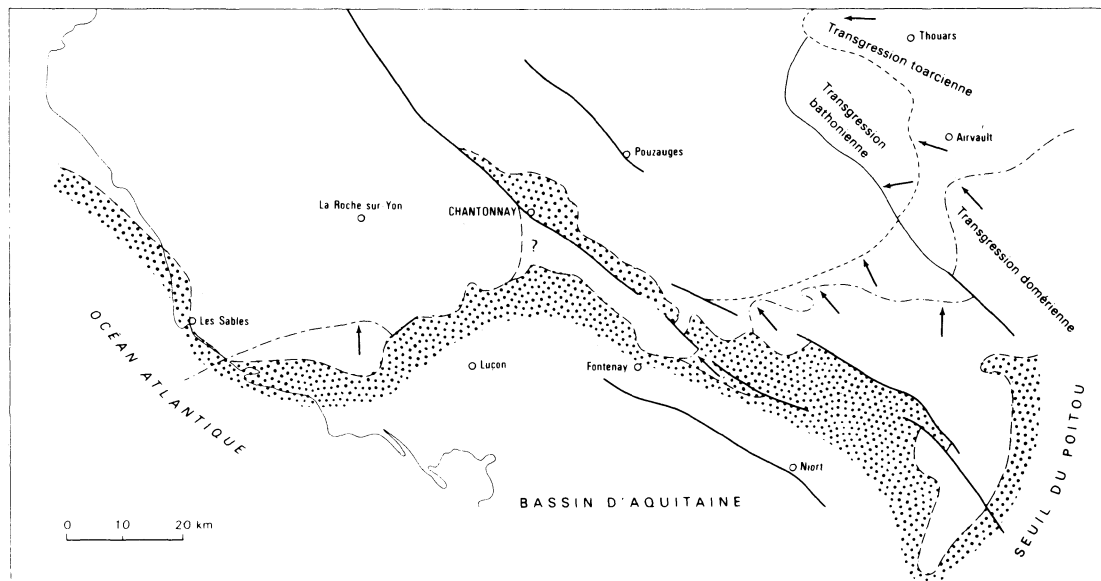
C'est ainsi que les données actuelles semblent montrer, au Dévonien, des évolutions différentes pour le synclinorium de La Roche-sur-Yon et celui de Chantonnay.

Le synclinorium de La Roche-sur-Yon est structuré par une tectonique tangentielle à vergence Est-Ouest (déformation D1) avant la mise en place du granite de Legé daté de 377 ± 15 Ma, c'est-à-dire du Dévonien inférieur.

Pendant ce temps, la sédimentation semble continuer dans le synclinorium de Chantonnay, qui joue le rôle pendant le Dévonien d'un bassin d'arrière-arc ; l'âge de la structuration de ce synclinorium n'est pas établi avec certitude mais pourrait se situer au Dévonien supérieur ou au début du Carbonifère.

Peu après, probablement au cours du Viséen, se produit la phase D2 de déformation régionale, synchrone de la mise en place du faciès à biotite - sillimanite du granite de La Roche-sur-Yon. Commune aux deux synclinoria de la feuille, elle est caractérisée par une composante cisailante dextre d'orientation NW-SE, et se rattache à la dynamique de la "phase bretonne".

Au Namurien, l'édification de la chaîne est achevée et une sédimentation continentale se développe jusqu'au Stéphaniens (bassin du Sillon houiller). D'ultimes serrages fini-stéphaniens provoquent le pincement du Sillon houiller et son chevauchement par le Paléozoïque du synclinorium de Chantonnay.



- - - Littoral de l'Hettangien - - - - Littoral du Domérien ····· Littoral du Toarcien ——— Littoral du Bathonien
 ····· Mer hettangienne ——— Faille → Sens des transgressions

Fig. 1 - Transgression des mers jurassiques sur le Sud de la Vendée
 (d'après G. Mathieu 1948, simplifié)

Evolution mésozoïque et cénozoïque

Après les ultimes serrages fini-carbonifères, la chaîne hercynienne est soumise à l'érosion.

Aucun dépôt n'est connu du Permien ni du Trias. Ce n'est qu'à l'Hettangien que la mer, venant de l'Aquitaine, s'avance sur une zone mal pénéplanée. Les premiers dépôts sont encore plus ou moins continentaux (arkoses de l'Hermenault, argiles rouges et vertes de Chantonay). Ils ont donné une flore déjà hettangienne (Cherveux - Hermenault ; Carpentier, 1941) et peuvent être considérés comme le remaniement des altérites post-carbonifères. Au-dessus, les calcaires dolomitiques "nankin" respectent un certain nombre de reliefs qui constituent soit la côte hettangienne à structure longitudinale avec des golfes, des presqu'îles et des îles allongées parallèlement à la direction sud-armoricaine, soit quelques-uns des nombreux îlots qui existaient en avant de la ligne de rivage (fig. 1).

Il est difficile de savoir si le Sinémurien existe sous le faciès de calcaire nankin ou si la mer sinémurienne a été en régression par rapport à la mer hettangienne. Toutefois, à la fin du Sinémurien supérieur (Lotharingien supérieur - Carixien) la transgression reprend donnant des grès, arkoses, calcaires gréseux avec des débris de calcaire jaune nankin.

Le Carixien se continue par des alternances de calcaires et de marnes (où l'on trouve des fossiles des zones à Jamesoni, Ibex, Davoei) qui montrent un approfondissement plus important en Vendée que dans la région de Poitiers, approfondissement lié peut-être à l'ouverture de l'Atlantique.

L'éperon poitevin est de plus en plus submergé durant le Domérien et les communications entre Aquitaine et bassin de Paris sont maintenant permanentes ; aussi, quoique littoraux, les faciès du Domérien supérieur : calcaires bioclastiques à gryphées et pectens, sont absolument similaires à ceux de Normandie et de Dordogne.

Au Toarcien la transgression reprend, en particulier avec le zone à Bifrons qui est discordante en bordure (Airvault) sur les terrains anciens.

A partir de l'Aalénien - Bajocien, les faciès redeviennent moins profonds, oolithe ferrugineuse et "banc pourri" témoignent des conditions peu profondes du dépôt.

Au Bathonien la transgression reprend ; mais c'est au Callovien que les faciès, marnes et calcaires, semblent indiquer l'éloignement maximum des lignes de rivage ; l'Oxfordien ayant disparu par érosion, il est difficile de savoir jusqu'où la Vendée a été recouverte par la mer.

Aucun dépôt crétacé n'est conservé sur la feuille. Le Crétacé inférieur, au cours duquel s'ouvre le golfe de Gascogne, a sans doute été marqué par une tectonique distensive importante avec basculement de blocs. C'est à cette période, ou bien à la fin du Crétacé, que se rapporte le plus vraisemblablement l'essentiel du jeu de la faille de Chantonay.

Au Tertiaire, la région est le plus souvent émergée et soumise à l'altération. Des dépôts graveleux non datés (Eocène ou Pliocène) témoignent de cette période.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

Terrains métamorphiques

Les trois principaux ensembles géologiques constituant le socle de la feuille seront décrits du Nord-Ouest au Sud-Est, dans l'ordre suivant :

- le synclinorium de Chantonnay ;
- le complexe cristallophyllien des Essarts ;
- le synclinorium de La Roche-sur-Yon.

Synclinorium de Chantonnay

k-s. Paléozoïque inférieur indifférencié (Le Fraigne). Séricitoschistes. Près du hameau du Fraigne (Ouest de Sainte-Cécile), un lambeau de schistes affleure entre le Carbonifère du Sillon houiller et le Jurassique du bassin de Chantonnay. Il s'agit très probablement de roches appartenant au synclinorium de Chantonnay, en contact par faille inverse avec le Carbonifère. Ce sont des schistes sériciteux de teinte ocre, assez altérés ; près de la petite carrière du Fraigne, ces schistes font effervescence à l'acide, de même que les orthogneiss voisins ; en lame mince on constate qu'ils ont subi une épigenèse carbonatée ; cette épigenèse est à attribuer soit à la percolation de carbonates à partir d'une couverture liasique aujourd'hui érodée, soit à une paléo-altération dolomitante d'âge liasique comme cela a été démontré sur la bordure sud-ouest du Massif central (J.M. Schmitt et R. Simon-Coinçon, 1985).

Dans cet ensemble schisteux, dont l'âge n'a pu être précisé, affleure un niveau de **quartzite blanc** (χ) qui pourrait représenter le Grès armoricain.

kS. Cambrien supérieur probable. Formation de Bourgneuf. Les roches attribuées au Cambrien affleurent dans trois zones différentes.

Sur le flanc nord du synclinorium (angle nord-est de la carte) à l'Est de l'Oie ; on peut observer, du Nord au Sud dans les talus de la route à l'Ouest de La Bonnière, des quartzites verts, des siltstones verts, puis des grauwackes vertes à feldspaths roses avant de rencontrer le Grès armoricain.

Sur le flanc nord du synclinorium, dans la région de Sainte-Cécile. Les terrains attribués au Cambrien constituent deux ensembles :

- zone située au Sud de la bande rhyolitique allant de La Chopinière à l'Ouest au Moulin de Gravereau à l'Est, et au Nord de la bande de Grès armoricain allant de La Raudière à l'Ouest à La Grande Métairie à l'Est. Il s'agit de siltstones, pélites et grès beiges avec niveaux de poudingue polygénique occupant la même position structurale que le Cambrien de Cheffois sur la feuille voisine Chantonnay (boutonnière de l'anticlinal de

La Châtaigneraie avec flanc sud faillé). En effet, comme dans la région de Cheffois, le Grès armoricain formant ce flanc sud est en contact aussi bien au Nord qu'au Sud avec des terrains attribués au Cambrien. De plus, au Nord de Sainte-Cécile, le Grès armoricain, à pendage nord, contient des critères de polarité indiquant que le haut de la série est vers le Nord. C'est pour cette raison qu'un contact anormal a été dessiné en limite nord du Grès armoricain ;

- zone située au Sud du Grès armoricain. Les terrains attribués au Cambrien, en position normale sous le Grès armoricain, constituent l'homologue de la formation de Sigournais affleurant sur la feuille Chantonay au Sud de l'anticlinal de La Châtaigneraie, et présentent des faciès similaires : schistes et grès verts ou bruns avec bancs de micro-conglomérats ou de poudingues polygéniques.

En lame mince, certaines de ces grès verts apparaissent comme des tufs ou des tuffites rhyodacitiques, constitués de clastes de quartz rhyolitique, de plagioclase, d'épidote, de mica blanc, de feldspath séricitisé, dans un ciment microquartzitique.

ρ. **Rhyolites et rhyolites ignimbrtiques** ; Σβ. **Diabase**. Comme sur la feuille Chantonay, le Cambrien situé au Sud du Grès armoricain contient des bandes allongées de métavolcanites acides et basiques probablement filoniennes.

Les roches acides, de teinte claire : gris verdâtre à rose, ont une composition de rhyolite, (phénocristaux de quartz et de feldspath potassique dans une pâte felsitique quartzo-sériciteuse), tandis que les roches basiques, de teinte vert sombre, présentent une texture grenue encore reconnaissable ; elles sont constituées d'un mélange de grosses amphiboles et de lattes de plagioclase saussuritisé dans une pâte plus fine constituée d'actinote et de muscovite, avec leucoxène, épidote, chlorite.

Les analyses géochimiques effectuées sur la feuille voisine Chantonay par D. Thiéblemont (1987) permettent d'attribuer à ces roches un caractère de tholéiites continentales.

ρ. **Cambro-Trémadocien. Rhyolites et rhyolites ignimbrtiques**. Ces métavolcanites se situent stratigraphiquement au sommet du Cambrien, sous la formation du Grès armoricain lorsque celui-ci existe. Elles affleurent selon une bande discontinue correspondant au prolongement du flanc nord de l'anticlinal de La Châtaigneraie. Les affleurements signalés à l'Oie sur la carte à 1/80 000 n'ont pas été retrouvés.

La roche, de teinte claire (gris verdâtre à rose) a une structure foliée ; elle est formée de phénocristaux de quartz et de feldspath, bien visibles à l'oeil nu, noyés dans une pâte microcristalline formée d'un mélange de quartz, séricite, albite, chlorite.

Selon C. Boyer (1974), la présence de fines lentilles cryptocristallines à structure axiolithique ("fiammes") résultant de l'accolement et du soudage à chaud de fragments vitreux dans les nuées ardentes, permettrait de caractériser d'anciennes ignimbrites (volcanites acides mises en place sous forme de nuées ardentes).

O2. Ordovicien inférieur (Arénigien). "Grès armoricain". Un épais niveau de quartzite blanc ("Quartzite de La Châtaigneraie" de G. Mathieu, 1937) arme les deux flancs de la partie axiale du synclinorium de Chantonay. Quoique non fossilifère, il est classiquement rapporté au Grès armoricain dont il présente le faciès.

Il s'agit d'un grès blanc (quartzarénite) à ciment quartzitique, généralement très massif ; il peut contenir une faible proportion de feldspaths détritiques ainsi que des petits bancs de poudingue à dragées de quartz. Le grain, assez grossier vers la base, s'affine vers le sommet où prédominent des siltites claires à débit en plaquettes.

Sur la présente carte, le Grès armoricain forme une bande continue sur le flanc nord du synclinorium entre l'Oie et La Bonnière : son épaisseur est de l'ordre de 75 m, le pendage est de 45 à 65° au Sud.

Au Sud du synclinal, le Grès armoricain réapparaît avec une épaisseur réduite, entre les rhyolites décrites ci-dessus et les phtanites du groupe de Réaumur, près du Moulin de Gravereau (Nord de Saint-Vincent-Sterlanges). Plus à l'Ouest il se biseaute et disparaît rapidement. Enfin, une dernière bande de Grès armoricain affleure au Nord de Sainte-Cécile. Une coupe détaillée a pu être levée en 1978 entre le Petit-Lay et la D 48 à la faveur d'une tranchée ; elle est présentée sur la figure 2 (en pages centrales). Les bancs de grès y alternent avec des argilites et des siltites et avec des poudingues à dragées de quartz ; l'épaisseur est d'environ 80 m, le pendage de 65 à 75° au Nord ; enfin, les granoclassesments à l'intérieur des bancs indiquent que la polarité est normale (sommet de la série au Nord).

Om-5. Groupe de Réaumur (Ordovicien à Dévonien). Le groupe de Réaumur est un ensemble de schistes gris à noirs à reflets argentés (séricitoschistes) dans lesquels s'intercalent plusieurs niveaux-repères continus ou discontinus (phtanites, calcaires, microquartzites graphiteux) et qui sont couronnés par des coulées sous-marines de laves basaltiques (formation métavolcanique de La Meilleraie). Les nombreuses prospections entreprises dans le but de découvrir des fossiles permettant de dater cette série commencent à porter leurs fruits ; ainsi la découverte récente de tentaculites sur la feuille Chantonnay et de conodontes dans les calcaires de la feuille La Roche-sur-Yon permettent de dater du Dévonien la partie supérieure du groupe de Réaumur.

● **Schistes compris entre le Grès armoricain et les phtanites.** Le groupe de Réaumur débute par des siltites verdâtres qui passent rapidement à des pélites gréseuses gris sombre à cristaux centimétriques de pyrite, contenant des quartz rhyolitiques millimétriques et des micas flottés.

Dans les zones où le Grès armoricain manque et où le groupe de Réaumur est en contact avec les ignimbrites, les pélites gréseuses contiennent de fréquents clastes volcaniques (La Maisonnette, bordure de la N 137 au Nord de Saint-Vincent-Sterlanges).

L'épaisseur des schistes du groupe de Réaumur situés sous les phtanites est de l'ordre de 100 à 200 mètres. Ces niveaux n'ont pas fourni d'éléments de datation.

● **Formation des phtanites (ph).** Les phtanites sont intercalés dans des schistes sériciteux gris ou noirs sous forme de lits millimétriques à décimétriques.

Ce sont des roches très dures, noires, à grain très fin, se débitant en plaquettes. Elles sont localement décolorées (par disparition de la matière organique) en gris clair. Au microscope, les phtanites se présentent comme des microquartzites à grain extrêmement fin, parsemés de nombreux flocons de matière organique qui leur donnent leur teinte noire. On y observe fréquemment des fantômes de radiolaires sous forme de taches circulaires remplies de quartz. Les vestiges de membrane interne organique sont rarement conservés et ne permettent pas une détermination.

Les phtanites, dont les lits alternent avec des schistes sériciteux sur quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, constituent à l'intérieur du groupe de Réaumur un niveau-repère continu dans tout le synclinorium de Chantonay.

Éléments de datations. Les schistes associés aux phtanites ont livré en limite est de la carte, sur la feuille Chantonay (La Ligeardière, à l'Ouest de Mouchamps), une faune de graptolithes de grande taille mal conservés. Ceux-ci ont été étudiés par R.B. Rickards qui les a attribués aux genres *Climacograptus* ou *Glyptograptus* et conclut à un âge Caradocien à Silurien inférieur (R. WYNS, 1979).

Lors du lever de la carte, d'autres empreintes de graptolithes ont été découvertes dans le même niveau au Nord-Est du Plessis-Duranceau, en bordure de la D 11 ; elles sont malheureusement en trop mauvais état pour pouvoir être déterminées.

● **Calcaire à entroques** (C). Des niveaux lenticulaires de calcaire massif sont intercalés dans les schistes à quelques dizaines de mètres au-dessus des phtanites. Ce sont des calcaires à grain moyen, gris clair à gris sombre, en bancs d'épaisseur métrique à plurimétrique, dans lesquels on observe fréquemment des lits plus grossiers constitués par l'accumulation de gros cristaux de calcite spathique correspondant à d'anciennes entroques. Parfois le calcaire est au contraire blanchâtre, à grain fin, d'aspect lithographique, et se présente comme un marbre avec des microplis sychisteux (carrières de Morne, entre Les Essarts et Sainte-Cécile).

Ce calcaire, qui n'avait jamais été signalé, n'affleure pratiquement pas car il a été attaqué par la dissolution karstique, et son emplacement est généralement marqué par une dépression allongée ou un tronçon de vallée. On peut l'observer à l'occasion de travaux de terrassement réalisés pour le creusement d'étangs où de gros blocs pouvant atteindre 1 m³ sont fréquemment dégagés. Toutefois il a été observé à l'affleurement, avec un pendage de 75° au Sud, dans le lit d'un ruisseau au Sud-Ouest de l'Ansonnière (NNE des Essarts).

En limite nord-est de la carte (La Grange Gallut), le calcaire est silicifié, et l'on rencontre dans les champs des rognons siliceux de teinte claire contenant quelques empreintes à peine identifiables d'entroques ; la silicification est probalement à rapporter aux pédogénèses paléogènes.

L'épaisseur de la formation n'a pu être déterminée ; elle est sans doute comprise entre quelques mètres et une vingtaine de mètres.

Éléments de datations. Les entroques contenues dans le calcaire sont indéterminables. Par contre des conodontes très abimés ont pu être extraits d'échantillons provenant du Chaillou (Nord des Essarts) et de La Grande Métairie (sur la feuille voisine Montaigu). M. Weyant a pu déterminer *Icriodus* sp., genre caractéristique du Dévonien (R. Wyns et al., 1989).

● **Schistes compris entre les phanites et la formation volcanique de La Meilleraie.** Dans cet ensemble schisteux épais de plusieurs centaines de mètres, on peut distinguer de bas en haut :

– des shales très fins gris clair à verdâtres (méta-argilites), avec nodules et lits siliceux noirs à la base et amandes blanchâtres. Ces schistes, au sein desquels semblent s'insérer les calcaires décrits ci-dessus, sont fossilifères sur la feuille Chantonay où ils ont fourni notamment une faune de tentaculites dévonienne (R. Wyns et al., 1989) ;

– des pélites gréseuses sombres alternant avec des pélites fines ; ces schistes contiennent des micas flottés (chlorite, muscovite) ainsi que des nodules noirs contenant des oolithes et des cubes de pyrite ;

– des pélites psammitiques grises à lamines silteuses. Ces pélites contiennent une proportion importante de micas détritiques, ainsi que de très nombreux lits lenticulaires millimétriques de silt quartzeux gris clair. Des niveaux gréseux peuvent s'individualiser pour former des bancs quartzitiques à grain fin (siltite) ou moyen (arénite) de teinte claire ou sombre ; dans ce cas ils sont souvent pyriteux. Ces bancs, qui n'ont pu être cartographiés, sont analogues aux "quartzites pyriteux" de la carte Chantonay.

Quelques passées de **schistes et microquartzites graphiteux** (gra) ont été observés ponctuellement ; ceux-ci n'ont pas fourni de microfaune identifiable.

Dans leur partie supérieure, les pélites psammitiques prennent une teinte violacée avec de nombreuses taches vert pâle ; ces faciès existent à proximité des affleurements basaltiques des Lombardières, mais ils ont été observés également plus à l'Est (La Gauvrière, La Vrignais, La Meilleraie) ; il se peut être dus à une altération hydrothermale sous-marine contemporaine du volcanisme basaltique de La Meilleraie.

● **Métavolcanites basiques des Lombardières** (β). Dans la carrière des Lombardières, au Sud-Ouest de Sainte-Florence, sont exploitées pour granulats des roches dures d'origine volcanique, qui occupent le coeur du synclinorium de Chantonay, et qui constituent la formation la plus récente de la série anté-métamorphique du synclinorium. Ces roches constituent un équivalent de la **formation métavolcanique de La Meilleraie** (carte Chantonay).

La carrière des Lombardières permettait d'observer en 1985 des coulées, des dykes, des sills, des tuffs, des brèches ainsi qu'un empilement de pillow lavas bien reconnaissables, démontrant une mise en place en milieu sous-marin.

L'étude pétrologique effectuée par D. Thiéblemont (1986, 1987), permet de distinguer deux types de laves :

- des "basaltes clairs", qui forment des niveaux vert clair d'épaisseur décamétrique, avec pillow lavas, brèches et tufs. L'étude pétrographique montre qu'il s'agit de basaltes, sous forme principalement de tufs soudés porphyriques (hyaloclastites), et de laves microlitiques fluidales (pillow lavas) pouvant présenter des vacuoles centimétriques albitisées et/ou prehnitisées. Les clinopyroxènes, souvent abondants, sont généralement bien conservés, de même que les plagioclases ; le métamorphisme régional, dont les paragenèses s'échelonnent des faciès prehnite-pumpellyite à pumpellyite-actinote, amène la formation de séricite (aux dépens des feldspaths), d'actinote (aux dépens des pyroxènes) d'épidote, de chlorite, de pumpellyite, de calcite, de quartz et de leucoxène. Les analyses réalisées sur les clinopyroxènes des hyaloclastites montrent de très faibles teneurs en titane typiques des séries d'arc ;

- des "basaltes sombres", qui forment des niveaux de 1 à 2 mètres de puissance, évoquant des sills. L'étude pétrographique met en évidence d'une part des dolérites à pyroxènes reliques frais et plagioclases zéolitisés transformés dans le faciès schiste vert, et d'autre part des laves à texture microlitique intersertale, parfois vacuolaire, à pyroxènes reliques également. Dans les deux cas il s'agit de roches pauvres en microcristaux et très riches en minéraux opaques.

L'étude géochimique (Thiéblemont et *al.*, 1986 ; Thiéblemont, 1987), réalisée sur les éléments majeurs et les éléments traces, permet de retrouver pour les deux types pétrographiques les mêmes caractéristiques que celles définies pour la formation métavolcanique de La Meilleraie sur la feuille voisine Chantonay (tableau 1 et figures 3 et 4) :

- les "basaltes clairs" appartiennent à une lignée calcoalcaline, avec $Al_2O_3 = 16 \text{ à } 18 \%$, $TiO_2 = 0,6 \text{ à } 1,3 \%$, $Th/Ta \approx 30$;

- les "basaltes sombres" appartiennent à une lignée de type "N-MORB" (tholéiites océaniques), avec $Al_2O_3 = 12 \text{ à } 16 \%$, $TiO_2 = 1,5 \text{ à } 5 \%$, $Th/Ta \approx 1$.

Enfin, les caractères géochimiques permettent de distinguer un troisième groupe de basaltes, les "basaltes intermédiaires", interprétés comme résultant d'une hybridation entre les deux magmas précédents.

La coexistence des deux types de magma est interprétée, par comparaison avec les séries actuelles, comme témoignant d'une mise en place dans un bassin arrière-arc.

Age du volcanisme. La formation volcanique de La Meilleraie n'a pas fait l'objet de datation géochronologique. Sa superposition à une série sédimentaire datée du Dévonien par les conodontes et les tentaculites donne une indication de l'âge maximal de ce volcanisme.

Complexe cristallophyllien des Essarts

Le complexe des Essarts, situé entre le Sillon houiller et le synclinoorium de La Roche-sur-Yon, est constitué de roches métamorphiques, pour la plupart otho-dérivées : gneiss, amphibolites, élogites, micaschistes, etc. Il s'agit d'une structure longiligne, large de 5 à 10 km, dirigée selon un axe NW-SE, et qui déborde largement du cadre de la feuille La Roche-sur-Yon puisqu'elle s'étend du Pays de Retz à la région de Mervent où elle s'ennoie sous le Jurassique du seuil du Poitou.

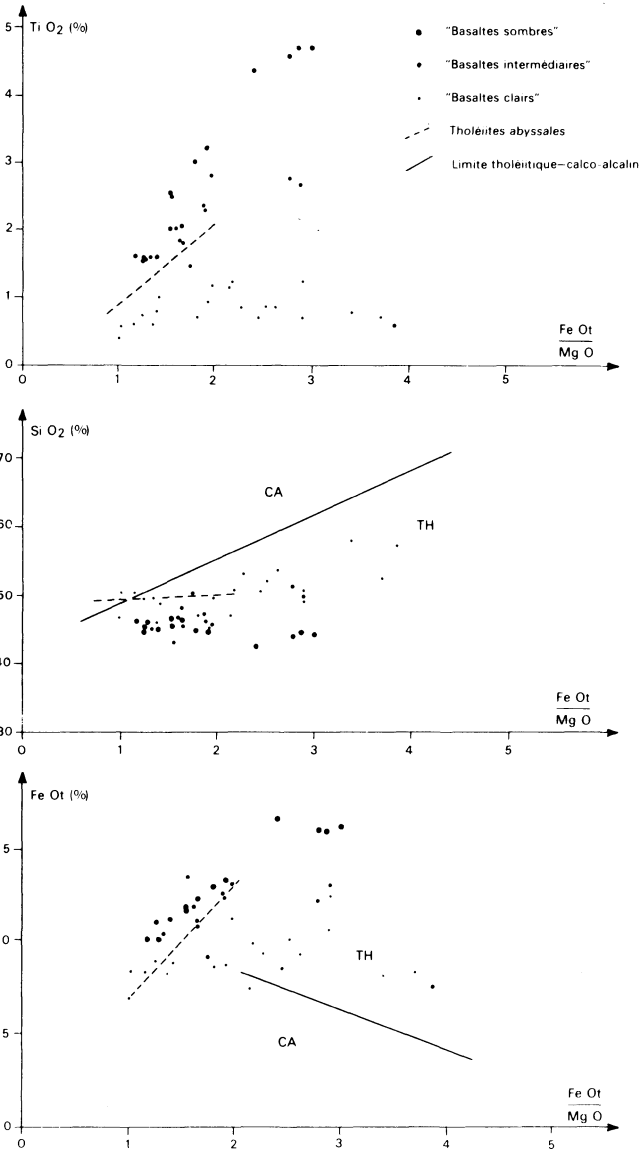


Fig. 3 - Formation de la Meilleraie : diagramme de Miyashiro

Analyses : D. Thiéblemont (1987)

	ML50	ML76	ME2	DM72	DM86
A: Basaltes sombres					
SiO ₂	44.80	44.22	45.40	44.44	42.76
TiO ₂	4.74	4.61	1.55	4.74	4.40
Al ₂ O ₃	12.21	12.19	17.10	12.46	13.42
Fe ₂ O ₃	17.51	17.53	11.86	17.80	18.15
MnO	0.30	0.29	0.18	0.25	0.25
MgO	5.49	5.65	8.45	5.33	6.76
CaO	8.68	9.13	9.40	9.74	8.49
Na ₂ O	3.24	3.00	1.90	2.51	2.69
K ₂ O	0.38	0.36	1.15	0.35	0.13
P ₂ O ₅	0.47	0.48	0.14	0.48	0.39
P.F.	2.12	2.08	3.55	2.07	2.60
Total	99.94	99.54	100.68	100.17	100.04

	DM101	DM106	DM107	DM103	DM87
B: Basaltes intermédiaires					
SiO ₂	48.29	45.57	47.40	51.58	46.86
TiO ₂	1.86	1.84	2.38	2.81	2.03
Al ₂ O ₃	15.54	15.96	14.66	13.78	15.51
Fe ₂ O ₃	12.00	11.87	13.64	13.33	12.83
MnO	0.19	0.17	0.20	0.19	0.20
MgO	6.57	6.47	6.52	4.32	7.18
CaO	10.20	8.98	8.49	8.14	8.95
Na ₂ O	3.69	4.81	2.99	2.87	3.14
K ₂ O	0.74	0.58	0.55	0.15	0.34
P ₂ O ₅	0.25	0.25	0.29	0.39	0.26
P.F.	2.16	3.73	3.19	1.95	3.00
Total	101.49	100.23	100.31	99.51	100.30

	ML82	ML84	ML87	DM73	ME1	DM88	DM89
C: Basaltes clairs							
SiO ₂	50.91	50.77	50.95	58.30	53.90	50.95	50.95
TiO ₂	1.26	0.72	0.74	0.81	0.88	0.90	0.88
Al ₂ O ₃	18.00	16.98	14.95	15.41	16.60	16.43	16.47
Fe ₂ O ₃	10.66	9.19	11.34	8.74	10.10	10.83	10.18
MnO	0.18	0.17	0.17	0.15	0.17	0.19	0.17
MgO	4.40	3.37	3.53	2.31	3.45	3.86	4.02
CaO	3.77	9.72	7.93	5.33	6.35	6.53	7.16
Na ₂ O	6.96	4.65	4.98	3.79	4.90	4.70	4.93
K ₂ O	0.37	0.30	0.81	0.91	0.31	0.21	0.20
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.13	0.13	0.07	0.09	0.09
P.F.	2.40	3.44	3.65	3.04	2.80	3.02	1.78
Total	99.08	99.40	99.18	98.92	99.53	99.11	99.23

TABLEAU 1 - ANALYSES CHIMIQUES DES BASALTES DE LA CARRIERE DES LOMBARDIERES (formation métavolcanique de La Meilleraie (D. Thiéblemont, 1987). Fer exprimé en Fe₂O₃ total

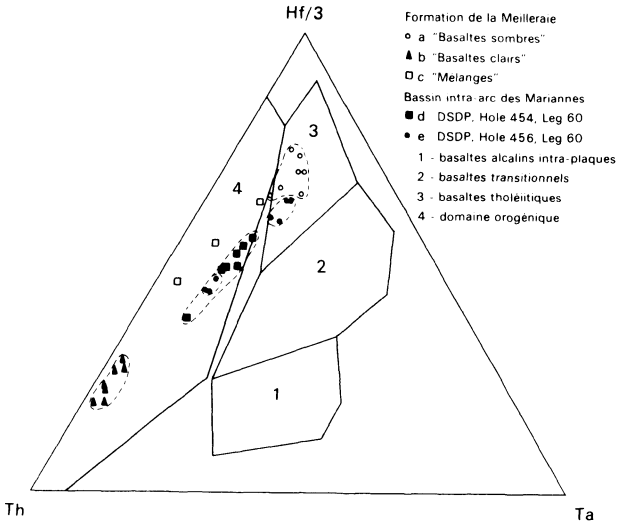


Fig. 4 - Diagramme Hf/3-Th-Ta pour la série de la Meilleraie et les basaltes forés dans le bassin intra-arc des Mariannes
(tiré de Thièblemont et Cabanis, 1986)

Les premiers travaux géologiques concernant cette formation remontent à A. Rivière (1844, 1851) qui découvrit les élogites et fit les premières descriptions d'amphibolite et de gneiss. Dans la première édition de la carte géologique La Roche-sur-Yon (1/80 000), F. Wallerant (1892) identifia clairement l'axe amphibolitique et gneissique mais proposa des contours géologiques assez éloignés de la réalité. Pour la seconde édition, G. Mathieu (1949) ne fit que reprendre ces contours sans vraiment les modifier ; selon lui, le complexe des Essarts était un anticlinal gneissique à coeur d'amphibolite (G. Mathieu, 1937). Au cours des dix dernières années, divers travaux ont permis de réviser cette conception et de reconsidérer assez fondamentalement la structure et l'histoire tectono-métamorphique de ce complexe.

Celui-ci est divisé longitudinalement en deux domaines séparés par un chevauchement hercynien, qui se différencient par leur évolution tectono-métamorphique et par la nature des roches qui les composent (G. Godard, 1981, 1988) :

— sur le côté NE, le *domaine chevauchant* comprend des roches d'origine profonde qui montrent des reliques d'un métamorphisme catazonal de très haute pression. Des élogites plus ou moins amphibolitisées et des péridotites serpentinisées, non représentées sur la feuille La Roche-sur-Yon, sont étirées au sein d'un ensemble complexe de paragneiss et d'orthogneiss ;

— Au SW du chevauchement, le *domaine chevauché*, épizonal ou mésozonal, est lui-même divisé en deux unités : la formation métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers, constituée de roches amphiboliques, et l'orthogneiss de l'Angle, ancien granite intrusif dans les formations paléozoïques du synclinorium de La Roche-sur-Yon.

Les formations du complexe des Essarts sont anté- ou éohercyniennes. Au Carbonifère, elles furent recouvertes par les sédiments du Sillon houiller de Vendée, puis l'ensemble subit un basculement tectonique vers le Nord-Est (cf. description du Carbonifère). Ainsi, les structures, actuellement subverticales, devaient être originellement tangentielles, avec un pendage moyen d'une trentaine de degrés vers le Nord-Est. Il est donc important de noter, pour bien comprendre l'architecture du complexe des Essarts, que la surface actuelle permet de l'observer par la tranche.

Domaine chevauchant (unité allochtone)

ψ . **Élogites** ; $\delta\psi$. **Amphibolites dérivant d'élogites**. Les élogites de la feuille La Roche-sur-Yon constituent le prolongement méridional des célèbres gisements d'élogites des feuilles Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, Palluau et Montaigu. Comme dans ceux-ci, elles sont intimement associées à des amphibolites au sein de lentilles souvent pluri-kilométriques qui sont boudinées et étirées dans la direction NW-SE.

Les élogites sont des roches denses et compactes, essentiellement constituées d'un clinopyroxène sodique (omphacite) qui forme le fond vert de la roche, et d'un grenat (almandin-pyrope) dont les cristaux ont un diamètre moyen de 0,3 cm et présentent souvent les formes géométriques du dodécaèdre rhomboïdal. Les autres minéraux, quartz, rutile, ilménite, zoïsite, clinozoïsite, phengite, etc., sont peu discernables à l'œil nu, à l'exception toutefois de l'amphibole qui peut être abondante. En effet, tous les intermédiaires existent entre élogites (ψ) et amphibolites ($\delta\psi$), celles-ci dérivant des premières par croissance de l'amphibole lors de la phase rétrograde de l'histoire métamorphique. Sur la feuille La Roche-sur-Yon, cette transformation fut plus complète qu'ailleurs, de telle sorte que les roches cartographiées sous le nom d'élogite sont souvent des élogites amphibolitisées, voire des amphibolites à reliques élogitiques, plutôt que de véritables élogites. Les élogites des environs de Boulogne, toutefois, sont remarquables par la qualité et la fraîcheur de leur paragenèse élogitique.

Les amphibolites sont nettement plus abondantes que les élogites dont elles dérivent. Ce sont des roches vert foncé, à grain millimétrique et forte orientation planaire ; leur foliation est sub-parallèle à la direction cartographique des lentilles élogito-amphiboliques et à la foliation de l'encaissant gneissique. Elles sont constituées d'amphibole calcique verte, de plagioclase (albite-oligoclase), pistacite, quartz, sphène et

parfois grenat. Bien que leur origine soit radicalement différente de celles des amphibolites métavolcaniques (68) de Saint-Martin-des-Noyers, elles présentent un aspect souvent identique à celles-ci sur le terrain.

Les élogites de Vendée et les amphibolites qui en dérivent ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et géochimiques (Y. Brière, 1920 ; R. Montigny et C.J. Allègre, 1974 ; G. Godard, 1981 ; J.J. Peucat et al., 1982 ; J. Bernard-Griffiths et J. Cornichet, 1985 ; etc.) et une monographie récente leur est consacrée (G. Godard, 1988). Bien que ces études se rapportent aux gisements situés entre Saint-Philbert-de-Grand-Lieu et Saint-Denis-la-Chevasse, leurs conclusions peuvent être extrapolées aux élogites de la feuille La Roche-sur-Yon. Nous les présentons brièvement.

Il est désormais admis que les élogites de la région dérivent de roches gabbroïques qui subirent des transformations complexes, sous l'effet d'un métamorphisme extrême qui a fait disparaître toute trace des paragenèses magmatiques originelles. Cette origine est attestée par la composition chimique de ces roches qui, tant du point de vue des terres rares (R. Montigny et C.J. Allègre, 1974 ; J. Bernard-Griffiths et J. Cornichet, 1985) que celui des oligo-éléments et des majeurs (G. Godard, 1988), présente les caractéristiques de roches gabbroïques à différenciation tholéiitique et à composition de MORB (Middle Ocean Ridge Basalt). Certaines élogites magnésiennes vert clair (paragenèse : omphacite + pyrope-almandin + disthène + magnésio-hornblende + zoïsite) ont la composition de cumulats à plagioclase + diopside + olivine (leucogabbros troctolitiques) et représentent les termes cumulatifs de la lignée tholéiitique ; cette variété ne semble pas exister sur la feuille La Roche-sur-Yon mais constitue une grande partie du gisement voisin de Saint-Denis-la-Chevasse. Les termes moyens de la lignée tholéiitique ont donné des élogites ferro-titanées de couleur vert foncé (paragenèse : omphacite + almandin + quartz + clinozoïsite, avec rutile microcristallin relativement abondant) ; ces dernières sont bien représentées aux environs de Boulogne (coord. : 320,85-2207,90 ; 322,00-2207,05).

La paragenèse métamorphique qui a succédé à la roche gabbroïque mais qui a précédé l'élogite, a pu être établie grâce aux reliques minérales pré-élogitiques conservées en inclusions dans les cristaux de grenat (G. Godard, 1988). Il s'agissait d'une amphibolite (paragenèse : amphibole pargasitique + clinopyroxène augitique + quartz \pm zoïsite \pm oligoclase). Cette roche évolua en élogite sous l'effet de réactions métamorphiques progrades (disparition de l'amphibole et du plagioclase ; croissance du grenat ; transformation de l'augite en omphacite) qui traduisent une évolution de la roche vers des conditions de très hautes pressions (15 à 20 Kbar) et de hautes températures (600 à 800°C).

A ce point de leur histoire, les élogites de Vendée enregistrèrent une importante phase de déformation plastique qui imprima une forte foliation à la matrice pyroxénique de la roche. Dès lors, les élogites subirent de nombreuses transformations secondaires plus ou moins complètes qui, déstabilisant certains minéraux élogitiques et faisant réapparaître l'amphibole et le plagioclase, traduisent une évolution métamorphique rétrograde. Ainsi, l'omphacite est remplacée par une symplectite crypto- ou microcristalline de clinopyroxène et oligoclase ;

l'amphibole et le plagioclase, souvent associés en symplectite, envahissent la roche, développant, préférentiellement à la périphérie, des cristaux de grenat ; le rutile et l'ilménite sont auréolés de sphène, etc. Cette rétro-morphose correspond à une baisse de température et une importante chute de pression, accompagnées d'une réhydratation de la roche. L'éclogite est ainsi transformée en amphibolite dans laquelle on peut encore reconnaître quelques évidences de l'origine éclogitique : symplectites à clinopyroxène + plagioclase ou à amphibole + plagioclase ; reliques de grenat ou de rutile. Mais, les recristallisations consécutives à la déformation aboutissent souvent à la formation d'amphibolites qui ont perdu toute trace de leur passé éclogitique (paragenèse : hornblende verte + pistacite + albite \pm quartz \pm chlorite \pm grenat).

De par leur composition (cf. *supra*), les éclogites de Vendée pourraient représenter les témoins d'une ancienne croûte océanique qui aurait été subductée jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur (éclogitisation), cratonisée (phase de déformation plastique), puis remontée et rééquilibrée dans les conditions du métamorphisme régionale hercynien (amphibolitisation).

Peucat *et al.* (1982) ont déterminé l'âge des éclogites de Saint-Philbert-de-Bouaine (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) par la méthode U-Pb sur zircons. Les points analytiques s'échelonnent sur une droite discordia dont l'interception supérieure avec la courbe concordia correspond à un âge de 1298 ± 80 Ma qui a été interprété comme étant l'âge du gabbro originel.

L'interception inférieure (440 ± 40 Ma : Ordovicien supérieur) représenterait un épisode de l'histoire métamorphique de la roche. L'évolution tectono-métamorphique de ces roches serait donc essentiellement anté- et éohercynienne.

Encaissant des éclogites et des amphibolites : ζ^3 . Gneiss feuilletés ; χ . Métaquartzites ; $\zeta\gamma$. Orthogneiss. La plupart des roches qui forment l'encaissant habituel des éclogites et des amphibolites pourraient être dénommées "micaschistes" tant elles sont riches en mica blanc. Toutefois, leur étude montre qu'elles possèdent souvent des traces de paragenèse gneissique à biotite, quartz, plagioclase et feldspath potassique. Leur aspect micaschisteux est dû à une rétro-morphose et une déformation intenses qui eurent pour conséquences le développement des phyllites et l'acquisition d'une schistosité subverticale très prononcée (S moyenne : 126 NW 84). De surcroît, le caractère fissile de ces roches est renforcé par une importante altération superficielle qui les rend souvent délitables à la main.

Ces gneiss ont des origines diverses, certains semblant être d'anciens sédiments (paragneiss) et d'autres des granites déformés et métamorphisés (orthogneiss) appartenant eux-mêmes à plusieurs générations. Le manque d'affleurements et la convergence de faciès due à la déformation et au métamorphisme n'ont généralement pas permis de distinguer ces différents types de gneiss lors des levés cartographiques. Seuls, la dernière génération d'orthogneiss (notée $\zeta\gamma$) et un faciès particulier de quartzite (χ) ont pu être cartographiés séparément, car ils offrent un bon contraste avec la masse des gneiss feuilletés (ζ^3). L'âge de ces gneiss n'est pas connu, mais une chronologie relative semble pouvoir être établie si

l'on suppose qu'ils sont d'autant plus anciens que leur histoire métamorphique est complexe et leur déformation intense. Les paragraphes suivants présentent les principaux types de roches, ordonnées selon leur âge présumé.

● **Métasédiment : quartzite χ .** L'identification, parmi les gneiss feuilletés, de métasédiments, de métagranites ou même de métavolcanites, se heurte au phénomène de convergence existant entre ces différents faciès (cf. *supra*). Toutefois, on peut classer parmi les métasédiments des roches dont la composition s'écarte trop de celle d'un granite pour qu'on puisse leur attribuer une origine orthodérivée. Il en est ainsi de certains faciès riches en quartz, en particulier du niveau de quartzites, situé à l'Est de Boulogne. Des niveaux similaires existent au-delà de la limite de la feuille, en particulier au Moulin des Jarries situé au Nord de Saint-Denis-la-Chevasse.

La roche est un quartzite rubané sombre qui, en raison de son inaltérabilité, donne des traînées de blocs durs dans les champs. Elle est constituée, pour plus de 90 %, de quartz microcristallin granoblastique, mais aussi de mouchetures inframillimétriques d'oxyde et d'hydroxyde de fer, essentiellement d'hématite (oligiste), qui dessinent un très fin rubanement dans la roche.

● **Gneiss coronitiques : gneiss feuilletés ζ^3 pro parte.** Certains métagranites à biotite, microcline, plagioclase et quartz présentent des couronnes réactionnelles qui ne sont visibles qu'au microscope. Dans quelques échantillons exceptionnellement peu déformés, on observe des couronnes de microcristaux de grenat entourant la biotite primaire ; ce grenat peut-être bordé, du côté biotite, par un fin liseré de phengite. La réaction est particulièrement nette à l'interface biotite - plagioclase où le plagioclase recristallise en une mosaïque d'albite microcristalline. Cette réaction métamorphique s'équilibre comme suit : biotite + plagioclase (molécule anorthite *s.s.*) + quartz \rightarrow grenat (almandin-grossulaire) + phengite + H₂O. La magnétite et l'ilménite peuvent être aussi auréolées de grenat, avec un liseré de rutile pour cette dernière : ilménite + anorthite *s.s.* + quartz \rightarrow grenat + rutile. Ces orthogneiss ont été observés dans la partie septentrionale du complexe des Essarts (G. Godard, 1981) ; ils sont similaires au métagranite coronitique de La Picheraie qui appartient à l'encaissant des éclogites du complexe de Champtoceaux, au Nord de la Loire (B. Lasnier *et al.*, 1973).

D'autres gneiss qui pourraient être des paragneiss ou peut-être d'anciennes migmatites à cordiérite, présentent les mêmes couronnes réactionnelles mais ont une minéralogie différente : le feldspath potassique y est moins fréquent alors qu'on y observe souvent des cristaux millimétriques de grenat antérieur au grenat des couronnes réactionnelles ; mais ces gneiss se caractérisent avant tout par la présence de nombreux amas centimétriques sombres constitués d'un assemblage de grenat (environ : almandin 75, pyrope 15, spessartine 5), quartz et disthène micro- ou cryptocristallins auxquels s'associent parfois la biotite et le mica blanc (muscovite 75, céladonite 15, eastonite 5, paragonite 5). Ces amas seraient des pseudomorphoses de cordiérite déstabilisée suivant la réaction classique suivante : cordiérite \rightarrow grenat (almandin-pyrope) + silicate d'alumine + quartz. Ce deuxième type de gneiss coronitique, contrairement au premier, a été clairement identifié sur la

feuille La Roche-sur-Yon (affleurement en 325,48 - 2204,35, au Sud de Grezay).

L'observation de gneiss coronitiques est forcément exceptionnelle et ne peut être que ponctuelle car, dans presque tous les cas, la déformation et l'évolution métamorphique ultérieures ont détruit les microstructures réactionnelles. Les pseudomorphoses de cordiérite sont étirées en ellipses centimétriques sombres (coord. : 326,08-2202,49 ; 335,71-2196,13) et finissent par être totalement détruites. Feldspaths et quartz recristallisent tandis que du mica blanc légèrement phengitique (muscovite 75, céladonite 22, paragonite 3) se développe ; puis, dans les stades ultimes de l'évolution métamorphique, la biotite et le grenat sont chloritisés. La roche originelle devient ainsi méconnaissable.

C'est certainement dans les gneiss coronitiques qu'il faut voir un équivalent possible des élogites du point de vue du degré de métamorphisme. En effet, la réaction de déstabilisation de la cordiérite en grenat, disthène et quartz traduit une évolution vers les hautes pressions. De plus, les réactions coronitiques font apparaître des minéraux assez typiques du faciès élogite : grenat, phengite, rutile. Ces réactions sont d'ailleurs habituelles dans les "mucronites" (métagranites élogitisés). Cependant, contrairement à celles-ci, les gneiss coronitiques du complexe des Essarts possèdent du plagioclase albitique stable. La pression n'a donc pas été suffisante pour permettre la déstabilisation de l'albite (albite → jadéite + quartz) mais, précisément, il est démontré que les élogites de Vendée n'ont pas atteint de telles pressions (G. Godard, 1988). Enfin, la déformation puis l'évolution métamorphique tardive de ces gneiss (cf. *supra*) peuvent être corrélées avec la phase de déformation plastique et la rétro-morphose des élogites.

● **Orthogneiss non coronitiques** : gneiss feuilletés ζ^3 *pro parte*. Ceux-ci ne présentent pas les couronnes réactionnelles décrites précédemment ; par contre, les structures liées à la déformation sont assez similaires quoique cette déformation semble avoir été moins intense. Les cristaux de quartz du granite originel ont été étirés en longues bandes à extinction roulante, avec orientation préférentielle de l'axe cristallographique C perpendiculairement au plan de foliation ; ces bandes sont plus ou moins recristallisées en microcristaux de quartz granoblastiques. De même, le plagioclase a donné de longues traînées constituées d'une mosaïque d'albite microcristalline, avec mica blanc interstitiel (damourite) et parfois clinzoïsite lorsque le plagioclase originel était suffisamment calcique. Le microcline, moins abondant que le plagioclase, n'est généralement pas perthitique du fait de sa composition proche du pôle potassique (environ Or95). Résistant assez bien à la déformation, il forme quelquefois de petits yeux dont la taille ne dépasse pas le centimètre. La biotite est assez abondante mais habituellement chloritisée. Quant au mica blanc, légèrement phengitique (environ : muscovite 75, céladonite 20, paragonite 5 ; Fe/Fe + Mg = 0,53), il est presque exclusivement d'origine métamorphique, de même que le grenat (almandin-grossulaire) qui n'est pas rare.

La roche originelle devait être un granite à biotite assez plagioclasique. L'absence de réaction coronitique semble indiquer qu'elle n'aurait pas subi le métamorphisme de haut degré décrit précédemment et que son intrusion serait postérieure à ce métamorphisme. Toutefois, on ne peut totalement exclure l'hypothèse contraire, sachant que l'apparition des couronnes réactionnelles reste subordonnée à certains para-

mètres compositionnels, notamment à la teneur en anorthite du plagioclase ;

● **Micaschistes : gneiss feuilleté ζ^3 *pro parte*** (surcharge de tiretés verts). On a représenté par une surcharge particulière des micaschistes épizonaux à mica blanc, chlorite, albite et quartz. Ceux-ci pourraient représenter les termes ultimes de la rétro-morphose des gneiss feuilletés, avec disparition totale du feldspath potassique au profit du mica blanc et de la biotite au profit de la chlorite. Cette hypothèse avait été retenue lors de la synthèse géologique de la carte ; cependant, on peut aussi bien admettre que le degré de métamorphisme de ces roches n'aurait jamais été supérieur à l'épizone. Pour étayer cette dernière hypothèse, il est nécessaire de sortir du cadre de la feuille La Roche-sur-Yon : sur les cartes Chantonay et Fontenay-le-Comte, l'unité allochtone est constituée de micaschistes épizonaux et d'amphibolites (SW de La Jaudonnière ; Vildé). On a observé dans ces dernières des reliques magmatiques qui, bien qu'exceptionnelles, semblent exclure toute origine éclogitique pour ces roches : des phénocristaux millimétriques sub-automorphes de plagioclase et d'amphibole – peut-être augite amphibolitisée – sont disposés dans une mésostase recristallisée en pistacite et amphibole microcristallines (point d'échantillonnage : Nord de Martinet, sur la feuille Chantonay). Il existerait donc, dans la partie méridionale de l'unité allochtone du complexe des Essarts, un domaine épizonal avec micaschistes et intercalations de métavolcanites qui s'opposerait au domaine à reliques catazonales profondes. Le contact entre ces deux domaines semble recouper la limite des feuilles Chantonay et La Roche-sur-Yon, de telle sorte que les micaschistes pourraient appartenir au domaine épizonal. On ne connaît pas la nature de ce contact qui peut être tectonique ou correspondre à une limite socle – couverture pré-hercynienne. Dans tous les cas, il serait antérieur à la dernière génération d'orthogneiss ($\zeta\gamma$) (cf. *infra*) car celui-ci a des rapports intrusifs avec les roches des deux domaines.

● **Dernière génération d'orthogneiss.** Sur la bordure nord-ouest du complexe des Essarts existe un orthogneiss ($\zeta\gamma$) qui prend une assez grande extension sur la feuille voisine Chantonay (R. Wyna et *al.*, 1988). Il s'agit d'un *métagranite* similaire à celui du domaine chevauché (cf. *infra*), aussi bien du point de vue de son aspect macroscopique que de sa composition pétrographique et géochimique, à tel point qu'il est inutile d'en faire une description détaillée. La roche est généralement riche en feldspath alcalin et a une composition de leucogranite sodi-potassique (cf. analyses Q22 et P4, tableau 2).

La limite de cette paléo-intrusion est assez nette bien qu'elle ait été tectoniquement accordée sur la foliation régionale. Au Sud-Est du Fraigne, il existe même des traces de métamorphisme de contact dans l'encaissant où l'on devine l'existence d'anciens blastes chloritisés similaires à ceux développés au contact de l'orthogneiss du domaine chevauché (cf. *infra*) ; cette auréole de métamorphisme de contact est toutefois trop diffuse et confuse pour pouvoir être représentée sur la carte.

ECH	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P. Feu	Total	
CF14	77.60	12.60	0.21	0.72	0.10	0.02	0.47	0.30	5.45	1.90	0.08	0.68	100.13	Orthogneiss ; l'Angle (tranchée SNCF) (Chalet, 1985)
CF15	70.00	16.70	0.34	1.95	0.38	0.02	0.57	0.39	4.00	4.05	0.11	0.80	99.31	Orthogneiss ; l'Angle (tranchée SNCF) (Chalet, 1985)
CF16	74.10	12.80	0.35	2.35	0.32	0.02	0.38	0.22	2.50	5.40	0.10	1.20	99.74	Orthogneiss ; l'Angle (tranchée SNCF) (Chalet, 1985)
UN29	68.50	14.90	0.67	2.90	1.45	0.03	0.91	0.61	2.55	4.20	0.15	2.30	99.17	N La Merlatière, route du Cimetière, N du pont 322,20 - 2203,45
UR12	77.60	11.60	0.11	0.86	0.75	0.02	0.20	0.26	3.60	4.25	0.05	0.38	99.68	S Saint-Martin-des-Noyers : carrière de La Faubretière 330,20 - 2194,25
UQ22	78.80	12.10	0.12	0.71	0.57	0.02	0.20	0.30	3.20	3.70	0.05	0.74	100.51	SE du Fraigne : La Noue (cote 79)334,05 - 2198,95
UP04	73.70	13.70	0.36	1.20	0.43	0.02	0.20	0.80	2.90	4.15	0.12	1.15	98.73	La Coussaie (N des Essarts) 327,43 - 2204,92
UR37	77.90	12.40	0.29	0.84	0.72	0.02	0.30	0.24	3.30	3.85	0.08	0.83	100.77	Tranchée SNCF Le Pont Briquet près de l'Angle 336,90 - 2190,60
UP41	70.50	14.30	0.59	0.97	2.85	0.06	1.10	1.75	2.95	3.95	0.12	0.92	100.06	Est de La Pennerie (SW Saint-Martin-des-Noyers) 328,30 - 2197,25

Orthogneiss du
domaine
chevauché

Orthogneiss du
domaine chevauchant

Orthogneiss du
domaine chevauché

TABLEAU 2 - ANALYSES CHIMIQUES D'ORTHOGNEISS DU COMPLEXE DES ESSARTS

Cataclasites, mylonites et ultra-mylonites liées au chevauchement. Le chevauchement de l'unité allochtone sur l'unité autochtone est marqué par la présence de roches cataclasées et mylonitisées dont la puissance varie de 50 à 100 mètres. Ces roches sont représentées sur la carte par le symbole "~" qui n'est figuré qu'aux endroits où elles ont été réellement observées, le plus souvent en éluvion ; cependant, on peut supposer qu'il en existe tout au long de la ligne de chevauchement.

Ces mylonites affleurent en quelques points (coord. : 320,67-2206,45 ; 336,25-2195,65 ; 336,95-2195,10 ; etc.), le plus remarquable étant sans conteste le lieu-dit la Petite-Vallée, sur la rive ouest du Petit-Lay (334,90-2196,65), où l'on observe une très belle coupe dont nous donnons ici une brève description : les gneiss cataclasés et les mylonites affleurent aux abords de la maison située face au pont. Leur schistosité est sub-verticale (environ 110 SW 75) ; cette caractéristique qui est assez constante tout au long de la ligne de chevauchement, est la conséquence de la verticalisation des structures due à la tectonique post-stéphanienne. Vers le Sud, les roches amphiboliques de la formation de Saint-Martin-des-Noyers ($\delta\beta$), appartenant au domaine chevauché, affleurent le long de la route qui conduit à la ferme de la Grande-Vallée. Dans la direction opposée, les gneiss feuilletés de l'unité allochtone (ζ^3) sont de moins en moins cataclasés ; on peut les observer par intervalles au bord d'un chemin dirigé vers l'amont, jusqu'à une petite carrière abandonnée où affleurent des amphibolites ($\delta\psi$) dérivant d'éclogites.

Les amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers sont relativement épargnées par la mylonitisation qui affecte préférentiellement les gneiss feuilletés. Ceux-ci prennent une teinte verdâtre lorsqu'ils sont atteints par la cataclase et leur minéraux apparaissent fracturés et broyés au microscope ; le quartz et même les feldspaths présentent des extinctions roulantes très marquées. Ces cataclasites passent progressivement à des mylonites vert noirâtre à grain microscopique et structure fluidale dans lesquelles quelques phénoclastes de quartz ou de feldspath sont encore visibles à l'oeil nu. Les ultra-mylonites, enfin, ont un aspect de schiste épizonal ; la mylonitisation a été telle que la taille des cristaux y est infra-microscopique.

Le caractère cataclastique et "froid" de la mylonitisation indique que le chevauchement a joué au niveau structural supérieur et qu'il est vraisemblablement post-métamorphe. Ce point est confirmé par l'existence de disharmonies de l'ordre de 10 à 20° entre l'orientation des mylonites et les foliations dans l'une ou l'autre unité.

En conclusion, on peut présenter l'unité allochtone du complexe des Essarts comme étant un témoin de la croûte pré-(ou éo-) hercynienne. Celle-ci devait être constituée d'un ensemble complexe de metabasites éclogitisées, de paragneiss et d'orthogneiss. Une grande partie de ces roches a subi un métamorphisme catazonal de très haute pression qui peut être lié à un phénomène de convergence de plaques, avec subduction et accréation de croûte océanique le long d'une marge active pré-hercynienne. Le tout a été amené dans sa position actuelle par un chevauchement hercynien relativement tardif.

Domaine chevauché (unité autochtone relative)

δ8. **Complexe métavolcanique basique de Saint-Martin-des-Noyers. Roches amphiboliques avec intercalation de séricitoschistes.** Comme les autres formations du complexe des Essarts, la formation de Saint-Martin-des-Noyers est géographiquement très allongée. Elle s'étend en effet de Sainte-Pazanne près du lac de Grand-Lieu, à la carrière du Moulin-Albert, au Sud de Mervent, mais c'est sur la feuille La Roche-sur-Yon qu'elle prend son plus grand développement. Il s'agit d'une formation presque exclusivement constituée de metabasites à amphibole, formées par métamorphisme mésozonal de roches volcaniques ou hypovolcaniques. Elle fut récemment étudiée d'un point de vue géochimique (D. Thiéblemont et *al.*, 1987) et pétrologique (D. Thiéblemont, 1987 ; D. Thiéblemont et *al.*, 1988).

Sur le terrain, on peut distinguer trois principaux faciès :

– le premier est constitué d'amphibolites vert foncé ou noires, à hornblende, albite et pistacite, homogènes et massives, microcristallines à grenues, souvent sombres mais parfois mésocrates. Ce faciès est surtout représenté sur la feuille Chantonay, notamment dans la carrière de Pont-Charron ; D. Thiéblemont (*op. cit.*) lui a donné le nom de *série de Pont-Charron* ;

– le deuxième faciès est caractérisé par des alternances métriques ou décimétriques "d'amphibolites rubanées", de "schistes à amphibole et stilpnomélane", de "gneiss à grenat et amphibole", etc. Les amphibolites se distinguent des précédentes par la netteté de leur rubanement compositionnel. Elles passent insensiblement à des "schistes à amphibole et stilpnomélane" vert brunâtre dans lesquels les effets du métamorphisme rétrograde ont été relativement intenses, se traduisant par le développement tardif de minéraux phylliteux : chlorite et, surtout, stilpnomélane ; ce dernier donne à la roche une teinte brunâtre caractéristique. En plus de cette transition liée à l'intensité de la rétro-morphose, il existe une autre gradation d'ordre compositionnel entre les amphibolites de plus en plus riches en albite et en quartz, et des gneiss leucocrates à grain fin, constitués de quartz, albite, grenat et amphibole. Ce deuxième faciès est bien exposé sur la feuille La Roche-sur-Yon. Il est assez typique dans la tranchée de chemin de fer des Revêtissons et dans la vallée du Petit-Lay ; pour cette raison, il fut dénommé *série du Petit-Lay* par D. Thiéblemont (*op. cit.*) ;

– des micaschistes intercalés dans les amphibolites constituent le troisième faciès qui est assez accessoire puisqu'il n'a été observé qu'en deux endroits (La Rabale et Le Gué-Joubert). Ce sont des roches à mica blanc et quartz contenant un peu de chlorite, des blastes millimétriques d'albite et, parfois, du grenat ou de la magnétite.

Les deux premiers faciès sont difficiles à discerner sur le terrain. En effet, certains amphibolites atypiques ne peuvent être classées aisément dans l'un ou l'autre faciès ; de plus, il existe un phénomène de convergence des faciès dû à la déformation et à la rétro-morphose. Pour cette raison, série du Pont-Charron et série du Petit-Lay n'ont pas été cartographiées séparément, contrairement au troisième faciès qui est suffisamment singulier pour justifier un figuré géologique particulier.

La foliation (S moyenne : 106 SW 75) semble être plus marquée dans les roches de la série du Petit-Lay que dans celles du Pont-Charron. La linéation minérale, qui correspond à l'allongement des prismes d'amphibole, est généralement peu visible (L moyenne 109 SE 16); elle semble être parallèle aux axes de plis isoclinaux synschisteux. Comme dans la plupart des terrains métamorphiques, le plan de rubanement a été transposé parallèlement au plan de foliation. A noter que la direction de ces plans (environ N 105) est oblique par rapport à la direction cartographique de la formation (N 123). Ce phénomène qui est une particularité de la formation de Saint-Martin-des-Noyers, est révélé sur la carte par la direction particulière des niveaux de micaschistes.

Les roches sont pratiquement dépourvues de minéraux magmatiques reliques car elles ont recristallisé lors du métamorphisme. Les paragenèses métamorphiques, typiques du faciès amphibolite à épidote, sont constituées des minéraux suivants : amphibole calcique verte ; albite (environ Ab 99) ; quartz ; épidote (pistacite) ; chlorite (ripidolite) ; grenat (almandin-grossulaire) ; sphène ; stilpnomélane ; etc. Ces minéraux s'associent dans des proportions variables, et l'on observe ainsi une gradation des paragenèses métamorphiques (cf. Thiéblemont et *al.*, 1988) depuis les amphibolites sombres jusqu'aux gneiss à grenat et amphibole :

– *amphibolites sombres* :

- composition basaltique (cf. analyses DPL17a et b, tableau 3) ;
- paragenèse : actinote (60-50 %*) + albite (20-25 %) + pistacite (20-15 %) + chlorite (15-5 %) + sphène (0-1 %).

Ce sont des roches à grain millimétrique, dans lesquelles on reconnaît parfois des reliques de structure doléritique. Dans ce cas, les minéraux clairs, albite et pistacite, ont plus ou moins conservé la forme des anciens plagioclases magmatiques qui devaient être un labrador-andésine ;

– *amphibolites à grenat* :

- composition de ferro-basaltes ;
- paragenèse : hornblende (50-40 %) + albite (25-35 %) + pistacite (20-5 %) + chlorite (10-5 %) + grenat (almandin-grossulaire 0-5 %) ± quartz (0-5 %) + sphène (0-2 %).

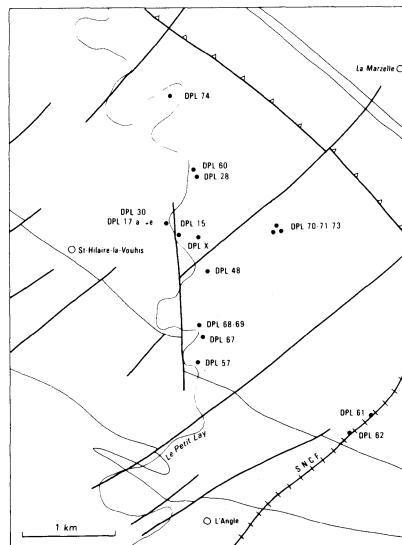
Ces roches sont proches des précédentes. Le grenat apparaît en petits cristaux millimétriques automorphes ;

– *amphibolites claires à grenat et quartz* :

- composition intermédiaire, andésitique (cf. analyses DPL15a, DPL28, tableau 3) ;
- paragenèse : albite (30-50 %) + ferro-hornblende (40-20 %) + quartz (5-15 %) + pistacite (10-5 %) + grenat (0-5 %) + chlorite (5-0 %) + sphène (0-2 %) + ilménite (0-1 %).

L'amphibole et la chlorite sont allongées dans une matrice quartzo-albitique microcristalline avec quelques cristaux millimétrique de grenat ;

* Proportions volumétriques approximatives.



Position des échantillons

	"Série du Petit-Lay" (Tholéïtes d'arc évoluées)																		"Série de Pont-Charron" (Tholéïtes d'arc primitives)	
	DPL30	DPL28	DPLX	DPL48	DPL17A	DPL17B	DPL17C	DLP17D	DPL17E	DPL60	DLP71	DPL61	DPL62	DPL70	DPL73	DPL74	DPL68	DPL69	DPL57	DPL67
SiO ₂	47.98	55.36	73.90	51.76	50.83	53.00	70.36	68.24	73.40	52.76	58.39	70.51	71.80	69.74	72.55	53.43	71.73	52.28	49.36	49.64
TiO ₂	1.07	1.13	0.35	1.15	0.72	0.86	0.56	0.56	0.30	1.23	0.98	0.59	0.37	0.51	0.31	1.02	0.41	1.10	1.75	1.58
Al ₂ O ₃	15.04	14.98	12.02	14.68	16.24	16.28	12.71	12.89	12.32	15.19	14.74	12.56	12.76	13.22	12.49	14.48	13.10	14.76	13.39	13.71
Fe ₂ O ₃	14.49	13.20	5.56	13.87	10.75	10.75	6.99	7.41	5.63	13.90	11.54	6.26	4.16	6.66	5.06	13.18	3.98	13.66	15.40	15.20
MnO	0.17	0.26	0.09	0.25	0.17	0.15	0.14	0.13	0.08	0.21	0.23	0.09	0.10	0.14	0.10	0.18	0.05	0.20	0.28	0.22
MgO	5.20	2.91	0.45	4.28	7.48	5.62	0.81	1.09	0.19	4.80	2.11	0.91	1.02	0.81	0.22	4.02	1.13	4.87	5.46	5.33
CaO	8.59	5.63	2.85	7.35	8.06	7.99	1.99	2.31	1.81	4.28	3.52	2.64	2.37	1.41	1.62	5.57	3.65	8.12	8.76	9.34
Na ₂ O	3.78	5.70	4.93	4.35	4.43	4.99	5.65	5.75	6.33	5.00	6.03	5.70	6.54	6.10	5.90	6.30	4.74	2.55	3.26	2.81
K ₂ O	0.11	0.12	0.07	0.08	0.10	0.08	0.13	0.07	0.14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.21	0.02
P ₂ O ₅	0.06	0.18	0.04	0.15	0.08	0.13	0.08	0.16	0.06	0.16	0.18	0.11	0.04	0.10	0.03	0.09	0.07	0.09	0.15	0.11
P. Feu	3.98	0.77	0.43	1.72	1.94	1.43	0.78	0.73	0.50	2.44	1.31	0.26	0.18	0.63	0.44	1.16	0.61	1.94	1.16	1.23
Total	100.47	100.24	100.69	99.64	100.80	101.28	100.20	99.34	100.76	99.97	99.05	99.63	99.34	99.32	98.72	99.44	99.47	99.62	99.18	99.19

TABLEAU 3 - AMPHIBOLITES DE SAINT-MARTIN-DES-NOYERS : ANALYSES DES ÉLÉMENTS MAJEURS
(D. THIÉBLEMONT, 1987) (Fer exprimé en Fe₂O₃ total)

- *gneiss à grenat et amphibole* :

- composition de dacite ou de rhyolite sodique (cf. analyse DLP17C, tableau 3) ;
- paragenèse : albite (50-60 %) + quartz (30-40 %) + grenat (5-15 %) + amphibole (10-0 %) + pistacite (5-0 %) + ilménite (0-2 %).

Les cristaux de grenat et d'ilménite sont disséminés dans une matrice quartzo-albitique, microcristalline et granoblastique, avec amphibole et/ou pistacite. Dans quelques cas, on observe d'anciens phénocristaux millimétriques d'albite, qui sont allongés selon (010) et maclés albite et Carlsbad ; leur écorce automorphe a généralement été détruite par la déformation. Ces cristaux sont vraisemblablement des plagioclases magmatiques qui ont pu être conservés grâce à leur composition albitique, celle-ci étant stable dans les conditions du métamorphisme.

Quant aux micaschistes, leur plagioclase est de l'albite Ab100, et le mica blanc, une muscovite légèrement phengite (Le Gué-Joubert : musc. 69, célad. 19, east 6, parag. 6 ; Fe/Fe + Mg = 0,66).

Les conditions physiques de formation des paragenèses métamorphiques ont été estimées par Thiéblemont et *al.* (1988) qui proposent une valeur d'environ 7 Kbar pour la pression et une température de 470 à 550°C.

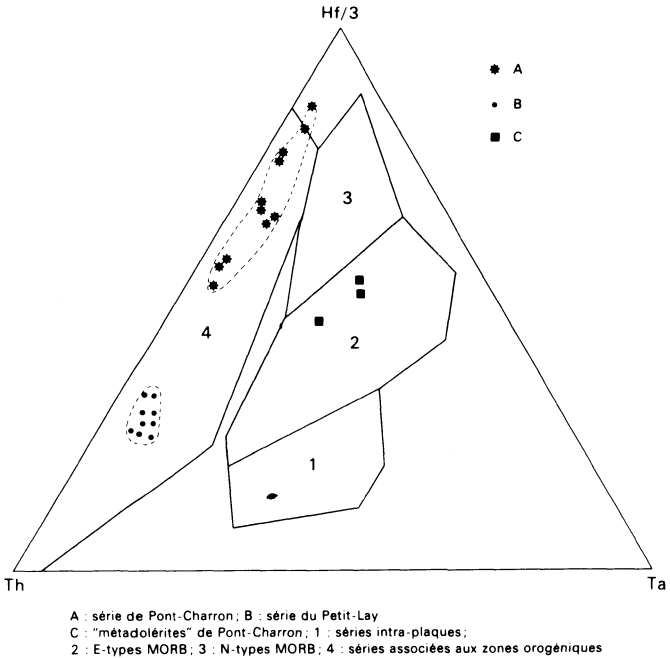
L'évolution métamorphique rétrograde est marquée par l'apparition de micro-exsolutions dans l'amphibole (décomposition spinodale liée à l'existence d'un domaine d'immiscibilité : cf. D. Thiéblemont et *al.*, 1988), par la chloritisation des grenats et, surtout, par le développement de ferri-stilpnomélane.

L'étude géochimique (voir tableau 3) effectuée par D. Thiéblemont et *al.* (1987) a permis de préciser la nature des roches magmatiques originelles :

- la *série du Petit-Lay* présente un caractère de tholéiites d'arc évoluées ; ce caractère se traduit dans l'évolution metabasales (amphibolites sombres) → méta-andésites → métadacites → métarhyolites (gneiss à grenat et amphibole) qui résulterait d'une cristallisation fractionnée de pyroxène, olivine, plagioclase et magnétite ;
- la *série de Pont-Charron*, surtout représentée sur la feuille Chantonnay, présente un caractère de tholéiites d'arc plus primitives ; elle comprend surtout des termes basaltiques ou ferro-basaltiques.

Les éléments en traces (figure 5) et les spectres de terres rares (figure 6) montrent que les deux séries s'apparentent aux séries de type "orogénique" associées aux zones de subduction ; seules, les métadolérites de la carrière de Pont-Charron (feuille Chantonnay) ont un caractère de type "Morb enrichi".

Les caractères géochimiques et pétrographiques de la formation de Saint-Martin-des-Noyers ainsi que son insertion dans le dispositif régional évoqueraient (Thiéblemont et *al.*, 1987) un paléo-arc insulaire. Toutefois aucune donnée géochronologique ne permet de préciser l'âge de cet édifice.



A : série de Pont-Charron ; B : série du Petit-Lay
C : "métadolérites" de Pont-Charron ; 1 : séries intra-plaques ;
2 : E-types MORB ; 3 : N-types MORB ; 4 : séries associées aux zones orogéniques

Fig. 5 - Diagramme Hf/3-Th-Ta pour les amphibolites de St-Martin-des-Noyers (Thiéblemont et *al.*, 1987)

ζγ. Orthogneiss (métagranite) de l'Angle et son auréole de métamorphisme de contact (métacornéennes et schistes tachetés). Les orthogneiss de la bordure sud-ouest du complexe des Essarts sont d'anciens granites qui ont subi la déformation et le métamorphisme régional hercyniens. Ils s'étendent bien au-delà des limites de la feuille La Rochesur-Yon, puisqu'ils forment une masse plus ou moins continue, longuement étirée entre le Pays de Retz et la région de Mervent. Il s'agit de gneiss à grain grossier et fort débit planaire, dont la couleur dominante est le rose saumon. Les faciès ocellés sont très fréquents ; ceux-ci dérivent de granites porphyroïdes dont les phénocristaux de feldspath potassique ont été étirés, formant des "yeux" centimétriques à pluri-centimétriques qui sont moulés par la foliation et pourvus d'ombres de pression.

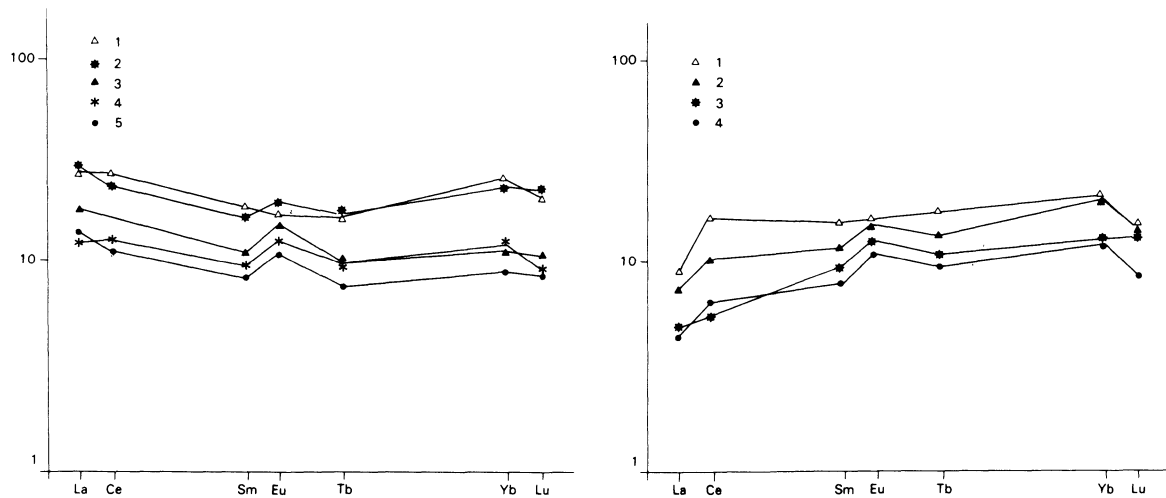


Fig. 6 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les amphibolites de St-Martin-des-Noyers (Thiéblemont et *al.*, 1987)

A droite, série de Pont-Charron (1 et 2 : métaferrobasaltes; 3 et 4 : metabasaltes)

A gauche, série du Petit-Lay (1 et 2 : métarhyolites; 3 : métabasalte andésitique; 4 et 5 : metabasaltes)

La foliation, soulignée par des paillettes de mica blanc d'origine métamorphique, est très prononcée ; elle est assez fortement redressée (foliation moyenne : 122 SW 62). Sur les plans de foliation, on observe une linéation minérale d'étirement qui est en général faiblement inclinée de part ou d'autre de l'horizontale (linéation moyenne : 12 SE 5). L'intensité de la déformation a été suffisamment inégale pour que des faciès relativement peu déformés ou, au contraire, mylonitiques aient pu être distingués par des figurés différents sur la carte. Les roches les plus déformées se présentent comme des micaschistes avec quelques phénoclastes de feldspath potassique visibles sur la tranche. L'existence d'une composante cisailante dextre lors de cette déformation semble être étayée par l'allure cartographique de la bordure sud-ouest du paléo-granite dont les anciennes apophyses sont étirées vers le Nord-Ouest ; toutefois, les critères microstructuraux (obliquité statistique des axes C du quartz ; etc.) observés dans quelques lames minces orientées, sont parfois contradictoires à cet égard.

L'étude au microscope montre la minéralogie suivante* :

– quartz : les cristaux de quartz du granite originel apparaissent étirés en longues bandelettes, avec nombreux sous-joints et orientation préférentielle de l'axe C dans la direction perpendiculaire à l'allongement. Lorsque la déformation fut suffisamment intense, ces bandes de quartz recristallisèrent partiellement (structure en mortier) et parfois totalement (structure en mosaïque), formant des agrégats de petits cristaux à texture granoblastique ;

– microcline : c'est généralement le feldspath dominant, et c'est le minéral qui donne à la roche sa couleur saumon. Les anciens phénocristaux de feldspath potassique ont été étirés, voire tronçonnés, lors de la déformation, formant des yeux de taille centimétrique à pluri-centimétrique. Ils sont maclés Carlsbad et possèdent des perthites assez spectaculaires dont l'épaisseur peut atteindre le demi-millimètre. Les compositions et proportions relatives des deux phases – perthite (Ab 98 Or 1 An 1 ; 15-20 %) et microcline (Or 95 Ab 5 ; 75-80 %) – permettent d'estimer la composition du feldspath potassique avant l'exsolution des perthites : celle-ci devait être proche de Or 80-75 Ab 20-25. Sous l'effet de la déformation, le feldspath potassique de la matrice et l'écorce des phénocristaux subirent une granulation et recristallisèrent sous forme de cristaux millimétriques de microcline (Or 94 Ab 6) non perthitique ;

– plagioclase : il s'agit d'albite presque pure (Ab 98). Lorsque la roche est relativement peu déformée, les anciennes plages de plagioclase magmatique sont en partie conservées et apparaissent criblées de petits cristaux de mica blanc ("damourite") et, plus rarement, de clinzoïsite. Ceci traduit l'évolution métamorphique habituelle des plagioclases magmatiques vers le pôle albite avec exsolution des molécules potassique et calcique sous forme de damourite et épidote. L'appréciation de la quantité de damourite incluse dans les plages de plagioclase (environ 10 %) permet d'estimer la composition du plagioclase originel : dans le faciès dominant

* Les compositions mentionnées dans ce paragraphe ont été obtenues à la microsonde électronique par analyses ponctuelles d'un échantillon d'orthoogneiss représentatif du faciès dominant (métaleucogranite alcalin) et provenant de la tranchée de chemin de fer de l'Angle (coord. : 336,90 - 2190,60).

(métagranite leucocrate et alcalin), celle-ci devait être voisine de Ab 90-85 Or 10-15 An 1-2 (anorthoclase). Le plus souvent, la déformation a été suffisamment intense pour qu'il y ait eu recristallisation de ce plagioclase en longues traînées constituées d'une mosaïque d'albite microcristalline avec damourite interstitielle ;

- biotite : elle est généralement peu abondante et presque toujours chloritisée ;

- mica blanc en cristaux synfoliaux d'origine métamorphique ; il s'agit de phengite (musc. 56, célad. 38, east 5, parag. 1 ; $Fe/Fe + Mg = 0,54$) ;

- grenat : petits cristaux assez fréquents de grossulaire-almandin (gross. 56, alm. 42, spess. 1, pyr. 1) ayant une origine métamorphique ;

- minéraux accessoires : clinozoïsite, zircon, leucoxène, etc. Quelques bourgeons de myrmékite ont été observés dans un échantillon.

La coexistence d'albite et de microcline permet d'utiliser le solvus des feldspaths alcalins pour faire quelques appréciations géothermométriques : ainsi, la composition estimée des feldspaths originels (cf. *supra*) impliquerait que l'équilibre de la paragenèse magmatique se soit figé à une température de 550 ou 600°C, tandis que la composition des feldspaths recristallisés lors de la déformation suggère que celle-ci s'est opérée à une température de l'ordre de 400°C (cette valeur est imprécise car l'effet de la pression sur la forme du solvus est inconnu). Par ailleurs, la présence de phengite permet de préciser les conditions P-T du métamorphisme : celles-ci sont vraisemblablement proches de la courbe $P = f(T)$ correspondant à l'équilibre phengite (célad. 40) \rightleftharpoons muscovite s.s. + feldspath potassique + biotite + quartz (H.J. Massonne et W. Schreyer, 1987), puisque ces différents minéraux sont présents dans la roche. On peut en déduire que la pression devait être assez élevée, proche de 10 Kb (pour $T \sim 400$ à $500^\circ C$).

Une estimation pratiquement identique des conditions de métamorphismes a été obtenue sur les schistes de la bordure sud de l'orthogneiss, prélevés dans la cour du passage à niveau de la tranchée SNCF de l'Angle :

- mica blanc : phengite (muscovite 50, céladonite 45, eastonite 4, paragonite 1 ; $Fe/Fe + Mg = 0,54$) ;

- plagioclase : Ab 99, Or 1 ;

- microcline : Ab 2, Or 98 (yeux millimétriques) ;

- quartz, chlorite, hydrobiotite.

La plupart des orthogneiss ont une composition de leucogranites sodi-potassiques, se manifestant par de fortes teneurs relatives en Si, K, Na et de faibles teneurs en Ca, Fe, Mg (cf. analyses UR12, UR37, tableau 2). Ces caractères géochimiques peuvent être corrélés à certains caractères minéralogiques tels que abondance du quartz et du microcline, rareté de la biotite et composition alcaline du plagioclase originel. Ces orthogneiss leucocrates et alcalins sont très dominants ; on peut les observer à l'affleurement dans la carrière de La Faubretière (coord. : 330,20 - 2194,25), sur les rives du Petit-Lay (335,85 - 2191,30), dans la tranchée de chemin de fer de l'Angle (336,90 - 2190,60), etc.

Certains orthogneiss, cependant, ne possèdent pas ces caractères et dérivent de granites à biotite. Tel est le cas, notamment des orthogneiss peu déformés qui existent au Sud-Ouest de Saint-Martin-des-Noyers, près de La Fauconnière (330,70 - 2195,10), de La Grève et de La Pennerie où l'on peut observer un affleurement assez particulier de métagranite non déformé (coord. : 328,30 - 2197,25 ; analyse P41, tableau 2).

Le granite originel était riche en biotite et en plagioclase calco-sodique (composition estimée pour l'échantillon P41 : An35 Ab65). Lors du métamorphisme, ce dernier a cristallisé en une mosaïque d'albite avec clinozoisite abondante ; sa richesse relative en anorthite a permis la formation de couronnes de grenat (almandin-grossulaire) à l'interface plagioclase - biotite.

De nombreux arguments permettent d'affirmer que le granite originel était intrusif dans les formations paléozoïques du synclinorium de La Roche-sur-Yon. On note en effet l'existence de filons ou d'apophyses orthogneissiques étirés dans les schistes paléozoïques ξ^{1-2} , ainsi que la présence d'enclaves schisteuses allongées au sein de l'orthogneiss. Mais cette intrusion est attestée, avant tout, par l'existence de traces très nettes de métamorphisme de contact dans l'encaissant immédiat de l'orthogneiss où l'on observe des cornéennes et des schistes à blastes qui furent repris par le métamorphisme régional responsable de la gneissification du granite.

Les métacornéennes existent presque exclusivement en enclaves dans le paléo-granite où la température fut suffisamment importante pour engendrer ce type de métamorphisme. Pour les observer, nous recommandons les affleurements qui existent dans la vallée de la Boulogne aux environs de La Merlatière (coord. : 321,35 - 2204,20 ; 324,15 - 2201,05 ; 325,25 - 2200,40 ; 325,40 - 2199,85). Ce sont des roches à grain fin, de couleur grise ou beige clair suivant leur état d'oxydation, qui sont souvent mouchetées de taches sombres ayant quelques millimètres de longueur. Elles furent originellement équantes, mais la déformation y a souvent fait apparaître une foliation, toutefois peu pénétrative, qui est soulignée par du mica blanc secondaire. Au microscope, on observe un fond microcristallin sub-équant, à texture de recuit caractéristique, qui est composé de quartz, de biotite et de plagioclase (albite-oligoclase). Les taches sont la manifestation macroscopique de la présence d'un feutrage cryptocristallin brunâtre qui occupe les interstices de microcristaux de quartz ; sa constitution n'a pas pu être déterminée, mais il s'agit vraisemblablement des produits de déstabilisation ou d'altération d'un silicate ferro-magnésien de haute température tel que la cordiérite. Enfin, du mica blanc (musc. 74, parag. 13, célad. 8, east 5) se développe tardivement, formant des plages millimétriques poeciloblastiques qui englobent les autres minéraux, principalement le quartz.

Les sédiments pélitiques qui furent à l'origine de ces cornéennes, doivent être attribués aux formations ordovico-siluriennes du synclinorium de La Roche-sur-Yon, sachant qu'il y a parfois continuité cartographique entre cornéennes et schistes ξ^1 (Nord-Ouest de La Merlatière) et que l'on a observé des phanites métamorphisées au sein des cornéennes (étang de la Noue Etienne : 325,55 - 2197,75).

Lorsque la température était moins intense, le contact du paléo-granite a produit une auréole de "schistes tachetés" qui sont particulièrement bien visibles dans la tranchée de chemin de fer de l'Angle : à proximité de l'orthogneiss, les schistes ξ^{1-2} se chargent de pustules brunâtres qui sont d'anciens blastes de biotite, chloritisés et aplatis dans la schistosité. Parfois, il existe aussi des pseudomorphoses à chlorite et quartz qui, d'après leur habitat, semblent dériver de grenat – forme globuleuse – ou de staurotide – forme prismatique – (coord. : 329,95 - 2194,05). Ces minéraux sont apparus lors du métamorphisme de contact, puis ils furent chloritisés après relâchement de la température, devenant instables dans les conditions du métamorphisme régional.

Si l'orthogneiss est clairement intrusif dans les schistes paléozoïques, la nature du contact entre cet orthogneiss et les amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers ($\delta\beta$) est, à l'inverse, vraisemblablement tectonique et non intrusive. En effet, cette limite est rectiligne et l'on n'y observe ni filon d'orthogneiss intrudant les amphibolites, ni enclave de celles-ci au sein de celui-là. De surcroît, aucun métamorphisme de contact n'a été mis en évidence dans les amphibolites. Ces faits constituent autant d'arguments en faveur d'un contact tectonique plutôt qu'intrusif. Toutefois, il n'existe pas de trace tangible de cette tectonique sur le terrain où l'on n'y observe aucune roche mylonitique comparable à celles qui jalonnent le chevauchement de l'unité allochtone. En conséquence, l'accolement tectonique des deux formations a dû être contemporain ou antérieur au métamorphisme régional et à la déformation qui en auraient oblitéré la trace.

Il n'existe pas de datation des orthogneiss $\zeta\gamma$ sur la feuille La Roche-sur-Yon. Toutefois, l'orthogneiss de Mervent, situé sur la feuille Fontenay-le-Comte dans le prolongement méridional de l'orthogneiss de l'Angle, a été daté par la méthode Rb-Sr (P. Vidal, 1976) à 446 ± 12 Ma (âge recalculé avec $\lambda^{87\text{Rb}} = 1,42.10^{-11}$), ce qui le situerait dans l'Ordovicien. Cependant, cet âge pose peut-être un problème puisque les formations du synclinorium de La Roche-sur-Yon, intrudées par le paléo-granite, seraient siluriennes à siluro-dévonniennes (Chalet et *al.*, 1983, Chalet, 1985).

Synclinorium de La Roche-sur-Yon

Avertissement : cette partie de la carte a été levée par Madame M. Ters, dont le décès est survenu avant qu'elle n'ait pu rédiger la partie correspondante de la notice. C'est pourquoi la description qui va suivre sera relativement sommaire ; elle a été rédigée à partir des observations personnelles des autres auteurs de la carte, et des données bibliographiques.

ξ^1 . Groupe de La Roche-sur-Yon et de La Chaize-le-Vicomte. Métapélites grises, alumineuses, à mica blanc détritique. La région située autour des lobes granitiques du massif de La Roche-sur-Yon est occupée par une série schisteuse comprenant des intercalations de grès et de phtanites.

Les schistes sont généralement de teinte grise plus ou moins sombre. Ils comprennent :

- des *shales*, formés de 70 à 80 % de phyllites, et pouvant contenir un peu de matière organique et de pyrite ;
- des *métapélites* silteuses ou gréseuses, contenant une proportion variable de clastes quartzeux de 100 à 400 μ dans une matrice formée de phyllites et de quartz plus fin (20 à 50 μ) ;
- des alternances millimétriques de lits quartzeux clairs (quartz engrenés de 50 à 100 μ) et de lits micacés sombres, donnant au schiste un aspect varvé.

Les schistes ont localement un débit ardoisier et ont été exploités pour ardoises à L'Embergère (Sud de La Chaize-le-Vicomte).

● *Phtanites, ampélites et schistes graphiteux* (ph) ; *Grès quartzite* (G). Des bandes de grès associées à des bandes de phtanite s'insèrent dans la série schisteuse. Il est difficile de déterminer s'il existe plusieurs bancs de grès et de phtanites à différents niveaux ou s'il s'agit des mêmes bancs répétés par des plis.

Les *phtanites* sont des roches noires, litées, qui sont soit très siliceuses et très dures, à éclat mat, soit d'aspect moins dur et tachant les doigts au toucher. Les *ampélites* et les *schistes graphiteux*, souvent associés aux *phtanites*, sont des roches tendres, noires, d'aspect charbonneux, formées d'un mélange de quartz, séricite et de carbone.

Au microscope, les *phtanites* sont constituées d'un assemblage microcristallin de quartz engrenés dans lequel sont noyés des flocons de matière organique ; ces lits microquartzitiques alternent avec des passées inframillimétriques à millimétriques de *shales sériciteux*.

Au Nord de La Métrière, les *phtanites* contiennent des fantômes de radiolaires.

Les *grès quartzites*, de teinte claire, blanchâtre à beige, sont généralement à grain fin, et sont souvent finement lités. Les lits gréseux sont formés de grains de quartz hétérométriques de 50 à 200 μ , jointifs, avec un ciment microquartzitique formé de quartz engrenés de 20 à 50 μ et d'un faible pourcentage de micas.

Les interlits (d'épaisseur millimétrique) sont formés d'un feutrage micacé pouvant contenir une proportion variable de grains de quartz.

Données géochimiques (voir tableau 4). Les analyses des éléments majeurs pour le groupe de La Roche-sur-Yon montrent des compositions de *shales* alumineux (figures 7 et 8) avec 42 à 64 % de silice, 17 à 31 % d'alumine, 0,9 à 2,2 % de MgO, 3 à 7 % de K₂O, et environ 1 % de TiO₂. La richesse en fer et secondairement en magnésium se traduit dans la minéralogie des schistes épizonaux par la prédominance de la chlorite sur la séricite, et confère un caractère ferrifère aux métasédiments.

Stratigraphie et éléments de datation. La stratigraphie de détail du groupe de La Roche-sur-Yon n'a pu être établie. Se basant sur des analogies de faciès avec la Vendée maritime, M. Ters considérait certaines bandes gréseuses (La Parisière, au Sud de La Chaize-le-Vicomte) comme ordoviciennes, représentant le "Grès armoricain" ; plus haut dans la série viendraient des séricitoschistes à passées gréseuses puis les schistes ardoisiers de L'Embergère, attribués à l'Ordovicien moyen ; au-dessus viendraient les séricitoschistes attribués au Silurien, comprenant des *phtanites*, et plus haut des grès.

TABLEAU 4 - ANALYSES CHIMIQUES DES MÉTASÉDIMENTS ET DES PORPHYROÏDES

INDR	ECH	GEOL	CART	GR03	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P. Feu	Total	
1	466	CHAL	562	CHAN	67.00	14.20	3.20	2.65	0.07	2.61	0.40	3.30	1.70	0.95	0.10	2.05	98.22	Cambrien ; grauwacke, Nord de La Bonnière de l'Oie
2	459	CHAL	562	CHAN	68.60	14.20	4.10	2.90	0.05	2.34	0.25	1.40	2.05	0.79	0.12	3.80	100.61	Groupe de Réaumur, schiste, NW de Sainte-Cécile, Les Six Chemins
3	5122	CHAL	562	RYON	88.00	6.10	1.50	0.14	0.02	0.75	0.50	0.25	1.35	0.48	0.05	1.20	100.35	Groupe de La Roche/Yon ; schiste gris, Petit-Moulin-en-Thorigny
4	155B	CHAL	585	RYON	74.40	14.10	2.85	1.15	0.05	1.11	0.16	0.38	2.35	2.85	0.05	2.25	99.57	Groupe de La Roche/Yon ; schiste, W de Thibouef
5	163	CHAL	562	RYON	84.60	7.45	3.35	0.34	0.02	0.42	0.10	0.53	1.30	0.32	0.05	1.85	100.33	Groupe de La Roche/Yon ; quartzite, N de La Chataignerai-en-Bournezeau
6	241	CHAL	562	RYON	60.10	20.80	5.10	2.45	0.12	2.00	0.10	0.55	3.15	0.90	0.05	3.95	99.27	Groupe de La Roche/Yon ; schiste, N de La Metrière-en-Thorigny
7	241B	CHAL	562	RYON	58.90	23.40	4.40	1.65	0.08	1.50	0.13	0.22	4.50	1.00	0.05	3.95	99.78	Groupe de La Roche/Yon ; schiste, N de La Metrière-en-Thorigny
8	Y43	STUS	562	RYON	85.00	1.00	1.77		0.01	0.01	0.34	0.10	0.39	0.18	0.00	1.59	90.38	Groupe de La Roche/Yon ; phanite, La Metrière-en-Thorigny
9	V43	STUS	562	RYON	73.10	15.60	3.76		0.02	0.01	0.29	0.27	3.33	0.85	0.00	3.55	100.77	Groupe de La Roche/Yon ; quartzite Le Chateau, S de La Chaize
10	V85	STUS	562	STGI	57.40	23.60	4.85		0.04	0.90	0.48	0.71	3.04	0.95	0.00	4.82	99.79	Groupe de La Roche/Yon ; micaschiste à Staur/Andal, Les Pourdières, S Dompierre
11	Y81	STUS	562	STGI	64.30	17.55	5.50		0.06	1.42	0.14	0.70	3.74	0.80	0.00	5.19	99.40	"Saint-Gilles" ?? NW La Blaire, NE Dompierre s/Yon
12	V283	STUS	562	STGI	56.98	20.93	7.45		0.14	1.91	0.01	0.79	5.11	0.99	0.00	4.48	98.78	"Saint-Gilles" ??? schistes, L'Aubretière, N La Limouzinière
13	Y80	STUS	562	STGI	42.40	30.95	8.63		0.18	2.25	0.05	0.98	6.66	1.11	0.10	6.25	99.46	"Saint-Gilles" ??? schiste, La Boisière, NE Dompierre s/Yon
14	CF09	CHAL	562	STGI	73.20	12.60	3.80	0.34	0.04	1.15	0.33	2.20	2.15	0.61	0.10	2.83	99.45	"Saint-Gilles" tranchée SNCF de l'Angle
15	CF11	CHAL	562	STGI	64.60	17.70	5.25	0.60	0.09	1.90	0.19	0.51	4.70	0.82	0.11	4.20	100.26	"Saint-Gilles" tranchée SNCF de l'Angle
16	CF13	CHAL	562	STGI	61.60	18.50	5.15	0.74	0.09	2.35	0.47	3.55	2.30	0.81	0.08	4.20	99.84	"Saint-Gilles" tranchée SNCF de l'Angle
17	237	CHAL	562	STGI	70.40	14.80	4.00	0.74	0.05	0.83	0.13	2.05	3.25	0.68	0.06	2.75	99.74	"Saint-Gilles" NE Bournezeau
18	19	CHAL	562	POR	70.90	15.50	2.30	1.40	0.10	0.40	0.50	2.50	4.00	0.25	0.12	2.07	100.01	Porphyroïde rhyolitique ; La Limouzinière
19	Y44	STUS	562	POR	70.82	13.39	3.30		0.06	0.92	0.29	1.13	5.14	0.50	0.00	2.99	98.54	Porphyroïde, Les Chaumes, ESE La Limouzinière
20	V38a	STUS	562	POR	70.20	14.75	3.55		0.03	0.79	0.59	4.83	2.86	0.59	0.00	1.48	99.67	Porphyroïde, Limbretière, SW La Limouzinière
21	SSG1	CHAL	560	STGI	57.00	21.50	5.50	2.45	0.11	2.15	0.19	1.15	4.10	0.88	0.10	4.20	99.33	Facès schisteux à dominante sombre ; Saint-Gilles-Croix-de-Vie
22	SSG2	CHAL	560	STGI	72.60	13.00	2.70	1.00	0.05	1.55	0.33	2.85	2.10	0.61	0.14	2.85	99.78	Facès tuffacé ; Saint-Gilles-Croix-de-Vie
23	8204	CHAL	562	STGI	65.60	17.20	4.85	1.30	0.04	1.25	0.10	0.45	3.75	0.76	0.05	3.85	99.20	Schiste gris verdâtre ; N croisée de la Boule
24	8255	CHAL	586	STGI	61.70	19.20	3.90	2.70	0.12	1.90	0.41	1.15	3.35	0.84	0.15	3.85	99.27	Schiste verdâtre ; moulin de Reynard ; Saint-Vincent-Puymaufrais
25	8257	CHAL	562	STGI	63.10	17.10	6.20	2.20	0.06	2.30	0.21	0.79	3.50	0.74	0.07	3.10	99.37	Schiste grésos-tuffacé ; La Gauchère ; NE Bournezeau
26	8261	CHAL	562	STGI	58.40	21.40	5.05	3.10	0.18	1.85	0.18	0.20	4.50	0.83	0.06	4.33	100.08	Schiste gris ; La Cambaudière, N Bournezeau
27	3161	CHAL	562	STGI	51.80	24.60	5.90	2.90	0.07	2.10	0.17	1.10	4.50	1.05	0.10	4.65	98.94	Schistes gris ; N La Chataignerai-en-Bournezeau
28	3237	CHAL	562	STGI	58.20	20.70	5.15	2.05	0.06	2.20	0.17	0.27	5.40	0.85	0.13	4.30	98.48	Schiste ; S la Brunnière ; NE Bournezeau
29	CCF1	CHAL	562	STGI	73.30	11.80	3.85	0.96	0.04	1.15	0.14	1.85	1.95	0.80	0.05	3.40	99.29	Schiste gris verdâtre ; tranchée SNCF ; l'Angle
30	CCF4	CHAL	562	STGI	68.20	16.10	3.20	1.45	0.04	1.85	0.18	1.45	3.65	0.65	0.08	3.10	99.95	Schiste gris verdâtre ; tranchée SNCF ; l'Angle
31	CCF5	CHAL	562	STGI	53.30	25.40	5.30	2.70	0.11	2.25	0.10	2.20	5.30	1.20	0.06	4.75	100.67	Schiste gris verdâtre ; tranchée SNCF ; l'Angle
32	CCF6	CHAL	562	STGI	94.50	2.15	1.15	0.24	0.02	0.20	0.10	0.20	0.44	0.15	0.05	1.10	100.30	Schiste gris verdâtre ; tranchée SNCF ; l'Angle
33	CCF8	CHAL	562	STGI	48.00	26.70	7.40	1.30	0.06	2.00	0.10	0.35	6.35	1.15	0.11	5.90	99.42	Schiste gris verdâtre ; tranchée SNCF ; l'Angle

Origines : 1 à 7, 14 à 18 et 21 à 23 : M. Chalet (1985) ; 8 à 13, 19 et 20 : J.M. Stussi, inédit (fer exprimé en Fe2O3 total)

Les n° 21 et 22 sont des schistes de saint-Gilles prélevés dans la formation type, pour comparaison

Colonne CART : N° de la carte à 1/50 000

Colonne GR03 : Unité (CHAN = synclinorium de Chantonay ; RYON = groupe de La Roche-sur-Yon ; STGI = schistes de faciès "Saint-Gilles" ; POR = porphyroïdes)

Une telle succession reste toutefois hypothétique en l'absence de données cartographiques, structurales et paléontologiques plus précises.

Plusieurs découvertes paléontologiques ont été faites dans le groupe de La Roche-sur-Yon. Malheureusement les indications qu'elles donnent sont peu précises et ne permettent pas de datation, en général parce que les organismes sont trop abimés par le métamorphisme pour permettre une détermination spécifique. Les indices fossilifères sont les suivants :

- L'Embergère (Sud de La Chaize-le-Vicomte) dans l'ancienne ardoisière : empreinte de pélécy-pode attribuée au genre *Ctenodonta* par G. Mathieu (A. Brillanceau, 1962). L'attribution à l'Ordovicien moyen faite par les auteurs paraît abusive car le genre cité a une extension verticale beaucoup plus importante ; le débit ardoisier a vraisemblablement conduit les auteurs à une comparaison avec les schistes d'Angers datés du Llandeilien ;
- La Métrière-en-Thorigny, La Barre-en-Thorigny (M. Ters, inédit) : fantômes de radiolaires de grande taille dans les phtanites : Paléozoïque indéterminé ;
- le Bois au Duc (NE de La Limouzinière) : dans les phtanites, graptolithes indéterminés (M. Ters, inédit, in M. Chalet, 1985) ;
- Le Petit-Moulin-en-Thorigny (limite sud de la carte) : dans les phtanites, restes de chitinozoaires du genre *Ancyrochitina* ? (M. Chalet et al., 1983 ; M. Chalet, 1985). Age : Silurien à Dévonien inférieur.

ξ². Schistes et micaschistes albitiques (faciès "schistes de Saint-Gilles"). Métapélites et méta-grauwackes riches en clastes volcaniques acides. Dans la partie sud-est du synclinorium, les schistes ont été notés ainsi car ils contiennent des clastes feldspathiques, ce qui les différencie des schistes décrits plus haut. Les faciès comprennent :

- des schistes sombres, satinés, de composition pélitique ;
- des schistes finement lités, à alternances millimétrique à pluricentimétrique de lits quartzo-feldspathiques et de lits micacés.

Les clastes feldspathiques (feldspaths potassiques essentiellement) se présentent sous forme "d'yeux" dont la taille peut atteindre 1 cm ; ils sont soit dispersés dans certains lits, soit isolés dans une matrice pélitique.

A l'approche du complexe des Essarts, les schistes contiennent, en plus des clastes feldspathiques, des albites blastiques globuleuses d'origine métamorphique.

● **Phtanites et schistes graphiteux (ph) ; Grès quartzites (G).** Dans le secteur situé entre le granite de Bournezeau et le complexe des Essarts, quelques bandes de grès et de phtanites sont interstratifiées dans les schistes. Nous ne disposons pas de description détaillées de ces roches.

Données géochimiques. Les schistes à clastes feldspathiques se différencient par leur composition chimique des schistes du groupe de La Roche-sur-Yon (M. Chalet, 1985) : par rapport à ces derniers, ils possèdent, à teneur en alumine égale, une plus grande teneur en alcalins (figure 8). Par ailleurs, certains échantillons présentent des compositions voisines de celles des schistes albitiques de Saint-Gille-Croix-de-Vie, notamment ceux prélevés près du contact de l'orthogneiss dans la tranchée SNCF de l'Angle (figure 7).

SW

NE

0 5 10 m

→ sommet de la série

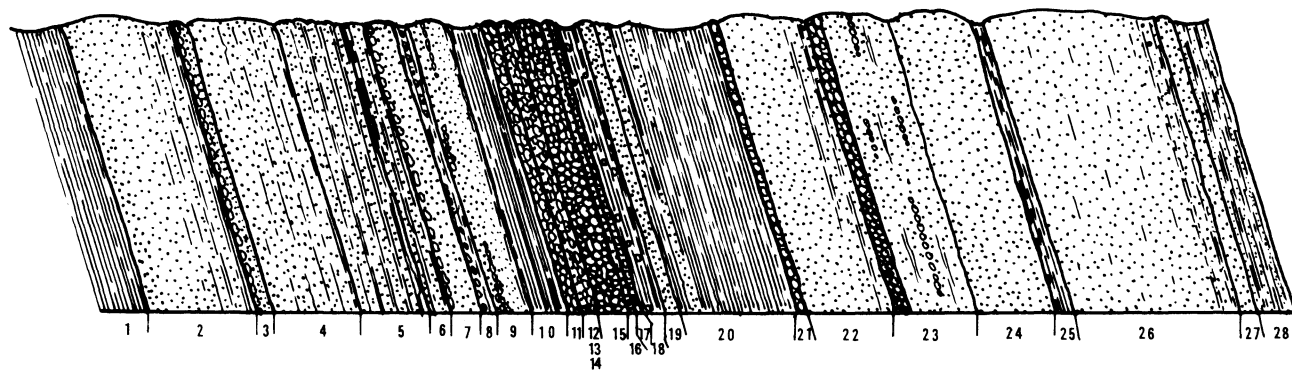


Fig. 2 - Coupe du grès armoricain au nord de Sainte-Cécile (x = 336,75; y = 2200,12)

- 1 (-3 m) - *Pélite gréseuse brune (sommet du Cambrien?)*
- 2 (8,00 m) - *Quartzarénite feldspathique passant vers le haut à des alternances décimétriques arénite/siltite puis siltite/argilite*
- 3 (1,00 m) - *Poudingue (épaisseur 0,25 m) constitué de galets de quartz dominant, avec phtanite et schiste rose, dans une matrice de grès grossier, puis grès seul alternant vers le haut avec des siltites et des argilites*
- 4 (6,40 m) - *Quartzarénite avec localement ciment séréciteux alternant avec argilites et siltites*
- 5 (5,00 m) - *Alternances décimétriques siltite/argilite*
- 6 (1,80 m) - *Alternances arénite/argilite*
- 7 (1,90 m) - *Petit niveau de poudingue (5 à 10 cm) surmonté de grès feldspathique puis de grès*
- 8 (0,95 m) - *Alternances pluridécimétriques pélite/rudite (galets de 0,5 à 1 cm dispersés dans une matrice plus fine)*
- 9 (2,85 m) - *Quartzarénite passant vers le haut à des siltites puis des schistes séréciteux dans lesquels s'intercalent de petites lentilles de poudingue à galets de schiste et de quartz*
- 10 (2,40 m) - *Pélite séréciteuse*
- 11 (0,80 m) - *Poudingue à galets de quartz avec quelques galets de schiste*
- 12 (0,20 m) - *Grès pélitique*
- 13 (0,20 m) - *Poudingue*
- 14 (0,70 m) - *Poudingue à matrice pélitique*
- 15 (1,90 m) - *Poudingue avec quelques passées pélitiques centimétriques*
- 16 (0,50 m) - *Grès grossier avec passées pélitiques*
- 17 (0,30 m) - *Poudingue*
- 18 (1,45 m) - *Pélite avec galets dispersés*
- 19 (1,15 m) - *Grès grossier avec passées graveleuses*
- 20 (8,00 m) - *Pélite séréciteuse avec passées gréseuses vers la base*
- 21 (0,20 m) - *Poudingue (0,15 m) surmonté d'un petit niveau pélitique*
- 22 (6,20 m) - *Grès grossier à passées graveleuses passant vers le haut à des alternances grès grossier/pélite gréseuse*
- 23 (5,30 m) - *Poudingue suivi de grès graveleux alternant avec quelques niveaux de poudingue et avec des passées centimétriques de pélite*
- 24 (5,75 m) - *Grès grossier graveleux*
- 25 (0,80 m) - *Pélite*
- 26 (11,50 m) - *Grès légèrement pélitique alternant vers le haut avec des pélites gréseuses*
- 27 (1,15 m) - *Grès graveleux très grossier*
- 28 (1,90 m) - *Alternances de pélite et de grès*

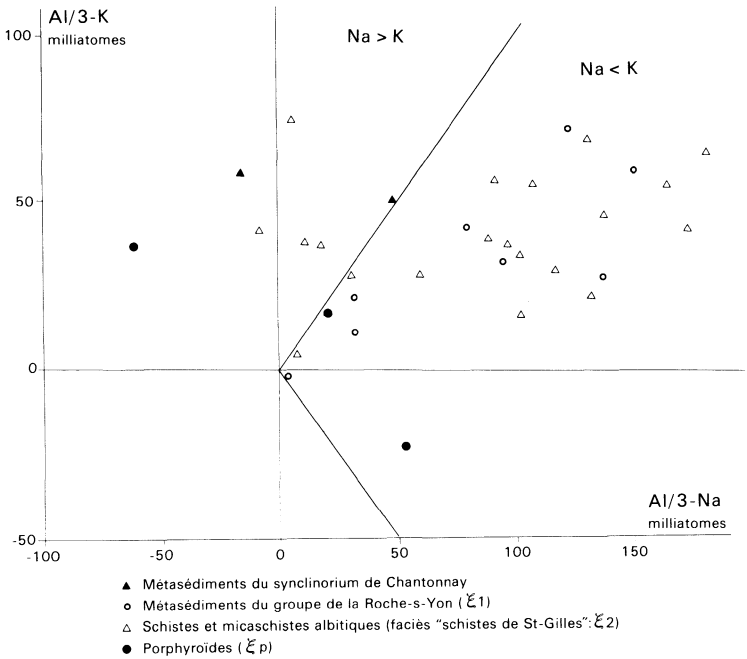
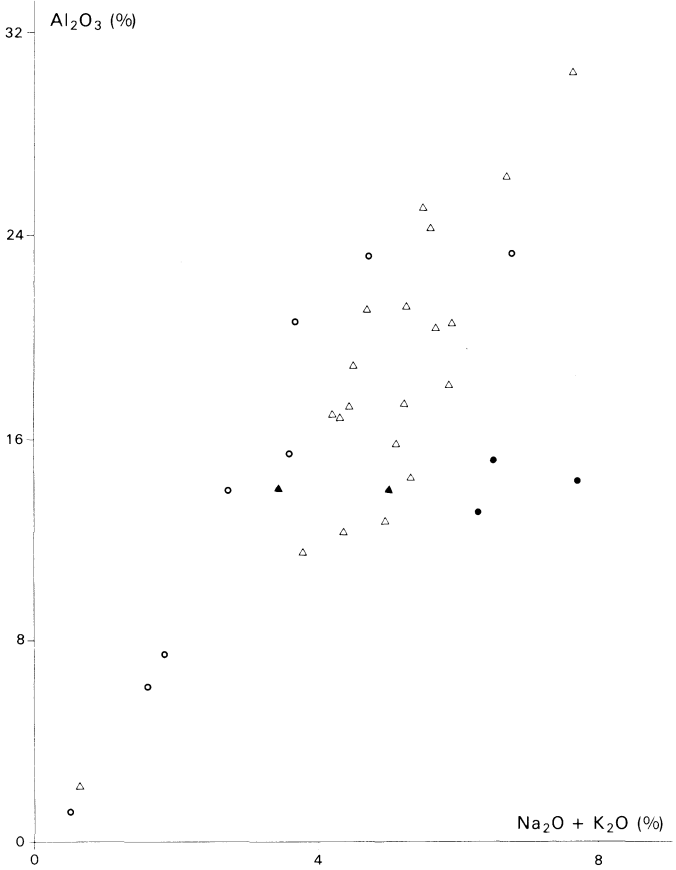


Fig. 7 - Diagramme Al/3-K/Al/3-Na pour les métasédiments et les porphyroïdes

Stratigraphie et éléments de datation. Les relations des schistes à clastes feldspathiques avec les schistes du groupe de La Roche-sur-Yon sont mal élucidées :

— au Sud du granite de Bournezeau, ils paraissent superposés aux schistes à bancs de grès et de phanites du groupe de La Roche-sur-Yon, et sous-jacents aux porphyroïdes. Dans ce secteur, ces schistes paraissent liés génétiquement et spatialement aux porphyroïdes dont ils semblent constituer un précurseur à caractère volcano-sédimentaire. Ces relations évoquent celles des schistes de Saint-Gilles avec les porphyroïdes de Vendée maritime ; sur la côte, toutefois, les schistes de Saint-Gilles sont superposés aux porphyroïdes, mais ils présentent localement des interstratifications avec celles-ci ;



**Fig. 8 - Diagramme $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$
pour les métasédiments et les porphyroïdes**

— entre le granite de Bournezeau et le complexe des Essarts, la position lithostratigraphique de ces schistes est plus confuse : M. Chalet (1985) rattache ces schistes au faciès Saint-Gilles. Toutefois l'absence de porphyroïde caractéristique ne permet pas de connaître en grand la polarité de la série. La limite, tracée en pointillés entre le granite de Bournezeau et l'orthogneiss, entre d'une part les schistes ξ^1 (schistes du groupe de La Roche-sur-Yon) au Nord-Ouest, et d'autre part les schistes ξ^2 (schistes à clastes feldspathiques, faciès "schistes de Saint-Gilles") au Sud-Est, est à considérer avec prudence ; elle peut signifier une limite lithostratigraphique tout aussi bien qu'une limite de faciès.

Les schistes à clastes feldspathique n'ont pas fourni d'élément de datation hormis des fantômes de radiolaires de grande taille observés par M. Ters dans des phanites à La Cambaudière (entre Fougeré et Saint-Hilaire-le-Vouhis).

ξp . **Complexe métavolcanique acide ("porphyroïdes") de La Limouzière et de Mareuil-sur-Lay. Métarhyolites ignimbritiques, méta-arkoses, métatufs.** Les porphyroïdes occupent, autour de La Limouzière, le coeur d'une synforme NW-SE qui s'élargit au Sud, sur la feuille Luçon, où ces roches recouvrent une large superficie.

Ce sont des roches foliées de teinte générale claire, verdâtre, grisâtre ou rosée. Elles sont caractérisées par la présence "d'yeux" de feldspath rose de taille millimétrique à centimétrique, moulés par la foliation de la matrice sériciteuse. A l'affleurement on observe de fréquentes veines d'exsudation quartzo-feldspathiques parallèles à la foliation.

L'étude microscopique montre des phénocristaux de feldspath potassique (et secondairement de plagioclase An₃₅) en voie d'albitisation et des phénocristaux de quartz subautomorphe gris bleuté à lacunes de cristallisation en "doigts de gant", dans une mésostase felsitique constituée de séricite, quartz et feldspath finement cristallisés. Les phénocristaux sont moulés et étirés dans la foliation, déterminant une linéation d'allongement.

Globalement cette roche est une rhyolite dont elle possède la composition.

M. Chalet (1985) distingue au sein des porphyroïdes un faciès plus fin à caractère volcano-sédimentaire (arkose), comprenant des clastes hétérométriques de quartz et de feldspath (100 μ à 5 mm) ; selon ce même auteur, les porphyroïdes possèderaient un caractère ignimbritique (présence de fiammes à structure axiolitique).

Données géochimiques. Les porphyroïdes sont des roches siliceuses (70 à 75 % environ) et alumineuses, elles sont caractérisées par de fortes variations de Na₂O et K₂O, amenant souvent un caractère hyposodique et hyperpotassique. Le déficit en Na₂O peut être attribué à une origine primaire magmatique et/ou tardi-magmatique (hydrothermalisme associé, entraînant la destruction phylliteuse du plagioclase), comme tendent à le suggérer des variations chimiques comparables observées dans des ensembles volcaniques plus récents (J.M. Stussi, com. pers.).

Les porphyroïdes sont habituellement interprétés comme provenant de la fusion de matériel crustal.

Éléments de datation. Une datation par la méthode U-Pb a été réalisée sur un lot de zircons provenant de trois échantillons de porphyroïdes de localités différentes de la carte voisine Luçon (M. Chalet, 1985).

La droite discordia obtenue définit un intercept à 405 ± 5 Ma, interprété comme l'âge de cristallisation du magma, soit la limite Silurien – Dévonien. Ce résultat est en accord avec une datation ancienne (Talbert et Vialette, 1972) effectuée par la méthode Rb-Sr sur roche totale, et qui donnait un âge (recalculé avec $\lambda = 1,42.10^{-11}$) de 409 ± 19 Ma.

Les porphyroïdes, ainsi probablement que les schistes à faciès "Saint-Gilles" qui leur sont associés, doivent donc être considérés comme d'âge fini-silurien à début du Dévonien.

Remarques structurales. Les porphyroïdes de la région de Thorigny – Mareuil, comme ceux de Vendée littorale, présentent une déformation planaire subhorizontale à laquelle est associée une forte linéation d'étirement est-ouest avec critères de cisaillement de l'Est vers l'Ouest. Cartographiquement, les contours de cette formation sont discordants par rapport à ceux de la série paléozoïque sous-jacente (groupe de La Roche-sur-Yon dans le cas présent). Ces faits ont amené plusieurs auteurs à envisager une allochtonie des porphyroïdes sur la série paléozoïque à phtanites. Toutefois cette hypothèse n'a jusqu'à présent pu être démontrée faute d'arguments de terrains décisifs.

Terrains non métamorphiques

h4-5. Carbonifère. Westphalien supérieur à Stéphalien. Le Carbonifère supérieur, non métamorphique, appartient au Sillon houiller de Vendée qui s'étend du lac de Grand-Lieu à Saint-Laurs, au Nord de Niort, où il s'ennoie sous le Jurassique du seuil du Poitou. Ce sillon forme une étroite lanière dont la largeur habituelle va de quelques dizaines à quelques centaines de mètres ; il jalonne un important accident tectonique tardi-hercynien qui a fait chevaucher le synclinorium de Chantonay sur le Houiller et le complexe des Essarts. Le Carbonifère de la feuille La Roche-sur-Yon appartient plus précisément à la terminaison nord-ouest du "bassin houiller de Chantonay", partie médiane du Sillon houiller. Il disparaît au Nord-Ouest du Fraigne, totalement laminé le long du chevauchement tardi-hercynien, et réapparaît sur la feuille Montaigu, aux environs de Chauché.

Des sédiments détritiques grossiers, poudingues, grès psammitiques et arkosiques brunâtres, constituent l'essentiel des dépôts qui comprennent aussi des intercalations de pélites charbonneuses et quelques veines de houille. Celle-ci fut exploitée au 19^{ème} siècle, à La Marzelle et au Fraigne. Les galets du conglomérat sont essentiellement formés de dragées de quartz, mais on y observe aussi des galets de schiste et de gneiss, particulièrement d'orthogneiss. En d'autres points du Sillon houiller, des galets de Houiller remanié, d'amphibolite et d'éclogite ont aussi été observés (Godard, 1981). Le Carbonifère remanie donc essentiellement des roches qui appartiennent au complexe des Essarts.

Des empreintes de macroflore fossile ont été recueillies dans les déblais du puits de La Marzelle par G. Mathieu (1936, 1937) qui a pu déterminer les espèces suivantes : *Alethopteris grandini*, *Callipteridium ovatum*, *Pecopteris integra*, *Pecopteris daubreei*, *Pecopteridium pteridium*. Cette flore, où les fougères de la famille des pécoptéridées dominent, indiquerait un âge Stéphanien. Par contre, l'ancienne mine du Temple, située à 6 km au Sud-Est sur la carte Chantonay, a livré une flore qui appartiendrait au Westphalien supérieur (Picquenard, 1920, 1923 ; Mathieu, 1936, 1937). On peut en déduire que le bassin houiller de Chantonay serait westphalien supérieur à stéphanien sans pouvoir en préciser davantage la stratigraphie. Enfin, une étude palynologique réalisée sur des échantillons provenant des déblais de la mine de La Marzelle n'a permis de rencontrer que des spores de *Crassispora* sp. (détermination D. Fauconnier).

Le contact entre le Carbonifère et le complexe des Essarts semble être une simple discordance sédimentaire. En effet, le Carbonifère remanie les roches du complexe des Essarts (cf. *supra*) et sa stratification est sub-parallèle au contact, lequel est ordinairement non faillé. L'ensemble fut tardivement redressé sous l'effet d'un basculement tectonique vers le Nord-Est. Ces faits ont pu être observés en dehors de la carte, notamment dans la tranchée de la déviation de la RN 137 à Chantonay (Wyns et *al.*, 1988) et dans la vallée de l'Issoire près de Vieilleville (Godard, 1981). Ce contact sédimentaire, rectiligne, peut être suivi avec peu de lacunes sur près de 120 km, de telle sorte que les sédiments houillers, principalement stéphanien, se seraient déposés sur une vaste surface déjà bien érodée ; les dépôts namuriens et westphaliens, toutefois, ont une extension plus restreinte, limitée aux bassins houillers de Vouvant et Chantonay.

Le contact entre le Carbonifère et le synclinorium de Chantonay est, au contraire, tectonique et jalonné par des roches cataclasées. Il s'agit d'une faille inverse, habituellement très redressée et à pendage vers le Nord-Est, qui a fait chevaucher le synclinorium de Chantonay sur le complexe des Essarts et sa couverture carbonifère. Ce chevauchement, postérieur aux dépôts stéphanien mais fossilisé par le Lias à l'Est des Essarts, est probablement fini-carbonifère. Il constitue une ligne de discontinuité lithologique et de fragilité tectonique qui a été réutilisée au Mésozoïque et au Cénozoïque par la faille d'effondrement du bassin jurassique (faille de Chantonay), de telle sorte que le Carbonifère est souvent en contact tectonique avec le Jurassique.

Conjointement ou postérieurement à ce chevauchement fini-stéphanien, la tectonique tardi-hercynienne fut responsable du basculement du Carbonifère dont la stratification, monoclinale, est fortement redressée, avec une direction voisine de celle du Sillon houiller. Son pendage est d'environ 75° vers le NE dans la région de Chantonay et d'une cinquantaine de degrés au NE en moyenne, sur les cartes Montaigu, Palluau et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (Godard, 1981). Sur la feuille La Roche-sur-Yon, d'après les relevés des travaux de 1828 (Fournel, 1836), le pendage serait au SW à La Marzelle ; au Fraigne, un pendage de 50° au SW a été ponctuellement observé mais pourrait être partiellement la conséquence d'un fauchage. Ainsi, la tectonique de serrage fini-stéphanienne qui, dans l'ensemble de la Vendée, a fait basculer le Houiller et son substratum vers le Nord-Est, les aurait peut être localement déversés, sur la carte La Roche-sur-Yon.

Roches intrusives

Les granites de la carte La Roche-sur-Yon se répartissent en deux familles appartenant toutes deux au *massif granitique de La Roche-sur-Yon* ; ce sont :

- des granites à deux micas (lobes de Bournezeau, Dompierre-sur-Yon, Belleville-sur-Vie) ;
- des granites à biotite - sillimanite (lobe situé au Sud de La Roche-sur-Yon).

Ce massif granitique a été étudié par J.M. Stussi (1976), à qui nous avons emprunté partiellement les descriptions et les contours des différents faciès.

Granites à deux micas. Ces granites de couleur grise, devenant beige à rosé à l'altération, constituent le massif de Bournezeau - La Chaize-le-Vicomte, et affleurent à l'Ouest de Dompierre-sur-Yon et autour de Belleville-sur-Vie. Ils se poursuivent largement sur la feuille voisine Le Poiré-sur-Vie.

On peut distinguer sur le terrain quatre principaux faciès.

γ^3 . **Granite à deux micas à grain fin.** Cette roche possède une structure équante et un grain millimétrique ; on l'observe autour de Belleville-sur-Vie où elle constitue un massif homogène, et d'autre part en injection sous forme de filonnets ou de bouffées plus ou moins importantes au sein des faciès décrits ci-après.

γ^3 . **Granite à deux micas à gros grain.** Ce faciès s'observe autour de Dompierre-sur-Yon et au Nord de Belleville-sur-Vie. La taille des grains est de l'ordre de 3 à 5 mm, assemblés en structure équante.

$\rho\gamma^3$. **Granite porphyroïde à deux micas.** Ce faciès, caractérisé par la présence de phénocristaux de feldspath potassique de taille centimétrique, est représenté notamment autour de Bournezeau ; sur le reste de ce massif ainsi que sur les rives de l'Yon au Sud de Dompierre, la structure porphyroïde tend à s'atténuer. La roche montre alors une structure grossièrement grenue, parsemée de phénocristaux de feldspath potassique plus ou moins abondants, automorphes, d'une taille à peu près double de celle des autres minéraux. Ces phénocristaux ne paraissent pas montrer d'orientation préférentielle.

Ce faciès réapparaît localement au Nord-Ouest de Dompierre-sur-Yon, à La Richerie (x = 314 ; y = 201). On le retrouve également dans les petits pointements de La Ferrière et des Cerisiers au Nord du massif de Bournezeau - La Chaize.

Dans le secteur de Bournezeau et dans celui de Dompierre, la biotite domine sur la muscovite.

$\rho\gamma^3$ t . **Granite porphyroïde à deux micas et tourmaline.** Dans la partie centrale du granite de Bournezeau - La Chaize, le granite porphyroïde se charge de tourmaline ; le mica dominant est la muscovite, qui généralement supplante totalement la biotite.

Aspect microscopique. En lame mince, les textures les plus fréquemment observées, quel que soit le faciès, sont les textures grenue et en cloison. Plus rarement on observe des textures protoclastiques et exceptionnellement protomylonitique à mylonitique.

La composition minéralogique montre une fréquente prédominance de la muscovite soit automorphe en plage de 1 à 4 mm, soit secondaire, résultant de l'altération des feldspaths ; elle se présente alors sous forme de séricite envahissant le feldspath ou remplissant les fissures. La biotite est automorphe, peu abondante, souvent absente (en particulier dans le granite à tourmaline), parfois chloritisée. Le quartz est soit globuleux, rassemblé en chapelets de petits cristaux, soit polycristallin, le plus souvent à extinction roulante, formant de grandes plages bien engrenées ; les deux formes ne sont pas exclusives l'une de l'autre. Le feldspath potassique dominant est l'orthose avec microcline subordonné, sauf dans le faciès à muscovite seule et tourmaline où le microcline est seul représenté. Le feldspath potassique est xénomorphe sauf dans le cas des phénocristaux. La macle Carlsbad est fréquente. La texture monzonitique avec inclusion des cristaux de plagioclase se rencontre parfois. Le plagioclase est subautomorphe, il contient généralement un coeur séricitisé formé d'oligoclase zoné, et un cortex d'albite fraîche. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, et surtout la tourmaline, qui caractérise le granite à muscovite dominante formant le coeur du granite de Bournezeau.

Selon J.M. Stussi (1976), la chronologie des événements minéraux est la suivante :

- 1 - Trame primitive de biotite, oligoclase zoné et séricitisé, orthose (?) et quartz (?).
- 2 - Deuxième génération de plagioclase $An_{8,4}$ en cortex et en cristaux isolés.
- 3 - Développement d'orthose puis de microcline (seul feldspath alcalin dans les granites à muscovite) ; antiperthitisation (favorisée par une microcataclase naissante précoce des plagioclases).
- 4 - Apparition de muscovite losangique.
- 5 - Quartz engrené à étiré (cristallisation sous contraintes rigides).
- 6 - Développement intergranulaire ou fissural d'albite + quartz \pm muscovite.
- 7 - Déstabilisation du microcline en quartz + muscovite + albite.
- 8 - Muscovitisation de la biotite (quelques reliques de chlorite).
- 9 - Tourmalinisation ultime qui se prolongerait par la kaolinitisation hydrothermale (Fougeré).

Les stades 2 à 5 amènent l'acquisition du faciès "granite à deux micas". Les quatre derniers stades installent une paragenèse de basse température typique des granites à muscovite et qui se développe en apex et aux épontes des granites à deux micas.

Données géochimiques (tableau 5). Sur le plan de la géochimie des éléments majeurs, le granite à deux micas se différencie peu du granite à biotite-sillimanite. On peut noter, selon l'augmentation de la proportion de muscovite par rapport à la biotite, une légère augmentation de SiO_2 (de 70 à 75 %), et une diminution de Fe_2O_3 total (de 2,4 à 0,8 %), de MgO

(0,7 à 0,05 %), de CaO (1,3 à 0,5 %), de TiO₂ (0,3 à 0,1 %), et de Al₂O₃ (15,2 à 14,7 %).

Données géochronologiques. Dans le cadre du lever de la carte, a été entreprise une datation radiochronologique des différents faciès granitiques par la méthode Rb - Sr.

Les premiers résultats (analyses BRGM) ont été obtenus sur une série de 9 échantillons de granite à deux micas provenant du massif de Bournezeau et de la région de Dompierre-sur-Yon (fig. 9). Ils fournissent une isochrome de qualité moyenne à 307 ± 19 Ma, avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0,7057 et un indice de déviation pondérée MSWD de 3,65.

Cet âge est conforme à celui de la plus grande partie des leucogranites sud-armoricains, et en particulier du granite de Mortagne-sur-Sèvre (313 ± 15 Ma ; B. Guineberteau, 1986).

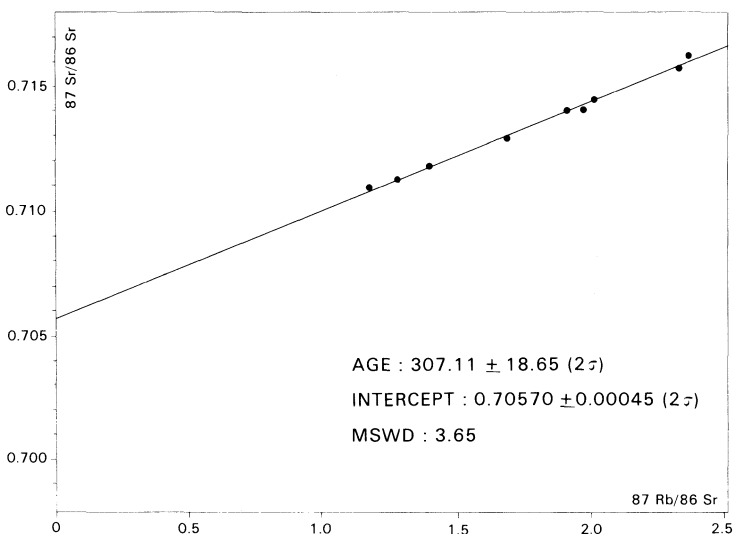


Fig. 9 - Granite de la Roche-s-Yon. Faciès porphyroïde à deux micas

TABLEAU 5 - ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DE LA ROCHE-SUR-YON

INDR	ECH	GEOL	GR03	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P. Feu	Total	
10	1S24D	WYNS	DIV	70.64	15.64	0.66	1.36	0.03	0.47	1.00	3.19	5.41	0.38	0.31	1.04	100.13	Carrière de La Gilbertière (Sud de Dompierre s/Yon)
11	1S24F	WYNS	DIV	73.12	14.63	0.27	0.79	0.03	0.20	0.55	3.55	4.73	0.13	0.20	0.79	98.99	"
12	1S24F	WYNS	DIV	73.62	14.50	0.32	0.79	0.03	0.20	0.61	4.12	3.95	0.09	0.13	0.65	99.01	"
13	1N6B	WYNS	2MIC	73.57	14.45	0.42	0.29	0.02	0.20	0.65	3.93	5.08	0.17	0.22	0.75	99.75	Le Petit Bourbon (Sud de Belleilles/Vie)
16	1466A	WYNS	BISI	70.88	14.77	0.29	1.50	0.04	0.43	1.38	3.42	4.67	0.35	0.19	0.87	98.79	Carrière des Coux (Sud de La Roche s/Yon)
17	1466B	WYNS	BISI	66.22	16.14	0.47	3.30	0.07	1.48	2.20	2.86	4.35	0.81	0.42	1.05	99.37	"
18	1466C	WYNS	BISI	71.88	15.30	0.32	1.58	0.03	0.49	1.22	3.49	4.55	0.35	0.21	0.59	100.01	"
19	1467	WYNS	BISI	69.16	15.35	0.88	1.76	0.04	0.84	1.79	3.25	4.71	0.57	0.28	0.88	99.51	Le Cerisier (Sud du Bourg-sous-La Roche)
20	1468	WYNS	BISI	71.68	14.77	0.53	1.19	0.03	0.41	0.95	3.87	4.18	0.34	0.17	0.86	98.98	La Réveillère (SE La Roche s/Yon)
21	1469	WYNS	BISI	67.90	16.00	0.57	2.48	0.05	1.01	2.45	3.56	4.09	0.68	0.31	0.67	99.77	Le Moulin Neuf (S La Roche s/Yon)
26	8S12	WYNS	2MIC	72.41	15.93	0.51	0.86	0.03	0.37	0.75	3.13	5.05	0.24	0.31	1.15	100.74	Les Salines (SE Bournezeau)
27	8S8A	WYNS	DIV	73.95	14.89	0.41	0.54	0.03	0.20	0.61	3.64	4.28	0.08	0.16	0.73	99.52	L'Esrière (SE Bournezeau)
28	8S8B	WYNS	2MIC	71.24	15.88	0.50	1.50	0.03	0.52	0.91	3.10	4.95	0.32	0.28	1.05	100.28	"
29	7S41A	WYNS	2MIC	71.52	15.21	0.43	1.40	0.05	0.44	0.97	3.43	4.77	0.26	0.27	0.69	99.44	Le Pont crotté (SW Bournezeau)
30	7S41B	WYNS	DIV	74.45	14.87	0.29	0.50	0.05	0.20	0.35	4.06	3.75	0.05	0.15	0.90	99.62	"
31	7S54	WYNS	2MIC	74.24	14.20	0.74	1.18	0.03	0.50	0.57	2.91	4.31	0.29	0.26	1.23	100.46	La Brejonnière (SW Bournezeau)
32	6N7	WYNS	2MIC	71.79	15.99	0.73	0.97	0.04	0.38	0.75	3.57	4.38	0.22	0.26	0.98	100.07	La Gouelle (NW La Chaize)
33	1S24A	WYNS	2MIC	71.11	15.06	0.46	1.36	0.04	0.50	0.85	3.08	5.09	0.27	0.26	1.23	99.32	Carrière de La Gilbertière (Sud de Dompierre s/Yon)
34	1S24B	WYNS	DIV	71.05	15.23	0.61	1.58	0.03	0.63	1.19	2.77	5.19	0.45	0.25	0.87	99.85	"
35	1S24C	WYNS	2MIC	70.76	15.67	0.55	1.65	0.06	0.54	1.08	3.35	4.74	0.32	0.30	0.79	99.81	"
36	1S11	WYNS	2MIC	72.30	14.89	0.44	1.26	0.03	0.36	0.63	3.34	4.53	0.26	0.27	1.07	99.38	La Haute Thermelière (Sud de Dompierre s/Yon)
37	1S25	WYNS	DIV	74.71	14.60	0.36	0.32	0.02	0.20	0.57	3.75	4.03	0.07	0.13	0.73	99.49	La Berthelière (Sud de Dompierre s/Yon)
38	1N6A	WYNS	2MIC	72.22	15.09	0.78	0.68	0.02	0.34	0.70	3.18	4.77	0.23	0.24	1.06	99.31	Le Petit Bourbon (Sud de Belleville s/Vie)
48	675	STUS	BISI	70.00	15.30	1.78		0.05	0.54	1.68	3.66	4.61	0.37		0.85	98.84	Carrière des Coux (Sud de La Roche s/Yon)
49	675A	STUS	BISI	72.90	14.60	0.98		0.02	0.19	1.17	3.28	4.75	0.24		2.09	100.22	Carrière des Coux (Sud de La Roche s/Yon)
50	676	STUS	BISI	73.33	14.10	0.74		0.03	0.10	0.94	3.81	4.75	0.10		0.89	98.79	500 m au N du Fougeré (Sud de La Roche s/Yon)
51	36	STUS	DIV	69.70	15.60	2.85		0.02	0.74	0.39	3.18	5.20	0.61		1.89	100.18	La Bougrière (SE de La Roche s/Yon)
52	138	STUS	2MIC	70.80	14.25	1.49		0.04	0.50	0.79	3.73	5.70	0.22		0.90	98.42	La Brejonnière (SE Bournezeau)
53	658	STUS	2MIC	71.40	15.60	1.72		0.04	0.39	0.88	3.44	5.07	0.21		1.45	100.20	Les Salines (SE Bournezeau)
54	652	STUS	2MIC	71.40	14.90	2.71		0.04	0.54	0.98	3.55	4.68	0.27		1.31	100.38	La Chaize
55	653	STUS	2MIC	75.10	14.10	0.84		0.02	0.00	0.39	3.96	4.06	0.07		0.93	99.47	La Tuile (SE de La Chaize)
56	19	STUS	2MIC	73.50	14.85	0.30		0.02	0.00	0.49	4.02	4.45	0.03		1.01	98.67	Fougeré
57	79	STUS	2MIC	70.60	14.80	1.98		0.03	0.59	0.89	3.28	5.29	0.39		1.19	99.04	Carrière de La Gilbertière (Sud de Dompierre s/Yon)
58	644	STUS	2MIC	71.90	14.80	1.48		0.02	0.44	0.98	3.35	4.73	0.20		1.46	99.36	La Berthelière (SSE Dompierre s/Yon)

Origines : 10 à 38 : analyses BRGM

48 à 58 : J.M. Stussi , inédit (fer exprimé en Fe₂O₃ total)

Colonne GR03 : "2MIC" : granite à deux micas

"BISI" : granite à biotite - sillimanite

"DIV" : faciès divers filoniens ou enclavés ; n° 10 (1S24D) : cornéenne en voie d'assimilation

Y³
S³. **Granite à biotite-sillimanite.** Ce faciès affleure dans l'angle sud-ouest de la feuille et se poursuit au Sud sur la feuille Luçon et à l'Ouest sur la feuille Le Poiré-sur-Vie. Ce granite a une couleur gris clair devenant beige à l'altération.

La structure est souvent orientée selon une direction WNW-ESE sub-verticale ; la texture est grenue fine (0,5 à 3 mm). De très nombreuses enclaves, de toutes tailles (métrique à kilométrique), de micaschistes et gneiss encaissants se rencontrent à l'intérieur du massif. Les veines ou loupes de pegmatites sont également assez fréquentes.

Aspect microscopique. La texture est grenue hétérogranulaire.

Le quartz est mono ou polycristallin et corrode fréquemment les autres minéraux.

Les feldspaths potassiques (orthose et microcline subordonné) sont xénomorphes, sauf les phénocristaux, subautomorphes ; ils sont fréquemment séricitisés. La texture monzonitique est assez fréquente dans les pegmatites ainsi que les textures graphiques.

Les plagioclases sont xénomorphes, presque toujours séricitisés et souvent corrodés par les feldspaths potassiques et le quartz.

La biotite et la muscovite sont présentes habituellement en proportions voisines, mais l'un de ces deux micas peut être absent ; la biotite est fréquemment orientée, tandis que la muscovite est tardive et résulterait de l'altération de la sillimanite.

La sillimanite est toujours associée à la biotite et/ou à la muscovite. Elle est fibreuse ou aciculaire.

Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le zircon, quelques rares tourmalines.

Données géochimiques (cf. tableau 5). Les caractères chimiques des granites à biotite – sillimanite sont très voisins de ceux des granites à deux micas. On peut noter (J.M. Stussi, 1978) :

– une dispersion notable de CaO, Na₂O, K₂O et SiO₂ ; les fluctuations de CaO et Na₂O reflètent les variations de la composition du plagioclase ; le caractère potassique est dans l'ensemble marqué (4,5 - 5,5 %) sauf dans les termes les plus sodiques ;

– une dispersion importante des teneurs en Fe₂O₃ total, MgO et TiO₂, expression des variations considérables de la fraction biotitique ;

– la présence de sillimanite ne semble pas influencer la proportion d'alumine.

Données géochronologiques. Dix échantillons de granite à biotite – sillimanite ont fait l'objet d'une étude isotopique Rb-Sr.

Les points analytiques présentent un mauvais alignement (erreur-chrone) indiquant un âge de 367 ± 15 Ma, avec un rapport initial de 0,7054 et un mauvais indice de déviations pondérées (MSWD = 13).

● **Enclaves de gneiss** (ζ - ζs). Le granite à biotite – sillimanite contient de nombreuses enclaves de gneiss de dimensions variées (métriques à kilométriques). Ce sont des gneiss plagioclasiques à minéraux, ainsi que des gneiss à orthose – sillimanite ; leur composition est celle de pélites ; on y observe des lambeaux de quartzite graphiteux, ce qui permet de rattacher

ces enclaves aux métapélites du groupe de La Roche-sur-Yon qui constituent l'encaissant du granite. Les contours des enclaves ont tendance à épouser l'orientation du granite (N 100).

Ces enclaves constituent peut-être des éléments en place de l'encaissant au toit du granite.

● **Panneau de granite à biotite.** En bordure sud-est du granite à biotite – sillimanite existe un pointement de granite à biotite à grain fin (La Vergue, limite sud de la carte) que J.M. Stussi (1976) considère comme "enclavé ou intrusif". Ses relations avec le granite à biotite – sillimanite n'ont pu être éclaircies faute d'affleurements. Une analyse chimique de ce granite est donnée sur la tableau 5.

Les relations du granite de La Roche-sur-Yon avec son encaissant métamorphique sont décrits dans le chapitre "métamorphisme et déformation ductile".

αγ. **Aplite.** Quelques filons d'aplite ont été notés (Sud-Est de Bournezeau, Nord-Est de Fougeré). Ils sont liés à la fin de la mise en place du granite de Bournezeau.

Q. **Quartz.** Quelques filons de quartz, d'orientations variées, ont été figurés en divers endroits de la carte. Le plus important est situé dans le complexe des Essarts, entre Saint-Martin-des-Noyers et Sainte-Cécile. Orienté N 140, il forme une crête topographique de 2 km de long au sein des gneiss feuilletés. Il est constitué de quartz concrétionné à micro-géodes, souvent teinté par des hydroxydes.

COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE

Formations secondaires

11. **Hettangien. Argiles vertes et rouges de base.** L'Hettangien débute par un niveau d'argiles rouge brique de 10 à 15 mètres d'épaisseur. Au-dessus viennent 8 à 10 mètres d'argiles vertes dans lesquelles s'intercalent quelques bancs de dolomie.

12. **Hettangien. Calcaires jaune-brun dolomitiques.** Les calcaires jaune-brun (calcaires jaune nankin) superposés aux argiles vertes ont une épaisseur de 8 à 10 mètres. Ils sont plus ou moins décalcifiés et dolomitisés, se transformant parfois en cargneules. Certains lambeaux de calcaires dolomitiques situés dans le Sud-Est de la feuille (notamment au lieu-dit Les Bernes) renferment des éléments de quartz, non roulés, dont le diamètre varie entre 0,5 et 2 cm.

L'ensemble de la formation se termine par des bancs de calcaires blancs, oolithiques qui correspondent à l'Hettangien supérieur et peut-être à une partie du Sinémurien.

15-6. **Carixien et Domérien indifférenciés.** Le **Carixien** débute en général par 0,60 m de calcaire gréseux plus ou moins conglomératique qui ravine le Lias inférieur. Toutefois ce niveau à éléments de quartz semble

beaucoup moins développé, voire absent, sur la feuille La Roche-sur-Yon que sur sa voisine Chantonnay. Seules quelques dalles à grains de quartz ont été observées à l'Ouest de Sainte-Cécile ($x = 335,05$; $y = 2199,85$). A La Lande ($x = 336,55$; $y = 2196,40$) dans une ancienne carrière, le faciès à oolithes ferrugineuses, qui sur la feuille à 1/50 000 Chantonnay nous avait fourni *Acanthoceras maugenesti* et *Lobothyris punctata*, repose directement sur des calcaires bruns (Hettangien supérieur ou Sinémurien) dont le sommet est bioturbé et très oxydé. En lame mince, ce faciès oolithique a montré des fragments de lamellibranches, échinodermes, spicules, ostracodes et d'assez fréquents petits foraminifères* essentiellement nodosariidés (*Lingulina*, *Lenticula*, *Nodosaria*...) et de très rares ophthalmidiidés. Au-dessus des calcaires oolithiques on pouvait observer sur 1,50 m une alternance de calcaire marneux gris bleuté et de marnes riches en rostres de bélemnites. Ce niveau a livré *Aegoceras capricornu*. A Saint-Vincent-Sterlanges, G. Dubar et J. Gabilly (1964) ont retrouvé, malgré quelques remaniements, les fossiles des principales zones du Carixien : Jamesoni, Ibex, Davoei.

L'épaisseur du Carixien peut être estimée à 2 ou 3 mètres.

Le **Domérien inférieur** est constitué d'une alternance de calcaires marneux et de marnes, épaisse de 2 à 3 mètres, qui nous ont fourni quelques rares *Protogrammoceras* et *Amaltheus stokesi***.

Le **Domérien supérieur**, visible sur 4 à 5 m au Sud de Saint-Vincent-Sterlang, dans des anciennes exploitations, montre une série de bancs ondulés, de calcaire roux, beaucoup plus blanc lorsque la cassure est fraîche. Ce calcaire, bioclastique, est riche en gryphées, pectens et rostres de bélemnites. Vers le sommet de la carrière on voit apparaître de nombreuses chailles dont le coeur est noirâtre alors que le cortex, blanchâtre, atteint souvent le centimètre. Seuls, quelques *Pleuroceras gr. spinatum* ont été récoltés.

L'épaisseur du Domérien est de l'ordre de 7 à 8 mètres.

17-10. **Toarcien - Aalénien**. Le **Toarcien** est représenté à la base par les schistes-cartons qui ont été observés sur la feuille voisine Chantonnay, dans la fouille de l'usine Fleury-Michon. Ils furent également reconnus dans certains forages de reconnaissance (4-12, 8-7...) où leur épaisseur ne dépasse pas 3 mètres. Au-dessus viennent des marnes noires dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires. Le sommet du Toarcien est marqué par des perturbations de la sédimentation qui se traduisent par la présence de nodules et de fossiles phosphatés et par place par des oolithes ferrugineuses : La Cambronnerie ($x = 331,15$; $y = 2201,85$).

La faune du Toarcien, très abondante, nous a fourni en champs : *Harpoceras falciferum*, *Hildoceras cf. tehysi*, *Hildoceras cf. crassum*, *Hildoceras sp.*, *Pseudogrammoceras fallaciosum***.

Le niveau à oolithes ferrugineuses de La Cambronnerie a livré : *Dumortieria sp.*, *Gruneria sp.*, *Pseudogrammoceras cf. fallaciosum*, *Pseudogrammoceras sp.****.

L'épaisseur totale du Toarcien peut être estimée entre 10 et 13 mètres.

* Détermination P. Andreieff

** Détermination A. Lefavrais

*** Détermination J. Gabilly

L'**Aalénien** est signalé à Saint-Vincent-Sterlanges où il est très réduit (40 cm) mais entièrement représenté (J. Gabilly, 1976). Il se traduit par un banc calcaire surmonté par un niveau marneux au-dessus duquel repose un ensemble de nodules et galets calcaires et d'oolithes ferrugineuses emballés dans une matrice marno-calcaire. Des faunes des zones à *Opalinum* et *Bradfordensis* ont été récoltées.

j1-2. **Bajocien et Bathonien indifférenciés.** Ces deux formations affleurent très peu sur la feuille par suite de l'important recouvrement Plio-Quaternaire, et il n'est pas certain que le Bathonien y soit visible.

Le **Bajocien inférieur**, épais de 2,50 m, est constitué par un calcaire grisâtre avec des intercalations marneuses. Il est bien repérable car encadré par deux niveaux-repères : l'oolithe ferrugineuse à la base, le "banc pourri" au sommet. Ce banc pourri, situé à la base du Bajocien supérieur, forme une véritable thanatocénose (surtout ammonites et bélemnites) de quelques centimètres d'épaisseur. Aux fossiles sont associés des nodules phosphatés* ainsi que des galets de calcaire. L'ensemble se trouve cimenté dans une matrice calcaire. Les ammonites, très abondantes et très variées, sont assez mal conservées, plus ou moins tronçonnées, et pas toujours déterminables spécifiquement. Nous y avons recueilli : *Parkinsonia*, *Garantiana*, *Cadomites*, *Chondroceras*, *Spiroceras*, *Otoites*, *Sphaeroceras***.

Le **Bajocien supérieur** est constitué d'une vingtaine de mètres de calcaires blanchâtres piquetés de taches millimétriques ocrés. Il est très peu fossilifère.

Le **Bathonien** se trouve tout ou partie recouvert par des formations plio-quaternaires. Reconnu en sondage (8-7) il est représenté par une douzaine de mètres de calcaires peu différents de ceux du Bajocien. Ils sont toutefois plus crayeux et plus marneux. Sur la feuille à 1/50 000 Chantonay, les ammonites, toutes récoltées en champs, étaient assez nombreuses : *Prohctioceras*, *Oxycerites*, *Wagnericeras*, *Procerites schloenbachi*, *Gonalkites***.

j3. **Callovien. Marnes et calcaires.** L'unique affleurement se rapportant au Callovien est situé au Sud de La Marzelle où subsiste une ancienne carrière. Il est constitué d'une alternance de marnes et de calcaires visible dans de mauvaises conditions, sur 2 à 3 m.

Nous y avons récolté quelques ammonites*** dont : *Homeoplanulites* sp., *Subgrossouvria recuperoi*, *Paralcidia prahecuensis*, *Indosphinctes choffati*, *Grossouvria* sp., *Bomburites* cf. *bombur*, *Bullatimorphites bullatus*, appartenant au Callovien inférieur.

Formation tertiaire

P. **Pliocène ou Eocène. Sables et graviers roulés quartzeux.** A l'Est des Essarts sont conservés tantôt sur le Lias, tantôt sur le socle, des formations détritiques azoïques comprenant des sables grossiers et des graviers roulés quartzeux de teinte ocre. On observe une stratification fruste, parfois oblique. L'épaisseur maximale est comprise entre 7 et 10 mètres.

* 7 à 12 % de P_2O_5 dans l'analyse des nodules

** Détermination J. Gabilly

*** Détermination E. Cariou

Cette formation, probablement fluvio-continentale, repose sur une surface d'érosion assez plane, d'altitude voisine de 90 m, recoupant en biseau le Jurassique. Selon la direction NW-SE, cette surface présente une pente moyenne de 2 m/km vers le NW ; selon la direction NE-SW, elle est inclinée de 3 à 5 m/km vers le SW, mais semble interrompue par la branche sud de la faille de Chantonay, au-delà de laquelle les replats situés entre 95 et 100 m d'altitude (Le Plessis-Cosson) sont dépourvus de sédiments sableux.

Sur le reste de la feuille, on retrouve des placages de sables et graviers sur le sommet des plateaux, à des altitudes comprises entre +95 m et +105 m.

Cette formation azoïque est classiquement rattachée au Pliocène comme l'ensemble des "Sables rouges" d'Anjou et de Bretagne. Toutefois cette attribution reste fragile et peu argumentée, en l'absence de datation ou d'encadrement stratigraphique. Sa répartition en position culminante sur une surface d'érosion d'altitude voisine de 100 m, attribuable à l'Éocène *s.l.*, pourrait constituer un indice d'un âge éocène.

Formations superficielles

F. "Chapeau de fer" associé à des minéralisations stratiformes du socle : croûte ferrugineuse d'épaisseur métrique à plurimétrique formée d'oxydes de fer. Entre La Ferrière, Dompierre-sur-Yon et l'aérodrome de La Roche-sur-Yon ont été cartographiées des cuirasses ferrugineuses ; elles se présentent en grosses dalles de 0,5 à 2 m d'épaisseur et contiennent environ 80 % d'oxydes de fer.

Situées près du sommet de plateau vers +85 à +90 m d'altitude, elles sont assimilables à des cuirasses latéritiques localisées dont l'âge est vraisemblablement éocène ; la disposition en chapelet de ces cuirasses, en association avec les bandes de grès et de phtanite appartenant au groupe de La Roche-sur-Yon, suggère que leur présence est liée à des minéralisations stratiformes du socle. Toutefois les analyses de géochimie en sol réalisées dans le cadre de l'inventaire minier ne font ressortir aucune anomalie géochimique en métaux de base à l'emplacement de ces cuirasses. Il pourrait s'agir simplement d'une forte imprégnation en pyrite de certains niveaux réducteurs (phtanites).

Ces cuirasses ont été exploitées depuis l'Antiquité et jusqu'au début du 20^{ème} siècle comme minerai de fer (cf. "substances minérales").

Formations complexes des plateaux et des versants

B. Formations complexes des plateaux et des versants indifférenciées. Limons, altérites en place ou déplacées, colluvions de pente. L'appellation "formations complexes des plateaux et des versants" regroupe essentiellement des altérites, en place ou déplacées, auxquelles se mêlent en proportions variables des formations sédimentaires résiduelles et des limons éoliens.

L'altération des roches est principalement d'origine climatique. Elle s'est produite chaque fois que celles-ci sont restées émergées pendant une période suffisamment longue au cours d'un épisode climatique de type

tropical humide. Au cours de ces périodes, l'altération progresse du haut vers le bas à partir de la surface du sol, qui généralement correspond à une surface d'érosion continentale relativement plane.

Sur la carte, les plateaux recouverts d'altérites correspondent à des reliques plus ou moins bien préservées de ces surfaces d'érosion anciennes. Les roches du socle y sont intensément argilisées, la roche-mère n'est généralement pas identifiable avant plusieurs mètres de profondeur ; seuls y subsistent des blocs de quartz ou de quartzite ayant résisté à l'altération, dans une matrice argileuse contenant une proportion variable de quartz et de mica blanc. L'épaisseur de la tranche argilisée, sous la surface des plateaux, peut atteindre 5 à 10 mètres.

A partir du sommet des plateaux, les altérites nourrissent par solifluxion et ruissellement, les colluvions de pente. Le passage de l'un à l'autre est insensible, c'est pourquoi il n'est pas possible de tracer de limite nette entre les deux formations.

B-C. Colluvions de pente, éboulis. Alimentées principalement par les altérites et les formations résiduelles du sommet des plateaux, les colluvions sont constituées d'argiles, limons, graviers, fragments schisteux et quartzeux, et sont grossièrement stratifiées. Leur mise en place, d'origine gravitaire, s'est faite surtout par ruissellement et solifluxion. Localement, au pied du filon de quartz situé au Sud-Ouest de Sainte-Cécile, les colluvions sont riches en blocs de quartz filonien et ont un caractère d'éboulis.

Les colluvions présentent une épaisseur métrique à plurimétrique et reposent sur un substratum d'autant plus sain que l'on descend vers les vallées.

BLP. Formation des sommets de plateaux à dominante de limons et de cailloutis résiduels. Limons éoliens, cailloutis plus ou moins usés, quartz éluvial. Cette formation occupe les parties conservées de l'ancienne surface d'érosion constituant l'essentiel du territoire de la carte : il s'agit d'une formation résiduelle, peu épaisse (≤ 1 m), constituée en proportions variables d'altérites argileuses, de cailloutis et blocs de quartz résiduels, souvent rougis par l'altération et éolisés, auxquels peuvent se mêler des éléments résiduels (sables, graviers roulés, galets,...) provenant des formations sédimentaires qui reposaient sur l'ancienne surface d'érosion, ainsi que des limons éoliens. L'ensemble a souvent été brassé mécaniquement au Quaternaire par différents agents (cryoturbation, bioturbation, agriculture).

BRp. Pliocène (ou Eocène) résiduel mélangé aux limons et altérites. Lorsque la formation du sommet des plateaux était particulièrement riche en sables et graviers roulés résiduels assimilables au Pliocène (ou Eocène), celle-ci a été distinguée par une surcharge (points orange). Bien qu'il ne s'agisse pas de formation sédimentaire en place, ces formations résiduelles indiquent l'extension de l'ancienne couverture sablo-graveleuse ayant recouvert la surface des plateaux.

CRp. Colluvions de pente alimentées en partie par les sables et graviers pliocènes (ou éocènes). Ces colluvions à dominante sableuse ont été distinguées par une surcharge (points orange) des autres colluvions. Elles sont situées principalement au pied des buttes sableuses de la région des Essarts.

N.B. La surcharge de points orange a été omise involontairement, lors de l'impression, sur le "B" située en lisière nord-est de la butte de Pliocène des Essarts, ainsi que plus à l'Est autour de la butte de La Commanderie.

A. Altérites de schistes, d'amphibolite ou de gneiss. Argiles plus ou moins riches en quartz et en micas. Les altérites *sensu stricto* correspondent à la partie non déplacée des profils d'altération (cf. B : formations complexes des plateaux et des versants indifférenciées).

Les altérites de schistes sont représentées par des argiles brunes, ocres ou rouge violacé, décolorées en blanchâtre vers le haut des profils lorsque ceux-ci ne sont pas trop tronqués ; elles contiennent des éléments insolubles restés en place tels que quartz filonien ou d'exsudation, bancs de quartzite, etc. La structure schisteuse de la roche-mère est généralement bien reconnaissable bien que la roche soit meuble, sauf dans la partie sommitale des profils où cette structure est détruite. Les altérites de schistes sont souvent finement sériciteuses et silteuses, reflétant la composition originelle de la roche-mère.

Les altérites de gneiss feuilletés, de couleur ocre, sont argilo-micacées.

Les amphibolites donnent des altérites argileuses de couleur brun rougeâtre très caractéristique qui facilite d'ailleurs le repérage de cette formation sur le terrain.

Les orthogneiss, et dans une moindre mesure les porphyroïdes, peuvent donner des altérites riches en gros grains de quartz (aspect d'arène granitique).

Enfin, les écolites, les quartzites et les phanites s'altèrent difficilement.

A γ. Altérites de granites. Arènes granitiques. L'arénisation est particulièrement bien développées sur le granite de Bournezeau - La Chaize-le-Vicomte, où pratiquement tous les interfluves sont recouverts d'un manteau d'arène épais de 2 à 4 m ; localement cette épaisseur est beaucoup plus importante, en raison sans doute des altérations pénétrantes guidées par la fracturation : 13 m, 22 m et 28 m aux sondages de La Poupardière (562-8-3 à 9) à Bournezeau.

Sur le granite à sillimanite, les arènes ont une extension plus faible, mais les épaisseurs sont du même ordre et présentent les mêmes variations (25 m au forage 562-5-3 dans la zone industrielle sud de La Roche-sur-Yon).

F. Alluvions anciennes indifférenciées (résiduelles dans une large mesure). Galets et graviers siliceux. Dans la vallée du Petit-Lay, les alluvions anciennes sont représentées en amont de la faille de Chantonay, dans la zone d'engorgement du cours de la rivière précédant la traversée en cluse du complexe des Essarts. Ce sont des cailloutis quartzeux et gréseux, résiduels, situés sur des replats ou des glacis dominant le cours du Lay de 5 ou 10 mètres.

En aval, le surcreusement de la cluse n'a pas été propice au dépôt et à la conservation de telles alluvions. Aux environs de l'Angle, des témoins d'une haute terrasse ont toutefois été conservés au coeur des méandres les plus accusés ; ils dominent le cours de la rivière d'environ 25 m et correspondent à une étape dans le creusement de la cluse. Les dépôts qu'on y observe sont résiduels et méritent à peine le nom d'alluvions : il

s'agit de nombreux graviers et blocs de quartz, anguleux et non usés, emballés dans un sable grossier et hétérogranulaire ; quelques dragées de quartz roulées proviendraient d'un remaniement de cailloutis pliocènes.

Plus au Sud, dans le coin sud-est de la feuille, à l'Oiselière, il existe des alluvions à 10 mètres environ au-dessus du Petit-Lay. Welsch (1907) avait pu les observer dans une sablière aujourd'hui disparue : "le sable se montre sur une épaisseur de 3 à 4 mètres. A la partie supérieure, on voit du sable rouge bien stratifié en zones horizontales avec des quartz peu arrondis mais bien usés sur les angles ; à la partie inférieure, le sable est plus fin avec stratification torrentielle et il renferme des fragments de schistes". Ces alluvions appartiennent à un système de basse terrasse que l'on rencontre en aval du confluent des deux Lay, sur la feuille Luçon.

Enfin, au Nord de La Roche-sur-Yon, les rives de l'Yon sont bordées de replats sur lesquels sont conservés des placages d'alluvions anciennes.

FzC. Alluvions récentes et actuelles, colluvions de fond de vallon. Gravier, sables et limons argileux. Le fond des vallons et vallées à cours d'eau permanent ou non est occupé par un remplissage d'épaisseur métrique à plurimétrique provenant du transport par ruissellement et solifluxion d'éléments meubles empruntés aux formations superficielles des pentes et des plateaux.

Dans les vallées plus larges à cours d'eau permanent, le fond est plat et occupé par des limons et des sables d'inondation, auxquels peuvent s'adjoindre des vases plus ou moins tourbeuses. Ces alluvions récentes (Holocène), de granulométrie fine, peuvent reposer sur un lit discontinu d'alluvions grossières plus anciennes. Les alluvions, constituées d'argiles tourbeuses, situées à l'Est des Essarts résultent du colmatage d'un ancien étang médiéval dont la finalité était la mise en eaux des douves du château féodal, à l'emplacement approximatif de la RN 160. En ce point, le cours actuel de la rivière, qui emprunte les anciennes douves, est artificiel.

Enfin, les têtes de vallons situées sur les bordures des plateaux constituent des dépressions mal drainées, marécageuses, à sols hydromorphes, occupées par des prairies permanentes humides (les "noues"), où la faible pente et la végétation contribuent à retenir les particules les plus fines entraînées par l'érosion. Elles sont relativement développées dans la partie nord-ouest de la feuille où le réseau hydrographique, peu encaissé et faiblement penté, ne permet pas un drainage efficace. Les colluvions qui colmatent ces dépressions sur parfois plusieurs mètres d'épaisseur sont constituées d'altérites remaniées, d'éléments lithiques altérés et de blocs de quartz filonien ; fréquemment, on rencontre à faible profondeur des "renards", constitués de cailloutis siliceux cimentés par des oxydes de fer et de manganèse ; ces dalles souvent très dures se localisent dans la zone de battement de la nappe phréatique.

X. Dépôts anthropiques. Remblais. Quelques remblais ont été notés, à Belleville-sur-Vie (zone industrielle) ainsi qu'aux Essarts (motte féodale).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION DUCTILE

L'essentiel de la structuration des terrains métamorphiques de la feuille est attribué à l'orogénèse hercynienne *s.l.*

Deux principaux épisodes de déformation ductile peuvent y être distingués : un épisode D1 précoce à caractère tangentiel, et un épisode D2 correspondant à une déformation cisailante dextre affectant l'ensemble de la région.

Les éléments structuraux seront décrits pour chacune des unités structurales de la feuille.

Synclinorium de Chantonnay

Episode D1. Schistosité de flux (S1), subparallèle à la stratification, caractérisée dans les schistes par une paragenèse épizonale à séricite, chlorite \pm épidote.

Dans les métavolcanites de la formation de La Meilleraie on n'observe pas de schistosité, mais des recristallisation à chlorite, épidote, prehnite, pumpellyite, actinote.

Une schistosité de strainslip S2 accompagne et déforme la schistosité S1 ; toutefois, la plus souvent S1 et S2 sont confondus.

Episode D2. Schistosité de strainslip S3 à pendage raide, orientée NW-SE, déterminant sur la foliation S1-2 une linéation de microplissement. Cette schistosité, dont l'intensité croît vers le Sud-Ouest, présente une composante cisailante dextre.

Complexe des Essarts

Unité allochtone. Les *gneiss feuilletés* présentent une foliation composite S1-2 précoce, d'orientation NW-SE, fortement redressée (plongement de 80° au NE). Des plis isoclinaux synfoliaux ainsi qu'une linéation lui sont associés.

Les *orthogneiss* $\zeta\gamma$ intrusifs dans les *gneiss feuilletés* ζ^3 paraissent présenter une déformation moins poussée que leur encaissant ; certaines zones peu déformées ont été même notées avec un figuré spécial ; ce fait suggère que l'intrusion de ces orthogneiss est postérieure à la déformation précoce du complexe catazonal. Ces orthogneiss ainsi que leur encaissant, comme l'ensemble des roches du complexe des Essarts, paraissent structurés par une déformation cisailante dextre postérieure à la foliation précoce des *gneiss feuilletés*, et qui peut être corrélée avec la phase D2 de déformation régionale.

Les conditions du métamorphisme des différentes roches de l'unité allochtone, ainsi que le contact de l'unité allochtone sur l'unité autochtone relative sont décrits dans le chapitre "description des terrains".

Unité autochtone relative. Les *amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers* présentent une foliation moyenne orientée 106 SW 75, à laquelle est associée une linéation minérale (orientation des amphiboles) de direction 109 SE 16. La direction de la foliation et de la linéation des amphibolites est différente de celles de l'unité allochtone, aussi bien que de celles de

l'orthogneiss de l'Angle. Par ailleurs, on peut noter que la différence d'orientation entre cette foliation (N 105) et les limites de l'unité (N 125) sont compatibles avec un cisaillement dextre tardif.

L'orthogneiss de l'Angle présente une foliation moyenne 122 SW 62 ; cette foliation porte une linéation d'étirement de direction 125 SE 5. Le dessin cartographique des aphophyses de l'orthogneiss sur sa bordure sud (l'Angle) ainsi que quelques observations microstructurales semblent compatibles avec une déformation cisailante dextre. Les observations réalisées n'ont pas permis d'établir si l'orthogneiss avait subi ou non l'ensemble des déformations de la série paléozoïque du synclinorium de La Roche-sur-Yon dans laquelle il est intrusif.

Synclinorium de La Roche-sur-Yon

Episode D1. Schistosité de flux S1 reprise par une schistosité de strainslip subparallèle S2, le tout déterminant une foliation subparallèle à la stratification, et d'attitude générale plate. La paragenèse de cette foliation est épizonale : chlorite, séricite \pm épidote \pm albite.

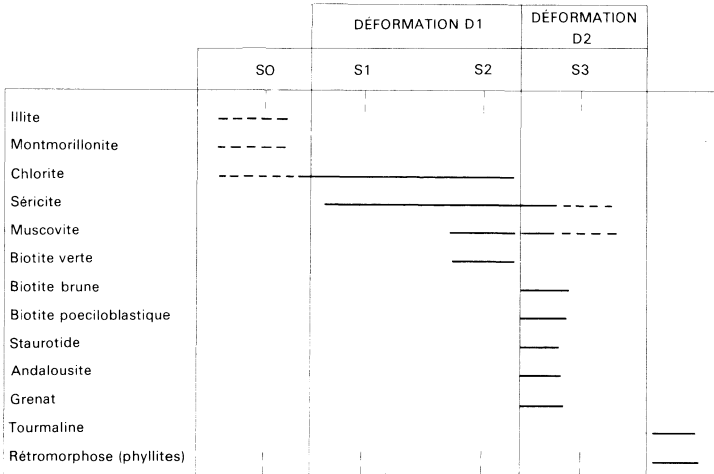
Dans les porphyroïdes, la foliation porte une linéation d'étirement bien marquée grâce aux clastes feldspathiques ; cette linéation est orientée en moyenne Est-Ouest ; la rotation des clastes dans la foliation S1-2 indique un cisaillement de l'Est vers l'Ouest (le haut de la pile se déplaçant vers l'Ouest).

Episode D2. Schistosité de strainslip S3 subverticale, orientée NW-SE, déterminant sur la foliation S1-2 une linéation de crénulation ; composante cisailante dextre.

Relation entre la déformation D2 et la mise en place du massif granitique de La Roche-sur-Yon. A l'approche des granites du massif de La Roche-sur-Yon, les schistes épizonaux à chlorite - séricite passent à des micaschistes à muscovite + biotite + staurotide \pm andalousite \pm grenat. Les isogrades se moulent sur les contours des granites, suggérant une mise en place synmétamorphe de ceux-ci.

Les relations cristallisation/déformation dans les schistes et mica-schistes (figure 10) indiquent que les paragenèses associées à la mise en place des granites sont postérieures à S1 et S2 (déformation D1) et antérieures à synchrones par rapport à S3 (déformation D2) ; il en résulte que la mise en place du massif granitique de La Roche-sur-Yon peut être considéré comme pénécotemporaine de la déformation D2. Ceci est corroboré par le fait que l'orientation interne du granite à biotite - sillimanite, ainsi que celle des enclaves et l'allure générale des contours, est voisine de celle de la schistosité régionale S3.

Selon J.M. Stussi la relation étroite entre métamorphisme prograde à l'approche des granitoïdes et mise en place de ceux-ci correspondrait au développement syndéformationnel d'un front ou dôme thermique précédant ou accompagnant la mise en place des granitoïdes. Ce dôme surimposerait au métamorphisme régional à séricite + chlorite de faible degré (phase D1), un métamorphisme plus localisé de degré moyen présentant les caractéristiques du métamorphisme régional de type Barrow. Un métamorphisme de contact plus typique ne se développe localement qu'autour du leucogranite de Bournezeau - La Chaize où il tend à effacer les structures métamorphiques initiales par recristallisation du quartz, de la muscovite et de la biotite (La Ferrière, La Chaize).



*Vendée maritime entre les granites de la Roche-s-Yon et les leucogranites à deux micas de Bournezeau—La-Chaize-le-Vicomte
Illite, montmorillonite + chlorite d'après reconstitution géochimique
de la série antémétamorphique (d'après J.-M. Stussi, inédit)*

Fig. 10 - Chronologie de cristallisation des associations minérales par rapport aux schistosités

Une rétro-morphose phylliteuse ultime, à laquelle est sans doute également liée la cristallisation de tourmaline, affecte la biotite, la staurotide et l'andalousite et kéliphytise le grenat.

TECTONIQUE CASSANTE ET NÉOTECTONIQUE

Parmi les accidents cassants affectant le territoire de la carte, seuls ont été représentés ceux d'une certaine importance ou qui décalent les formations géologiques.

Accidents NNW-SSE à N-S

Trois failles de direction NNW-SSE à rejet apparent dextre affectent le complexe des Essarts à l'Ouest et au Sud des Essarts et à l'Est de Saint-Hilaire-le-Vouhis. Des failles similaires sont connues sur les feuilles voisines Chantonay (le Moulin Neuf) et Montaigu (La Copechagnière ;

Saint-Denis-la-Chevasse ; Saint-André-Treize-Voies ; etc.). Cette tectonique est fini-hercynienne puisqu'elle décroche le Sillon houiller et le chevauchement post-stéphanien (La Copechagnière ; Saint-André-Treize-Voies) sans affecter le Lias. Outre une composante horizontale dextre, le rejet de ces failles semble avoir une composante verticale avec abaissement relatif du compartiment ouest, de telle sorte que le vecteur rejet aurait un pendage vers le Nord. Cette assertion repose sur l'observation statistique des rejets apparents qui sont plus importants lorsque la formation géologique concernée a un pendage au SW. Ainsi, le décrochement apparent du Sillon houiller dont le pendage est vers le NE est généralement faible ou nul ; il est plus sensible pour les formations sub-verticales de l'unité allochtone du complexes des Essarts ; enfin, il devient important dans le cas des amphibolites et de l'orthogneiss de l'unité autochtone dont le pendage est au SW. De ceci, on pourrait déduire que ces failles à rejet dextre auraient subi une rotation liée à la tectonique de basculement vers le NE qui affecta la zone après le Stéphanien.

Accidents NE-SW

Les failles de direction NE-SW, perpendiculaires aux structures hercyniennes, sont fréquentes. Leur âge est probablement fini-hercynien mais elles ont pu être réactivées au Mésozoïque ou au Cénozoïque.

Accidents NW-SE

Ils ont une évolution sans doute plus complexe. La faille de Chantonay réutilise la zone de faiblesse tectonique constituée par le Sillon houiller et le chevauchement post-stéphanien (ceux-ci ayant un pendage généralement au NE ont été propices à un rejeu en faille normale) ; il y a toutefois deux exceptions :

- au Fraigne où une portion du synclitorium de Chantonay est isolée entre la faille de Chantonay et le Sillon houiller ;
- entre La Rabretière et Les Essarts où, au contraire, une partie du complexe des Essarts, recouvert par le Jurassique, appartient au compartiment effondré.

La faille de Chantonay s'amortit pour disparaître aux environs des Essarts. Alors que dans l'ensemble du bassin jurassique, les couches sont très légèrement inclinées au SW, aux environs des Essarts elles sont inclinées au SE ce qui s'accorde avec un amortissement de la tectonique d'effondrement.

Comme la faille de Foliet entre Bournezeau et l'Angle, la faille de Chantonay affaisse le mur du Lias et constitue la limite sud du bassin jurassique de Chantonay.

Bien qu'un fonctionnement synsédimentaire très limité de cette faille soit admis (augmentation d'épaisseur de certains niveaux vers le SW), l'essentiel de son rejet (de l'ordre de 140 m sur la feuille Chantonay) a du être acquis après le Jurassique et avant l'établissement de la surface d'érosion éocène. Il est vraisemblable de relier le fonctionnement de cet accident à la distension affectant la marge nord-aquitaine lors du début de l'ouverture océanique du golfe de Gascogne au Crétacé inférieur, avec rejeu possible à la limite Crétacé/Tertiaire.

La surface d'érosion éocène, qui supporte les graviers des Essarts, est légèrement décalée par la faille de Chantonny ; ce rejet atteint une quinzaine de mètres sur la carte Chantonny. L'âge de ce rejeu est mal connu ; il est conditionné par la datation de la formation des graviers des Essarts (Eocène à Pliocène). Si ces derniers s'avéraient être pliocènes, la faille de Chantonny présenterait donc une activité néotectonique.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATIONS, PÉDOGENÈSES

Paléosurfaces d'érosion

La topographie de la feuille La Roche-sur-Yon reflète la juxtaposition d'au moins deux paléosurfaces d'érosion continentale d'extension régionale :

– *la surface préliasique*, constituée par l'interface entre le socle et les premiers dépôts liasiques, est préservée sous le bassin de Chantonny ; elle constitue un plan incliné vers le Sud interrompu par la faille de Chantonny ; on la retrouve préservée dans la petite dépression de Foliet entre Bournezeau et l'Angle. Initialement peu inclinée, cette surface a été régionalement compartimentée et basculée par la distension du Crétacé inférieur. A l'Eocène, les portions de cette surface qui étaient au-dessus de 100 à 110 m ont été détruites par l'établissement de la surface d'érosion éocène ;

– *la surface présumée éocène* couvre l'essentiel du territoire de la carte, et correspond aux plateaux subhorizontaux. L'attribution à l'Eocène de cette surface repose sur des considérations régionales dépassant le cadre de la carte.

Il est possible que dans certains secteurs les deux surfaces soient presque confondues.

Chacune de ces deux paléosurfaces conserve l'empreinte des pédogenèses qui les ont affectées lorsqu'elles étaient émergées : les terrains du socle y sont puissamment argilisés sur plusieurs mètres ; les argiles rouges de la base de la série liasique doivent ainsi être interprétées comme des altérites du socle plus au moins remaniées. Les altérations éocènes se marquent, outre par l'argilisation (cf. B : formations complexes des plateaux), par des cuirassement latéritiques (région de La Ferrière – La Thermelière, voir notation \mathcal{F}).

Réseau hydrographique

Ce n'est qu'au Quaternaire que les régressions marines dues au glacio-eustatisme ont permis la création d'un réseau hydrographique dont l'enfoncement a abouti au creusement des vallées actuelles.

La partie nord-ouest du complexe des Essarts (et d'une manière générale, le Nord-Ouest de la feuille) coïncide avec la zone de partage des eaux entre les bassins versants du Lay et de la Loire. De ce fait, le réseau hydrographique, peu encaissé, n'y a que faiblement entaillé la pénélaine cénozoïque dont il existe ici de nombreux témoins (altérites et formation des plateaux) aux environs de 85 m d'altitude. Les cours d'eaux semblent

avoir été partiellement guidés par les structures du socle. Ainsi, au Nord des Essarts, la Petite-Maine épouse le tracé du chevauchement post-stéphanien ; les ruisseaux de Mortemer et du Roullin sont alignés parallèlement à une zone de gneiss très feuilletés et le cours de la Boulogne semble avoir été déterminé par un alignement de schistes tachetés.

La traversée en cluse du complexe des Essarts par le Petit-Lay (comme celle du Grand-Lay sur la feuille Chantonnay) paraît devoir être interprétée essentiellement comme un phénomène de surimposition ; la moindre résistance des terrains liasiques du bassin de Chantonnay a permis à ceux-ci d'être déblayés sur une largeur importante lors du creusement de la vallée, alors que les terrains plus résistants du complexe des Essarts ne permettaient que le creusement d'une vallée étroite.

MÉTÉORITE DE CHANTONNAY

La météorite connue sous le nom de "météorite de Chantonnay" est tombée à l'Est du territoire de la feuille La Roche-sur-Yon, au lieu-dit Les Revétissons. Les circonstances de cette chute furent relatées par J.A. Cavoleau (*in* La Fontenelle de Vaudoré, 1844) : "le 5 août 1812, à deux heures du matin, le temps calme et le ciel clair, un météore éblouissant de lumière frappa les yeux de quelques voyageurs et de quelques paysans, aux environs de Chantonnay [...] il se termina par une violente explosion, que l'on a comparée au plus fort coup de tonnerre que l'on ait entendu dans le pays. Au milieu du jour, le métayer de la métairie de la Haute-Revétison, située à 4 000 mètres de Chantonnay, aperçut, dans un champ voisin de sa maison, une grosse pierre qu'il n'y avait jamais vue. Il la trouva enfoncée dans la terre à deux pieds et demi, répandant une forte odeur de soufre [...] l'on a jugé que son poids était de 60 à 70 livres". Cette météorite fut fragmentée en de nombreux spécimens qui essaimèrent dans divers musées du monde : 2,7 kg à Vienne (Naturhist. Mus.) ; 2,4 kg à Paris (le principal fragment est exposé dans la galerie de minéralogie du Muséum d'histoire naturelle) ; 1,4 kg à Londres (British Museum) ; quelques fragments à Moscou, Oxford, Budapest, Phoenix, etc.

La roche est une chondrite (groupe L6F) constituée essentiellement d'olivine (Fo 76,4) et d'orthopyroxène (En 77,5), mais aussi de clinopyroxène, de troïlite ((Fe, Ni) S) et de métal (alliage Fe-Ni) (Dodd et Jarosewich, 1981). Son intérêt scientifique réside dans sa structure bréchique qui est la conséquence d'événements de type collision d'astéroïdes. On y observe plusieurs générations de veines, constituées de verre, et résultant d'une fusion de la roche sous l'effet de chocs très violents (Dodd *et al.*, 1982).

OCCUPATION DU SOL

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Le territoire de la feuille La Roche-sur-Yon est pauvre en témoins archéologiques. Quelques outils lithiques, provenant des environs de Sainte-Cécile, furent recueillis par P. Rousseau et décrits par M. Baudouin (1913). Il s'agit de pièces paléolithiques, dont un éclat

moustérien (Les Chaffauds), et de trois haches polies du Néolithique (Le Gué, Le Colombier). Leur localisation pourrait être liée à l'utilisation des chailles du Domérien de cette région comme matière première.

En 1875, lors des travaux d'exploitation d'une carrière de calcaire entre l'Aubraie et Saint-Vincent-Sterlanges, on mit à jour un enclos limité par un fossé formant enceinte. Il renfermait les restes de plusieurs fourneaux et une sépulture qui livra des silex néolithiques et deux bracelets en bronze. Par ailleurs, une hache en cuivre ou en bronze pauvre, conservée au musée des antiquités nationales de Saint-Germain-en-Laye, provient de Saint-Hilaire-le-Vouhis.

Un dolmen existe près de La Gauvrière, à l'Oie ("La Pierre Bise"). Plusieurs autres mégalithes furent détruits, notamment le dolmen de La Galerie, à l'Est de La Ferrière.

Une nécropole gallo-romaine fut découverte en 1854 à La Créancière, au Sud de Dompierre-sur-Yon. Outre une centaine d'urnes cinéraires, on en exhuma divers petits objets dont une statuette en bronze et quelques pièces de monnaie des 1er et 2ème siècles après J.C. Il est possible que ce site ait un rapport avec l'exploitation de fer gallo-romaine de La Thermelière, distante d'environ 1 km. De la même époque, on connaît l'existence de substructions aux Lévinieres près de Saint-Hilaire-le-Vouhis.

Enfin, on peut signaler la présence de nombreux souterrains défensifs, singulièrement dans la vallée de l'Yon : Aiguebouille, Les Haras, le passage du commerce et le Nord de la caserne à La Roche-sur-Yon ; le Moulin-Papon, le Moulin-Neuf, La Brunetière, La Basse-Thermelière et La Gilbretièrre en aval de Dompierre-sur-Yon ; Beaumanoir près de Boulogne ; etc.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

La feuille La Roche-sur-Yon ne présente que peu de ressources en eau souterraine exploitable compte-tenu de la présence majoritaire de terrains métamorphiques ou éruptifs peu favorables aux circulations aquifères importantes.

En effet, à l'exception de la partie nord-ouest du bassin sédimentaire de Chantonay, la ressource globale renfermée dans le socle ancien est importante, mais elle est très dispersée en petites nappes. La productivité aquifère de ces nappes est essentiellement liée à la fracturation profonde des horizons lithologiques et au drainage des zones altérées superficielles emmagasinant les précipitations efficaces.

Le débit exploitable dans les forages du socle ancien est donc très variable pour chaque terrain, suivant les secteurs explorés et les profondeurs atteintes.

Nappes	Dogger	Lias inférieur	Basalte Schistes	Amphibolite	Granites		
Teneurs	Sainte-Cécile Source de La Cour 4-17	Sainte-Cécile Source de La Touche 4-91	Les Essarts La Pertelière 3-48	Chantonnay Source de La Colère 8-9	Bournezeau Thiboeuf 8-3	Bournezeau Bezeau 7-4	La Roche-sur-Yon Z.I. Sofabo (Fontel) 5-5
PH	7,7	7,18	7,35	7,57	7,46	7,8	6,2
Conduct μ S/cm	654	912	775	334	327	418	285
TH ° F	28,8	43	24,9	10,8	9,6	14,4	6,7
TAC ° F	24	35,9	13,1	9,7	4,6	15,6	5,2
NO ₃ mg/l	34	32	32,4	3,85	32,5	0,8	11,2
PO ₄ mg/l	0,16	0,05	-	0,03	-	0	0,5
Cl mg/l	28	36,5	128	36,0	45	31	37
SO ₄ mg/l	13,4	33,4	24	11,6	13	18,5	30
HCO ₃ mg/l	298,8	438	159,8	118,3	56,1	190,3	63,4
NH ₄ mg/l	0,02	0,02	0,05	0,01	0	0	0,01
Fe mg/l	0,00	0,00	-	0,01	-	0,8	0,09
Mn mg/l	0,00	0,01	-	0,01	-	0,17	0,05
Ca mg/l	110	134	58,7	21	24,5	32,4	16
Mg mg/l	4,10	25,9	24,6	13,5	8,4	12,8	6,6
Na mg/l	15,2	15,6	52,5	21,6	23,6	45,6	31,7
K mg/l	3,10	0,88	2,27	0,88	3,4	2,4	2,6
Minéralisation totale mg/l	506,78	716,36	482,32	226,79	206,5	334,77	199,15

TABLEAU 6 - CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

La prospection géophysique par méthode électromagnétique permet souvent la localisation en surface de zones fissurées profondes susceptibles d'être productives sur le plan aquifère. Plusieurs études de ce type ont été réalisées sur la feuille La Roche-sur-Yon et ont permis l'implantation de forages productifs (10 - 20 m³/h).

Les caractéristiques hydrochimiques des eaux sont données dans le tableau 6.

Nappe du Pliocène

L'important placage de graviers pliocènes à l'Est des Essarts renferme une petite nappe aquifère qui donne localement quelques sources de déversement, en particulier à La Touche-Bellevue (source captée), à La Basse-Touche et à La Piltière.

Le débit de ces émergences est faible et ne dépasse jamais 0,4 l/s en étiage.

Nappe du Dogger

Les calcaires du Bajocien – Bathonien qui affleurent dans la partie nord-ouest du bassin de Chantonay présentent une nappe aquifère localisée au Nord du village des Chaffauds. On peut y observer deux sources de trop-plein : la source dite "des Chaffauds" (4-13) et la source de "La Cour" (4-17).

Dans ce secteur, la nappe du Dogger a fait l'objet d'une importante étude hydrogéologique en 1976 (11 piézomètres) pour réalimenter le Petit-Lay. Un puits a été creusé à 9 m de profondeur dans l'émergence même de la source des Chaffauds (4-13). Les arrivées d'eau ont été localisées entre - 4 et - 7 m sous un recouvrement argileux. Cet ouvrage a été exploité durant 20 jours au débit moyen de 80 m³/h. Au cours de cet essai, il n'a été constaté aucune baisse du débit dans la source de La Cour (4-17), celle-ci étant alimentée par un compartiment aquifère indépendant, lié à la grande faille de Chantonay. Toutefois, son débit d'étiage ne dépasse pas 1 l/s.

La nappe du Dogger n'est actuellement exploitée que pour l'irrigation avec un forage (4-14) à proximité de la source des Chaffauds et par un trou d'eau (4-92) à 350 m en aval.

Nappe du Lias inférieur

Les calcaires de l'Hettangien sont très réduits dans la partie nord-ouest du bassin de Chantonay et ne renferment qu'une nappe aquifère très limitée.

Cette nappe a d'ailleurs fait l'objet d'une étude hydrogéologique avec la réalisation de 4 forages de reconnaissance (4-87, 4-88, 4-89 et 8-7) qui n'ont montré que de faibles débits exploitables (inf. à 1 m³/h).

A noter qu'à Sainte-Cécile, au lieu-dit "La Touche", une petite source de déversement (4-91) alimente un lavoir en bordure de la D 39 avec un débit d'étiage de 0,25 l/s.

Nappes des schistes siluriens (groupe de La Roche-sur-Yon et de La Chaize-le-Vicomte)

Cette importante série métamorphique est entrecoupée de niveaux gréseux et de phanites qui peuvent constituer localement des horizons aquifères exploitables.

En particulier, l'usine Esswein de La Roche-sur-Yon exploite 3 forages exécutés dans cette nappe à 60 m de profondeur avec un débit unitaire de 20 m³/h. Par contre, dans le même secteur, un forage réalisé au carottage à 224 m de profondeur en 1976 n'a montré qu'un débit exploitable de 5 m³/h.

Il semble donc que la productivité de ces schistes soit liée à la présence de niveaux quartzeux fissurés suffisamment étendus pour assurer un drainage important des terrains. La prospection systématique en surface des filons gréseux et phanitiques et leur recoupement en profondeur par forage sont des facteurs importants de réussite pour l'implantation d'un ouvrage productif.

Nappes du synclinorium de Chantonay

Comme pour le groupe des schistes de La Roche-sur-Yon et La Chaize-le-Vicomte, la présence de nappes aquifères productives est liée à l'existence en profondeur de filons quartzeux ou phanitiques mais aussi dans cette région à la présence de niveaux de calcaires silicifiés et d'intercalations gréseuses (Grès armoricain).

En outre, les coulées basaltiques anciennes peuvent créer localement des discontinuités favorables à la circulation des eaux souterraines. C'est le cas d'un forage de 40 m (3-48) réalisé à La Pertelière (Les Essarts) à proximité du contact schistes - basalte des Lombardières et dont le débit exploitable atteint 20 m³/h.

A noter qu'un premier forage (3-47) exécuté à quelques dizaines de mètres de cet ouvrage n'a rencontré aucune arrivée d'eau dans les schistes jusqu'à 60 m de profondeur. Ceci confirme d'ailleurs la très faible productivité aquifère en général des schistes ordoviciens et siluriens en dehors des zones filoniennes (quartzites, phanites).

Nappes du complexe cristallophyllien des Essarts

Dans cet ensemble métamorphique, la productivité aquifère dépend essentiellement de la tectonique récente qui a permis l'ouverture de fissures dans les horizons gneissiques ou amphibolitiques. Néanmoins, la plupart des forages réalisés dans ces terrains ont des débits exploitables inférieurs à 5 m³/h.

A signaler la source de "La Colère" à Chantonnay (8-9) près du Moulin d'Etourneau qui alimente un lavoir avec un débit d'étiage de 1 l/s. Celle-ci semble liée à la présence deux failles orthogonales décrochant le massif d'amphibolite par rapport au gneiss.

Nappes des massifs granitiques

Les granites constituent sans doute les réservoirs aquifères les plus intéressants de cette feuille. En effet, lorsque la fracturation profonde s'est développée en liaison avec une forte arénisation de surface, on peut obtenir des débits exploitables de 10 à 30 m³/h dans les forages implantés dans ces zones. C'est le cas par exemple de certains forages réalisés à Bournezeau (ferme de Thiboeuf : 8-5, ferme de Bezeau : 7-4, maison familiale : 7-7), à La Chaize-le-Vicomte (ferme du Chatelier : 7-6) et à La Roche-sur-Yon (zone industrielle sud, Sofaco : 5-3 et 5-5).

Par contre, dans d'autres secteurs, la productivité aquifère des granites reste faible (inf. à 5 m³/h) par suite d'une absence de fissuration profonde.

A noter la source de Noiron (5-11) près du village de La Poirière et à La Ferrière qui a été captée en 1913 pour l'alimentation en eau potable de La Roche-sur-Yon (400 m³/j). Cette source apparaît dans les granites de La Chaize-le-Vicomte près du contact avec les schistes siluriens.

La nappe des granites est d'ailleurs exploitée à La Roche-sur-Yon (Z.I. Sofaco) pour la production d'eau embouteillée (Fontel).

SUBSTANCES MINÉRALES

Minerais

Fer

Le minerai de fer des environs de La Ferrière fut exploité à l'époque gallo-romaine et au Moyen âge. Baudouin (1909) a donné d'intéressantes indications sur l'historique de ces exploitations anciennes. Certains indices, notamment la découverte en 1908 d'une pioche et de monnaies romaines à La Thermelière, attesteraient de l'existence d'une exploitation dès le II^{ème} siècle. Par ailleurs, plusieurs auteurs du siècle dernier ont mentionné la présence, dans les landes des Ajoncs et de Lairière, d'excavations, de cendres et de monticules de scories (résidus ferrosilicatés ayant fondu lors de la réduction du minerai). Malgré la mise en culture de ces bandes, on peut encore observer de nos jours des scories, dispersées par les labours, dans divers points des communes de La Ferrière et de La Roche-sur-Yon. L'aspect de ces scories indique l'utilisation de la technique sidérurgique des bas fourneaux, en usage au Moyen âge et dans l'antiquité. Enfin, ces exploitations ont laissé quelques traces toponymiques avec des noms tels que "Ferrière", "Rouillou", "Noirou", "La Forge", etc.

Au XIX^{ème} siècle, plusieurs demandes de concession furent rejetées (cf. La Fontenelle de Vaudoré, 1844). Toutefois, en 1906, une société à capitaux allemands commença l'extraction du minerai à la Haute-

Thermelière, mais elle dut cesser ses activités lors de la déclaration de guerre en 1914. Les travaux, effectués à ciel ouvert, eurent lieu en 315,0-2197,3 (coordonnées Lambert, zone II).

Voici deux analyses chimiques du minerai de fer de La Thermelière (1 = Le Chatelier, 1842 ; 2 = M. Ters, 1961) :

1 -	SiO ₂ + silicates	13,4	2 - SiO ₂	4,70
	P ₂ O ₅	1,6	Al ₂ O ₃	3,50
	Fe ₂ O ₃	70,8	Fe ₂ O ₃	78,80
	H ₂ O combinée	12,2	MnO	0,02
	Cao + perte au feu	2,0	MgO + Cao + Na ₂ O + K ₂ O	traces
			TiO ₂	0,10
	Total	100,0	H ₂ O combinée	12,10
			perte au feu	0,80
			Total	99,92

Antimoine

L'antimoine constitue la plus intéressante des ressources minières du territoire de la carte. Les gîtes antimonifères du horst des Essarts sont les plus importants, et se répartissent en deux districts :

- celui de La Véronnière où le quartz blanc, saccharoïde est moulé par de la stibine sans forme caractéristique ;
- celui de Gresay - Grand Boireau où la stibine à aiguilles très fines disséminées dans un quartz calcédonieux gris bleu à saumon, est accompagnée de pyrite.

● District de La Véronnière.

La Véronnière. L'ancienne mine de La Véronnière est située à 16 km au Nord Est de La Roche-sur-Yon, dans les orthogneiss du complexe des Essarts.

En 1839, l'exploitation d'une carrière pour l'empierrement de la "route royale 160" découvre un "filon d'antimoine sulfuré qui présente 30 cm de minerai massif dans du quartz blanc" (La Fontenelle, 1844).

En 1854 des premiers travaux de recherche de courte durée sont entrepris.

En 1856 Bouchet décrit un filon orienté SW-NE, incliné à 45° puissant de plus de 1 m en surface et de 0,70 à 0,75 m à - 12 m.

De 1869 à 1881, date de demande de mutation de concession, 71 tranchées ou puits inclinés furent creusés.

Dans le rapport de Guillemin-Tarayre de 1899 qui décrit les travaux souterrains effectués avant 1886 sur le filon de La Véronnière, on note que 4 niveaux à peu près également espacés ont été tracés à partir d'une descenderie de 100 m de long qui suit le filon et s'appuie sur son mur. Ces travaux mettent en évidence une colonne minéralisée présentant une puissance réduite de minerai de 8 à 10 cm et une extension de :

- 41 m au niveau 1 (- 16 m) ;
- 45 m au niveau 2 ;

- 46 m au niveau 3 (-33 m) ;
- 48 m au niveau 4.

De 1887 à 1888 (fin de l'exploitation) un 5ème niveau est tracé et rencontre "une autre partie riche minéralisée".

1901 voit une reprise des travaux qui sont suspendus dans la même année.

1924 : la Société des mines de Rochetrejoux envisage de reprendre des travaux de recherche mais cette éventualité est définitivement abandonnée en 1936, année de la renonciation à la concession.

La production de l'exploitation de La Véronnière semble selon les renseignements recueillis, très faible :

- avant concession	53 tonnes ;
- 1881	362 tonnes ;
- 1887	16 tonnes ;
- 1888	19 tonnes.

Autres indices. Dans le voisinage immédiat au gisement de La Véronnière, on note toute une série de filons ou indices reconnus :

- filon de La Combe, à 500 m au Sud-Ouest de la mine sur la rive droite de la Boulogne, reconnu par quatre galeries inclinées (selon la note de Guillemin-Tarayre de 1899) qui aurait fourni "40 tonnes en assez volumineux blocs de minerai sans liaison avec la gangue, de structure lamelleuse en aiguilles" ;
- au Sud du filon de La Combe, sur la rive gauche de la Boulogne, des travaux de recherche auraient été effectués en 1921-1922 pour reconnaître un filon apparemment orienté NW-SE ;
- à 240 m au Nord de la mine, un filon N 20°E à pendage 25°E puissant de 15 à 25 cm est mis en évidence par une descenderie longue de 14 m. Ce filon s'avère peu minéralisé (rapport Bechevel du 09.09.1901) ;
- à La Saluade à l'Est de la N 160, des affaissements de terrain marquent d'anciens travaux ;
- à 800 m environ à l'Est de la mine, au bord de la Boulogne entre le Bois Jaulin et Les Bouligneux, de la stibine est signalée ;
- en 1987, dans le cadre de l'inventaire, le BRGM au cours d'une première reconnaissance du secteur, met en évidence des volants de quartz à traces d'antimonocro et Sb, à 2 km environ dans le prolongement ouest du filon de La Véronnière, au lieu-dit Les Jouineaux.

● Secteur Gresay – Grand Boireau

Gresay. Situé à 4 km au Nord de La Véronnière, dans les amphibolites du horst des Essarts, un filon antimonifère est découvert en juin 1900, dans la parcelle dite des Grandes Belles.

Le 03.08.1901 une demande de permis de recherche est déposée.

Selon le rapport de l'ingénieur des Mines du 03.10.1901, des travaux de recherche mettent en évidence deux filons parallèles de quartz faiblement minéralisé, de 10 à 40 cm de puissance, orientés N 130, équidistants de 25 m environ. Chacun des filons a été suivi sur 80 m par tranchées et

un puits situé entre les deux filons, profond d'une dizaine de mètres, est implanté pour reconnaître par travers-bancs ces filons. Le travers-banc dirigé sur le filon septentrional, long de 11 m, est resté dans le stérile.

En 1969-70, le BRGM, à la suite d'une prospection géochimique tactique, implante un sondage carotté court pour contrôler une extension sud-est. Ce sondage incliné à 50° dirigé vers le Sud-Ouest ne donne pas les résultats espérés : traces de minéralisation sur 1,10 m à 80 m de profondeur.

Grand Boireau. Le filon du Grand Boireau, situé dans des gneiss feuilletés, se place au Nord-Ouest du gîte de Gresay, à environ 1,5 km, dans son prolongement. Cet indice d'antimoine a été découvert en 1957 durant la campagne de recherche BRGM des minéralisations antimonifères de Vendée.

En 1969-1970 après une prospection géochimique, une série de tranchées met en évidence une puissante structure filonienne NW-SE, minéralisée en stibine, à faible teneur (0,5 %), de 700 m d'extension longitudinale. Cinq sondages carottés implantés à la maille 150-200 m, recourent entre 50 et 60 m de profondeur cette formation et montrent que le filon s'ouvre en profondeur mais que la minéralisation, faible, reste constante.

Autres indices. A l'Ossière (600-700 m Sud du Grand Boireau) des éboulis de quartz à stibine orientés en NW-SE, sont soulignés par une plage anormale en Sb.

Au Sud-Est de Gresay, de très nombreux volants de quartz filoniens peuvent être suivis sur 1 500 m en direction des Essarts.

A La Martinière (à 300 m Sud de Gresay) on note la présence d'une structure quartzreuse orientée NW-SE, à traces de Sb.

Scheelite

La Limouzinière. Cet indice issu des travaux de recherches de l'Inventaire est situé à 5 km au Sud-Est de La Roche-sur-Yon. Il est encaissé dans des porphyroïdes rubéfiés, schistosés, à quartz et feldspaths étirés et dans des schistes sériciteux laminés.

Cette scheelite, associée à un réseau de veinules de quartz de 0,1 à 2 cm d'épaisseur, bordées de muscovite, ne semble pas avoir un intérêt économique.

Plomb - Zinc

A Villeneuve (commune de Bournezeau) un sondage marteau fond de trou met en évidence des traces de blende et galène, à -73 m. Cette minéralisation sans gangue tapisse les fissures d'un granite à gros grain, à deux micas (indice fourni par G. Bresson).

Roches et matériaux

Charbon

Par suite de la découverte de houille sur la feuille voisine, à Chantonnay (cf. historique *in* La Fontenelle de Vaudoré, 1844), des travaux de recherche furent entrepris de 1827 à 1830 à La Marzelle, mais ce n'est qu'en 1847 puis, de nouveau, à partir de 1877 qu'on y tenta l'extraction du charbon. Par la suite, une autre tentative d'exploitation eut lieu au Fraigne et des travaux de recherche furent entrepris aux Chaffauds. Les concessions furent résiliées en 1920, consécutivement à la fermeture en 1914 de la mine du Temple, dernière mine du bassin houiller de Chantonnay.

L'exploitation de ces houillères fut décevante et n'atteignit jamais une grande extension car la houille se présentait en couches étroites, irrégulières et très redressées. Le charbon produit était consommé dans la région, servant notamment de combustible aux nombreux fours à chaux du bassin jurassique de Chantonnay.

A La Marzelle, on peut encore observer les restes d'un terril et la bordure maçonnée de l'ancien puits. Au Fraigne, une descenderie partait des bâtiments recouverts de l'ancienne mine et était dirigée vers le Sud-Ouest.

Ardoise

En 1831, on ouvrit une carrière d'ardoise dans les schistes paléozoïques de La Lambergère, au Sud de La Chaize-le-Vicomte. Cette exploitation servit à couvrir les maisons de Bourbon-Vendée (alias La Roche-sur-Yon), avant d'être abandonnée quelques années plus tard, à la suite d'un accident.

Chaux

A partir de 1840, les calcaires du bassin jurassique de Chantonnay ont été exploités pour la fabrication de chaux. Sur la feuille La Roche-sur-Yon, on peut observer d'anciens fours à chaux à l'Est des Essarts et près de Saint-Vincent-Sterlanges. La chaux produite était abondamment utilisée pour l'amendement des terres acides du bocage et cette industrie cessa lorsque l'emploi des engrais minéraux fut substitué au chaulage des terres.

Kaolin

L'indice du kaolin de Fougeré près de La Chaize-le-Vicomte est connu depuis longtemps et a été mentionné par de nombreux auteurs du 19^{ème} siècle (Fournel, Cavoleau, La Bretonnière, La Fontenelle, etc.): "La Fontenelle s'est fait faire un vase fort remarquable, fait avec du kaolin de La Chaise [sic], à l'établissement royal de Sèvres, par les soins de M. Boudon de Saint-Amant". Cavoleau (*in* La Fontenelle, 1844) signale un autre indice aux Landes Blanches (dont le nom serait en rapport avec la couleur du kaolin [?]) près de Belleville. Dans ce secteur, il y eut plusieurs tuileries qui ont disparu depuis longtemps.

Matériaux pour moellons et empierrement

Les constructions rurales, datant essentiellement du 19ème et de la première moitié du 20ème siècle, ont été réalisées généralement avec les matériaux trouvés sur place ou à proximité, et exploités dans de nombreuses petites carrières : granites, schistes, porphyroïdes, orthogneiss, amphibolites, gneiss feuilletés, grès quartzites, rhyolites, calcaires dévoniens du groupe de Réaumur, calcaires jurassiques. Ces petites carrières ont par la suite été réutilisées sporadiquement et le sont encore parfois pour extraire des matériaux d'empierrement et de remblais.

Certains faciès étaient particulièrement prisés en raison de leur débit en dalles qui facilitait la réalisation de beaux moellons (orthogneiss, porphyroïdes).

Les carrières de granite de Pont Crotté à Bournezeau ont fourni la pierre de construction du viaduc SNCF de l'Angle sur le Petit-Lay.

Matériaux pour granulats concassés

Trois carrières fabriquant industriellement du granulats concassés sont en activité :

– la carrière des Coux à la sortie sud de La Roche-sur-Yon et la carrière de La Gilbretière (315,2-198,2) au Sud de Dompierre-sur-Yon, qui exploitent le granite de La Roche-sur-Yon ;

– la carrière des Lombardières à Sainte-Florence, qui exploite les basaltes de la formation de La Meilleraie.

La carrière de La Faubretière, au SSW de Saint-Martin-des-Noyers, fabriquait du granulats d'orthogneiss. Elle est maintenant fermée.

Matériaux pour tuileries et briqueteries

De nombreuses tuileries artisanales exploitaient autrefois les altérites argileuses, notamment issues de schistes, ainsi que les argiles de la base de l'Hettangien. Une briqueterie est encore en activité à Saint-Martin-des-Noyers. Elle exploite les altérites de gneiss feuilletés.

Matériaux pour remblai

Les sables et graviers pliocènes des Essarts ont été exploités pour remblai. D'autres roches plus dures sont encore exploitées occasionnellement pour réaliser des remblais : schistes, phanites, etc.

DOCUMENTS COMPLÉMENTAIRES

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et des itinéraires intéressants de la région dans le **Guide géologique régional : Poitou – Vendée – Charentes**, par J. Gabilly, Masson et Cie, éd.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Elles sont données dans le tableau 7.

N° arch.	Lieu-dit	Coordonnées	Profondeur	Coordonnées
4-8	Les Chaffauds	x = 336,95 y = 2196,30	19,30	0,00 - 6,20 Formations superficielles 6,20 - 19,30 Lias indifférencié
4-10	L'Ecole des Chaffauds	x = 337,22 y = 2196,56	18,00	0,00 - 3,50 Formations superficielles 3,50 - 17,20 Dogger 17,20 - 18,00 Lias
4-11	Champ Versé	x = 337,48 y = 2196,01 z = +74,3	22,00	0,00 - 8,60 Formations superficielles 8,60 - 22,00 Dogger
4-12	La Croix Savine	x = 336,76 y = 2196,57	47,20	0,00 - 2,60 Formations superficielles 2,60 - 8,80 Bajocien supérieur 8,80 - 11,60 Bajocien inférieur 11,60 - 21,70 Toarcien - Aalénien 21,70 - 28,50 Domérien 28,50 - 31,50 Carixien 31,50 - 41,00 Hettangien 41,00 - 46,20 Argile verte 46,20 - 47,20 Argile rouge
4-87	Le Moulin de la Rue		38,00	0,00 - 3,00 Formations superficielles 3,00 - 11,80 Toarcien - Aalénien 11,80 - 21,00 Domérien 21,00 - 23,60 Carixien 23,60 - 30,00 Hettangien 30,00 - 37,00 Argile verte 37,00 - 38,00 Argile rouge
4-88	Le Bois Buzin		40,50	0,00 - 3,00 Formations superficielles 3,00 - 4,50 Bajocien inférieur 4,50 - 15,70 Toarcien - Aalénien 15,70 - 23,80 Domérien 23,80 - 26,20 Carixien 26,20 - 34,50 Hettangien 34,50 - 39,00 Argile verte 39,00 - 40,50 Argile rouge
4-89	Les Pannes		64,00	0,00 - 4,20 Formations superficielles 4,20 - 21,70 Bajocien supérieur 21,70 - 24,50 Bajocien inférieur 24,50 - 37,00 Toarcien - Aalénien 37,00 - 44,30 Domérien 44,30 - 48,20 Carixien 48,20 - 54,30 Hettangien 54,30 - 63,00 Argile verte 63,00 - 64,00 Argile rouge
8-7	La Marzelle		82,60	0,00 - 8,00 Formations superficielles 8,00 - 25,20 Bathonien 25,20 - 42,80 Bajocien supérieur 42,80 - 45,80 Bajocien inférieur 45,80 - 58,50 Toarcien - Aalénien 58,50 - 65,50 Domérien 65,50 - 68,30 Carixien 68,30 - 75,50 Hettangien - Sinémurien 75,50 - 82,60 Argile verte

TABLEAU 7 - COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (Interprétation G. Lablanche)

BIBLIOGRAPHIE

- BAUDOIN M. (1909) - Notes géologiques sur le quartier du Moulin-Neuf, commune de La Roche-sur-Yon (Vendée). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest-France*, Nantes, 2ème s., IX, 4, p. 485-498.
- BAUDOIN M. (1913) - Le Paléolithique inférieur et moyen de la Vendée. 8ème Congrès préhist. de France, Paris.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CORNICHE J. (1985) - Origin of eclogites from south Brittany, France: A Sm-Nd isotopic and REE study. *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, 52, 2, p. 185-202.
- BOUCHET (1856) - Notice sur quelques minéraux de la Vendée applicables à l'industrie minière. *Annaire Soc. Emulation Vendée*, 11, p. 149-164.
- BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse doct. Etat, Orsay, 384 p.
- BRIERE Y. (1920) - Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique ; leur origine. Thèse, Giard et Brière, Paris. *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, 43, 71-222, 4 pl. h.t.
- BRILLANCEAU A. (1962) - Sur la présence d'Ordovicien dans le bas bocage vendéen (région de La Roche-sur-Yon). *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 255, p. 2477-2478.
- CARIOU E. (1980) - L'étage Callovien dans le Centre-Ouest de la France. Thèse 4 volumes, univ. Poitiers.
- CARPENTIER A. (1947-1949) - Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Annales de Paléontol.*, t. XXXIII, p. 181-190 ; t. XXXIV, p. 1-16 ; t. XXV, p. 1-23.
- CHALET M., COLCHEN M., PARIS F., WYNS R. (1983) - Caractères lithologiques, pétrographiques et structuraux de la formation volcano-sédimentaire ("porphyroïde") de Mareuil-sur-Lay, Bas-Bocage vendéen. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 15, 2, p. 181-195.
- CHALET M. (1985) - Etude lithostratigraphique et structurale des "porphyroïdes" et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). Thèse 3ème cycle, univ. Poitiers, 214 p., 1 carte h.t.
- DODD R.T., JAROSEWICH E. (1981) - Chemical variations among L-group chondrites, III. Major element variation in L6 chondrites. *Meteorities*, 16, p. 98-111.
- DODD R.T., JAROSEWICH E., HILL B. (1982) - Petrogenesis of complex veins in the Chantonay (L6F) chondrite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 59, p. 364-374.

DUBAR G., GABILLY J. (1964) - Le Lias moyen de saint-Vincent-Sterlanges et de Saint-Cyr-en-Talmondais (vendée). *CR. Acad. Sci.*, Paris, D. t. 259, p. 2481-2483.

FOURNEL H. (1836) - Etude des gîtes houillers et métallifères du bocage vendéen. Paris, impr. royale, In-4°, 206 p + atlas In-grand-folio.

GABILLY J. (1964) - Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Trav. Inst. Géol. et Anthr. Fac. Sci. Poitiers*, t. V, p. 65-107, 4 fig.

GABILLY J., CARIOU E. (1974) - Journées d'études et excursion en Poitou. Livret-guide. Lab. Géol. sédim. et paléobiol., fac. Sci. Poitiers, 14 p., 34 fig.

GABILLY J. (1976) - Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France. Biostratigraphie, évolution de la faune (*Harpoceratinae*, *Hilloceratinae*). Sér. "Les stratotypes français", vol. 3, 217 p., 52 fig., pl. 1-29, CNRS, éd. Paris.

GABILLY J. et coll. (1978) - Poitou-Vendée-Charentes. Collection des Guides géologiques régionaux dirigée par Ch. Pomerol, 200 p., 105 fig., 8 pl. h.t. Masson éd., Paris.

GODARD G. (1981) - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée. Thèse 3ème cycle, univ. Nantes, 153 p.

GODARD G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican massif, France. In: "Eclogites and eclogite-facies rocks" D.C. Smith (editor), Elsevier, Amsterdam, Ch. 8, 69 p.

GUINEBERTEAU B. (1986) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée). Structure, gravimétrie, mise en place ; distribution de U-Th-K. Thèse 3ème cycle, mémoire CREGU n° 11, Nancy, 218 p.

LA FONTENELLE DE VAUDORÉ A.D. de (1844) - Statistique ou description générale du département de la Vendée par J.A. Cavoleau, annotée et considérablement augmentée par A.D. de La Fontenelle de Vaudoré. Fontenay-le-Comte, Robuchon, 1844 ; Paris, Dumoulin, 1844 ; Marseille, Laffite reprints, 1978. In-8°, XVI-944 p.

LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973) - Découverte d'un granite "charnockitique" au sein de "gneiss ocellés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armorica méridional (France). *Contrib. Mineral Petrol.*, 41, p. 131-144.

MASSONE H.J., SCHREYER W. (1987) - Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral Petrol.*, 96, p. 212-234.

MATHIEU G. (1936) - Aperçu sur les terrains primaires de la région vendéenne, suivi d'un résumé des ressources du sous-sol. *Revue gén. Centre-Ouest France*, 42, p. 501-557.

MATHIEU G. (1937) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse Sciences, Lille, 2 vol., XIII-112 p.

MATHIEU G. (1948) - Relations entre la paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne (vendée, Deux-Sèvres, Maine-et-Loire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XVIII, p. 467-491.

MATHIEU G. (1949) - Carte géologique à 1/80 000 de La Roche-sur-Yon et légende.

MONTIGNY R., ALLEGRE C.J. (1974) - A la recherche des océans perdus : les écolites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *CR. Acad. Sci.*, Paris, 279, p. 543-545.

PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): and old oceanic crust in the west European Hercynien Belt ? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.

PICQUENARD C. (1920) - Sur la flore fossile du bassin houiller de Chantonnay (Vendée). *Bull. Soc. géol. et minér. Bretagne*, I, 4, p. 291-292.

PICQUENARD C. (1923) - Sur la flore fossile carboniférienne du bassin vendéen. *Bull. Soc. géol. et minér. Bretagne*, IV, 3, p. 273-280.

RIVIERE A. (1844) - Mémoire minéralogique et géologique sur les roches dioritiques de la France occidentale. Paris, Bourgogne et Martinet, In-8°, 46 p. (Bibliothèque nationale : S 33766).

RIVIERE A. (1851) - Mémoire sur le terrain gneissique ou primitif de la Vendée. *Mém. Soc. géol. France*, 2ème série, IV, 2, p. 49-175.

SCHMITT J.M., SIMON-COINÇON R. (1985) - La paléosurface infra-liasique en Rouergue. *Géologie de la France*, 1985-2, p. 125-135.

STUSSI J.M. (1976) - Le massif granitique de La Roche-sur-Yon (Vendée). Zonalité pétrographique et différenciation chimico-minéralogique. *Sciences de la Terre*, XX, 3, p. 219-263, Nancy.

TERS M. (1961) - La Vendée littorale. Etude de géomorphologie. Thèse doct. État, univ. Paris, 578 p. Imprimerie Oberthur.

TERS M. (1976) - Métamorphismes et plissements dans le SE du Massif armoricain : les phases éodévonienues. 4e RAST, 374 p.

TERS M. (1979) - Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du massif vendéen : stratigraphie et structure. *Bull. BRGM*, (2), I, 4, p. 293-301.

THIÈBLEMONT D., CABANIS B. (1986) - Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléovolcanique silurienne de La Meilleraie, Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, II, 9, p. 641-646.

THIÈBLEMONT D. (1987) - Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apports de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Thèse d'Université, univ. P. et M. Curie, Paris, 365 p. *Documents du BRGM*, n° 157.

THIÈBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R., TREUIL M. (1987) - Etude géochimique (majeurs et traces) de la formation amphibolique de Saint-Martin-des-Noyers (complexes cristallophylliens des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orogène varisque. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, 2, p. 371-378.

THIÈBLEMONT D., TRIBOULET C., GODARD G. (1988) - Mineralogy, petrology and P-T-t path of Ca-Na amphibole assemblages from mafic through silicic protoliths, Saint-Martin-des-Noyers formation, Vendée, France. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 6, part. 6 (sous presse).

VIDAL P. (1976) - Evolution polyorogénique du Massif Armoricaïn. Apport de la géochronologie et géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes, *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21, 162 p. 1980.

WALLERANT F. (1892) - Carte géologique de La Roche-sur-Yon (1/80 000) et notice. 1ère édition.

WELSCH J. (1907) - C.R. des collaborateurs de la carte géologique : feuille de La Roche-sur-Yon. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 1907, p. 49.

WYNS R. (1979) - Découverte de Graptolithes dans les séricitoschistes associés aux phanérites du synclinorium de Chantonnay (Vendée) (ex-Briovérien) : conséquences stratigraphiques et structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288, p. 477-480.

WYNS R. (1980) - Contribution à l'étude du Haut Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée). Thèse 3ème cycle, univ. P. et M. Curie, Paris.

WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) - Le Précambrien du massif vendéen : étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. *Documents BRGM*, n° 68, 60 p. 2 pl. h.t.

WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G., BIRON R. (1988) - Carte géologique Chantonnay à 1/50 000 et notice 76 p., BRGM, Orléans.

WYNS R., LARDEUX H., WEYANT M. (1989) - Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée) ; conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, II, p. 855-860.

Cartes géologiques à 1/80 000

- Feuille *La Roche-sur-Yon* : 1er édition (1892) par F. WALLERANT
2ème édition (1949) par G. MATHIEU

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000 :

- Feuille *Nantes* (1979), coordination par J. MÉLOUX.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

AUTEURS DE LA NOTICE

Ce livret explicatif a été rédigé en 1988 par R. WYNS, ingénieur-géologue au BRGM, avec la participation de :

- G. GODARD, docteur de 3ème cycle, pour le complexe des Essarts, les alluvions anciennes *pro parte*, la tectonique cassante, la météorite de Chantonay, la préhistoire et l'archéologie, les minerais *pro parte* (fer) ;
- G. LABLANCHE, ingénieur-géologue au BRGM, pour le Secondaire ;
- R. BIRON, ingénieur-géologue au BRGM, pour les minerais (métaux non ferreux) ;
- G. BRESSON, chef du service hydrogéologique départemental de la Vendée, pour l'hydrogéologie.

J.M. STUSSI (CNRS, Nancy) a communiqué des données inédites sur la géochimie et le métamorphisme des métasédiments du synclinorium de La Roche-sur-Yon, et sur la géochimie des granites.

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

- pour la carte : WYNS R., LE GOFF E., LABLANCHE G., GODARD G., TERS M., CLÉMENT J.P. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille LA ROCHE-SUR-YON (562) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
Notice explicative par WYNS R., GODARD G., LABLANCHE R., BIRON R., BRESSON G. (1989), 80 p.
- pour la notice : WYNS R., GODARD G., LABLANCHE R., BIRON R., BRESSON G. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille LA ROCHE-SUR-YON (562) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 80 p.
Carte géologique par WYNS R., LE GOFF E., LABLANCHE G., GODARD G., TERS M., CLÉMENT J.P. (1987).

Réalisation BRGM

Dépôt légal : 2ème trimestre 1989

ISBN n° 2-7159-1562-4