



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

CHANTONNAY

CHANTONNAY

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

Montaigu	Les Herbiers	Bressuire
La Roche- -s-Yon	CHANTONNAY	Moncoustant
Luçon	Fontenay- -le-Comte	Coulonges- -s-Autize

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CHANTONNAY A 1/50 000**

par

R. WYNS, G. LABLANCHE et A. LEFAVRAIS-RAYMOND

avec la collaboration de G. BRESSON et R. BIRON

1988

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	9
<i>SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE</i>	10
Précambrien	10
Paléozoïque du synclinorium de Chantonay	10
Complexe cristallophyllien des Essarts	28
Roches plutoniques	37
Filons	41
Métamorphisme et déformation	41
 <i>COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE</i>	 44
Formations secondaires	44
Formation tertiaire	48
Formations superficielles et quaternaires	49
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	50
<i>TECTONIQUE CASSANTE ET NÉOTECTONIQUE</i>	50
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATIONS, PÉDOGENÈSES</i>	52
OCCUPATION DU SOL	52
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	52
RESSOURCES DU SOUS-SOL	53
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	53
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	57
Minerais	57
Roches	60
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	61
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	61
<i>TABLEAUX 1 A 6 : ANALYSES</i>	62
<i>TABLEAU 7 : GÎTES FOSSILIFÈRES DU GROUPE DE RÉAUMUR</i>	68
<i>TABLEAU 8 : FAUNES D'AMMONITES RÉCOLTÉES SUR LA FEUILLE CHANTONNAY</i>	69
<i>TABLEAU 9 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	70
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	73
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	76
AUTEURS DE LA NOTICE	76

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le socle de la moitié ouest de la carte Chantonay a été levé de 1977 à 1980 dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle (R. Wyns, 1980) et celui de la moitié est au cours de l'année 1981.

Les levés antérieurs les plus récents de cette région (carte à 1/80 000 la Roche-sur-Yon) remontaient à la période 1930-1943 (thèse G. Mathieu, 1937). A cette époque, la plus grande partie des terrains aujourd'hui identifiés comme paléozoïques étaient attribués au "Briovérien" *s.l.*. Le travail de cartographie géologique proprement dite a donc été précédé d'un travail de reconnaissance lithostratigraphique dans le but d'identifier des formations géologiques d'une certaine extension dans un ensemble auparavant indifférencié. C'est ainsi que plusieurs formations nouvelles ont été définies ou redéfinies : formation de Montournais, des Gerbaudières et du Bourgneuf pour le Cambrien, groupe de Réaumur pour l'Ordovicien/Silurien. La découverte de huit gisements macrofossilifères a permis de rapporter au Paléozoïque des formations alors en partie considérées comme précambriennes.

Une datation (granite de Pouzauges) ainsi que des analyses chimiques ont permis de mieux caractériser des corps plutoniques ou volcaniques jusqu'alors mal connus.

L'étude microstructurale des formations métamorphiques a permis d'établir une première approche de l'histoire tectono-métamorphique des terrains de cette région.

Enfin, les terrains mésozoïques du Bassin de Chantonay ont été levés en 1981 par deux géologues du BRGM.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte Chantonay recoupe trois principales unités géologiques :

— au Nord-Est, la bordure sud de l'anticlinorium du Haut Bocage, constitué de schistes et micaschistes du socle précambrien, et dans lequel s'est mis en place, à l'Ordovicien inférieur, le granite de Pouzauges. Cette zone, occupée principalement par le granite et ses cornéennes, constitue un massif proéminent, mamelonné, dont les points hauts (nommés "Puys"), d'altitude comprise entre 250 et 280 m, dominent de 130 à 150 m la pénéplaine du bocage de Chantonay ;

— au centre, le synclinorium paléozoïque de Chantonay dont les terrains s'appuient en discordance probable vers le Nord-Est sur le Précambrien de l'anticlinorium du Haut Bocage, et sont limités au Sud-Ouest par le Sillon houiller. Une lanière de terrains mésozoïques, effondrée au pied de la faille de Chantonay, recouvre la bordure méridionale de cette unité ;

— au Sud-Ouest, une partie du complexe des Essarts, qui se prolonge vers Mervent au Sud-Est et vers le lac de Grand-Lieu au Nord-Ouest. Cette unité est constituée de schistes plus ou moins métamorphiques d'âge inconnu, accompagnés de roches basiques (amphibolites) et dans lesquels se sont mis en place, au Paléozoïque, des granites postérieurement orthogneissifiés. Notons

évoque une sédimentation de talus continental dans un contexte d'ouverture océanique.

L'Ordovicien et le Silurien sont mal caractérisés sur le plan chronostratigraphique et géodynamique. Le taux de sédimentation devient plus faible et les faciès de plate-forme sont présents (Grès armoricain). Le contexte géodynamique est mal connu ; cette période est marquée comme dans toute la région sud-armoricaine, par un plutonisme dit "calco-alcalin" (représenté ici par le granite de Pouzauges), dont l'interprétation diverge selon les auteurs : plutonisme lié à une zone de subduction pour les uns, ou lié à une distension de marge continentale pour les autres.

Au Dévonien, la sédimentation de la partie supérieure du groupe de Réaumur et le volcanisme mixte d'arc et de Morb de la Meilleraie évoquent un contexte de bassin arrière-arc. Le front d'arc correspondant à ce dispositif se trouvait probablement plus au Sud ; peut-être est-il représenté par les amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers dans le complexe des Essarts.

La dynamique de convergence, dont le début est mal calé (Ordovicien ?, Silurien ?) accompagne la fermeture de l'océan créé auparavant. Il est probable que cette fermeture s'est faite en plusieurs épisodes successifs marqués chacun par un recul du lieu de subduction, au fur et à mesure que le continent méridional s'avancait vers le Nord. La région de Chantonay a sans doute été gagnée tardivement par la structuration puisque la sédimentation et le volcanisme distensif (la Meilleraie) ont atteint le Dévonien probablement élevé.

Au Dévonien supérieur ou au Carbonifère inférieur (Viséen) se produit la collision intercontinentale qui marque la fin de la fermeture océanique. C'est sans doute l'époque de structuration métamorphique majeure de cette région, marquée par une tectonique tangentielle importante. Mais cette période est encore trop mal connue pour tenter d'en retracer l'histoire.

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

La période permienne ne nous a pas laissé de dépôt identifiable. Elle est probablement marquée par la destruction généralisée des montagnes créées par l'orogénèse hercynienne.

Évolution mésozoïque et cénozoïque

Aucun sédiment n'est daté du Trias, qui doit être une période privilégiée d'altération continentale et d'érosion en raison de son climat tropical à saisons alternées ; cette période voit probablement la fin de l'élaboration de la plaine post-hercynienne.

Les premiers dépôts du Lias sont encore plus ou moins continentaux (arkoses de l'Herminault — argiles rouges et vertes de Chantonay). Ils ont donné une flore déjà hettangienne (Cherveux — Herminault — Carpentier, 1941) et peuvent être considérés comme le remaniement des altérites post-carbonifères.

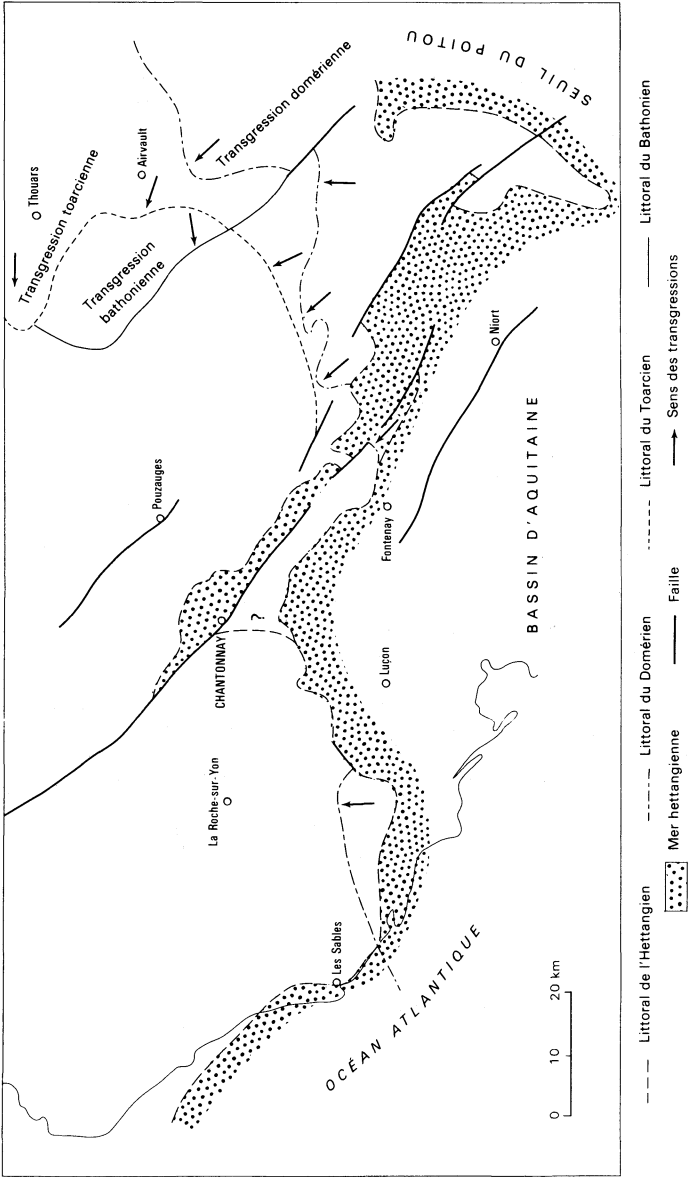


Fig. 2 - Transgressions des mers jurassiques sur le Sud de la Vendée (d'après G. Mathieu, 1948, simplifiée)

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 flots qui existaient en avant de la ligne de rivage.

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, ce qu'il y a de sûr c'est qu'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 la zone à *H. 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 conditions de dépôt, 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 le territoire de la feuille. Le Crétacé inférieur, au cours duquel s'ouvre le golfe de Gascogne, a sans doute vu rejouer un certain nombre d'accidents comme la faille de Chantonnay et la faille de Pouzauges.

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

DESCRIPTION DES TERRAINS

Entre le lever de la carte et la rédaction de la notice, des données nouvelles ont permis de préciser ou de modifier les attributions stratigraphiques de certaines formations ; il en est tenu compte dans cette notice. Le plan adopté pour la description des terrains (des plus anciens aux plus récents) traitera séparément d'une part le synclinorium de Chantonnay et son soubassement précambrien au Nord, et d'autre part les terrains métamorphiques du complexe cristallophyllien des Essarts.

SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

Précambrien

bξ¹⁻². **Métapélites et métagrauwackes à chlorite et muscovite, du Haut Bocage.** Les formations attribuables au Précambrien n'affleurent que dans la partie nord-est de la feuille, où elles constituent l'encaissant du granite de Pouzauges, et probablement le socle de la série paléozoïque du synclinorium de Chantonnay.

Il s'agit de schistes micacés généralement finement lités, faisant alterner des lits clairs quartzeux ou quartzo-feldspathiques et des lits sombres micacés ; leur composition va d'un pôle pélitique (à micas dominants) à un pôle grauwackeux (à quartz + plagioclases clastiques dominants). Les métagrauwackes ne possèdent jamais de clastes lithiques identifiables ni de niveaux de poudingue.

● **Structuration et métamorphisme.** Le Précambrien est affecté d'une schistosité de flux intense dans laquelle cristallisent muscovite et biotite ou chlorite. Cette schistosité de flux est souvent plan axial de plis isoclinaux affectant des lentilles quartzieuses.

Sur le territoire de la carte, les schistes précambriens sont généralement affectés de manière plus ou moins intense par le métamorphisme de contact du granite de Pouzauges (cornéennes, schistes tachetés), ce qui gêne l'étude des paragenèses cadomiennes.

● **Interprétation et âge.** Situé sous le Paléozoïque du synclinorium de Chantonnay, l'ensemble lithologique qui vient d'être décrit présente une structuration métamorphique antérieure au granite de Pouzauges daté à 483 ± 22 MA ; cette structuration est donc probablement à rapporter à l'orogénèse cadomienne. Le style de déformation rappelle celui du Précambrien des Mauges, situé au Nord du granite de Mortagne. Cette analogie est renforcée par l'existence dans ce même ensemble lithologique, à Saint-Marsault et Moutiers-sous-Chantemerle (feuille Moncoutant) de métavolcanites basiques et de schistes graphiteux, analogues à ceux de la formation de Beaupréau dans les Mauges (feuille à 1/50 000 Chemillé ; cf. R. Wyns et J. Le Métour, 1983).

Paléozoïque du synclinorium de Chantonnay

kM. **Cambrien. Formation de Montournais. Schistes et grès verts.** Cette formation affleure en une bande large de 1 à 2 km le long du flanc nord du synclinorium de Paléozoïque, dont elle constitue la base. Elle est en contact au Nord avec le socle précambrien du Haut Bocage. Ce contact est considéré actuellement comme normal et discordant, mais rien n'exclut la possibilité d'un contact tectonique, car dans cette zone les affleurements sont rarissimes.

La formation de Montournais est constituée par un ensemble détritico-volcano-sédimentaire puissant de 500 à 900 m, composé de grès et de pélites verdâtres, entrecoupés de poudingues, microconglomérats, tufs volcaniques acides, passées rhyolitiques et rhyodacitiques, et faciès volcano-sédimentaires de type *wacke*.

L'un des meilleurs affleurements est la carrière du Petit Moulin à la sortie est de Montournais ; elle est ouverte dans des grès verts contenant des grauwackes et des microconglomérats à éléments rhyolitiques ; des filons de dolérite recoupent l'ensemble. Les microconglomérats sont visibles dans la partie nord de la carrière ; leurs éléments figurés, de taille centimétrique, comprennent des galets arrondis de roches d'origine sédimentaire (quartzites, pélites), de roche grenue à quartz et feldspath, de micropegmatite, de schistes métamorphiques possibles, des fragments de lave microlithique (baguettes de plagioclase dans une pâte vitreuse fluidale) et des éclats très allongés de roches felsitiques pouvant être un ancien verre volcanique ; la matrice est constituée de grains de plagioclase (albite-oligoclase) et de quartz (certains possédant des golfes en doigts de gant attestant une origine rhyolitique), dans une pâte fine, pélite, formée d'un mélange de chlorite, de séricite et d'épidote.

A ces microconglomérats font suite des pélites gréseuses verdâtres et des grauwackes à éléments figurés sub- à plurimillimétriques constitués de quartz mono- ou polycristallin et de plagioclase (albite, oligoclase) partiellement saussuritisé.

D'autres poudingues à galets centimétriques et éléments rhyolitiques se rencontrent en pierres volantes à l'Ouest du Fraiseau (Sud-Est de Montournais) où ils sont accompagnés de blocs de roches volcaniques acides (rhyolites, rhyodacites). Près de la gare de Pouzauges, à l'Ouest de la Gandouinière, une petite carrière est ouverte dans des grès vert sombre et des poudingues à galets arrondis pluricentimétriques (jusqu'à 3-4 cm) ; ceux-ci contiennent des galets de quartz polycristallin granoblastique, de microquartzite, de roche microgrenue quartzo-feldspathique, ainsi que des clastes de quartz et de plagioclase, dans une matrice quartzo-feldspathique contenant de la séricite, de la chlorite, de l'épidote, ainsi que de la biotite liée au métamorphisme de contact du granite de Pouzauges.

ρ. **Rhyolites.** Quelques passées de volcanites acides (rhyolites et rhyodacites) ont été cartographiées. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser s'il s'agit de coulées interstratifiées dans la formation ou de filons. Néanmoins l'existence de coulées est fort probable, dans la mesure où des éléments remaniés de volcanites acides sont très abondants dans l'ensemble de la formation.

kg. **Cambrien. Formation des Gerbaudières. Schistes noirs ou gris.** Cette formation, qui succède à la formation de Montournais, est épaisse de 600 à 800 m environ ; elle est formée de pélites et de *shales* noirs alternant avec des lits plus gréseux centimétriques à décimétriques de teinte sombre, et contient des niveaux de *shales* et de microquartzites graphiteux, et quelques lits pluridécimétriques de carbonates. La formation est caractéristique au Nord-Ouest et au Sud-Est de Saint-Pierre-du-Chemin, et tout particulièrement dans la tranchée SNCF des Gerbaudières, près de la forêt de Chantermerle (feuille Moncoustant).

La transition entre la formation de Montournais et la formation des Gerbaudières est marquée, au Nord-Est de la Pardière, par des alternances entre grès verts, brèches sédimentaires et pélites sombres plus ou moins gréseuses. Ces brèches sédimentaires contiennent des fragments lithiques centimétriques de pélites ou de pélites gréseuses dans une matrice riche en clastes de quartz mono- et polycristallin (0,2 à 1,5 mm) et de plagioclase (albite-oligoclase) ; le ciment est formé de chlorite, séricite, épidote, quartz. Plus haut dans

la série le faciès dominant est un *shale* noir, parfois subardoisier, formé de séricite, chlorite et quartz fin ; les variations de teneur en quartz déterminent un litage millimétrique à centimétrique ; certains lits sont franchement microquartzitiques. La teinte gris sombre à noire est due à la présence de minéraux opaques (pyrite ?) et de matière organique ; celle-ci peut devenir très abondante et donne alors aux *shales* un toucher onctueux, mais il ne s'agit pas de véritables ampélites ; de même les niveaux quartzitiques peuvent s'enrichir en matière organique jusqu'à devenir des microquartzites graphiteux ; une étude de la matière organique effectuée sur un échantillon de *shale* noir prélevé à la Pardière a montré qu'il s'agissait de vitrinite en petites particules (10 à 30 μ) provenant de matériel libéro-ligneux, sans qu'aucun micro-organisme ne puisse être identifié.

Des niveaux carbonatés sont présents dans la formation des Gerbaudières mais leur observation n'est possible que dans les parties profondes, non altérées, des excavations ; une carrière située entre le Lay et la Moncellière (limite ouest de la carte Moncutant) montre des *shales* contenant des lits millimétriques à centimétriques de microquartzite carbonaté ; la tranchée SNCF des Gerbaudières (feuille Moncutant 1N) montre au milieu des *shales* noirs plusieurs niveaux de calcaire gréseux étirés et boudinés, épais de 10 à 40 cm ; ils sont formés de cristaux de calcite spathique de 0,5 à 1,5 mm, localement jointifs, cimentés par de la séricite et du quartz très fin, ou bien d'un mélange intime de petits cristaux de calcite (< 100 μ), de quartz et de séricite. Des rhomboèdres de calcite (100 à 500 μ) se rencontrent fréquemment par ailleurs dans les autres faciès de cette tranchée (*shales* et microquartzites), où il sont isolés dans une matrice phylliteuse ou siliceuse.

ks. Cambrien supérieur probable. Formation du Bourgneuf. Schistes et grès verts ou bruns. Cette formation a été définie par G. Mathieu (1937) près du hameau du Bourgneuf (sortie sud de Saint-Pierre-du-Chemin, feuille Moncutant) : « Nous considérons comme un étage plus récent que le Briovérien la formation de schistes en plaquettes avec grès verts, les schistes massifs rouges et verts, enfin les schistes violacés ou lie de vin. L'étage du Bourgneuf renferme dans sa moitié supérieure des lentilles interstratifiées de rhyolite ».

D'une épaisseur comprise entre 500 et 1 000 m, cette formation est superposée à la formation des Gerbaudières ; elle comporte dans sa partie supérieure quelques lentilles rhyolitiques (ρ) qui annoncent les ignimbrites de la Châtaigneraie auxquelles elles passent vers le haut. Elle affleure largement au Nord de la bande de Grès armoricain de Réaumur.

Les faciès dominants sont des grauwackes lithiques, des grès et des *siltstones* verts, avec des bancs de brèches intraformationnelles à éléments de schistes ; ces faciès sont associés sous forme d'alternances de bancs pluridécimétriques à métriques.

Les grauwackes contiennent de gros grains (jusqu'à 2 mm) de quartz mono ou polycristallin, des clastes de plagioclase (oligoclase) ainsi que quelques clastes de feldspath alcalin, et des débris lithiques variés (microquartzite, grès, pélite) empâtés dans une matrice de quartz détritique plus fine à ciment mica-cé (chlorite dominante avec un peu de séricite) ; les éléments sont très hétérométriques et peu usés ; ces faciès, très répandus dans la région de Réaumur, alternent souvent avec des bancs de grès fin et de pélites, le contact entre les faciès étant tranché, ce qui évoque une sédimentation séquentielle. Par augmentation de la taille des éléments, les grauwackes passent fréquemment à

des brèches sédimentaires à fragments centimétriques de pélites ou d'argilites ; ces brèches ne contiennent généralement pas de galets de quartz ou de grès ; on peut les observer notamment à l'Est de Réaumur (les Ouzinières) et le long de la D 13 entre la Gauvinière et Saint-Pierre-du-Chemin.

La formation du Bourgneuf revient à l'affleurement dans un boutonnière anticlinale autour de Cheffois.

● **Éléments de corrélation et de datation.** La formation du Bourgneuf présente des faciès très voisins de la formation de Puy-Hardy située sur le flanc sud du synclinorium de Chantonay (feuille Coulonges-sur-l'Autize) qui a livré le Brachiopode *Bilingsella* sp., genre caractéristique du Cambrien supérieur ; compte tenu de cette analogie de faciès et de sa position sous les quartzites attribués au Grès armoricain, cette formation a été attribuée au Cambrien supérieur.

Il faut également probablement mettre en équivalence cette formation avec la formation de Sigournais, qui a été attribuée à l'Ordovicien lors du lever de la carte, mais qui s'est révélée depuis être en contact anormal sur le groupe de Réaumur (cf. *infra*).

ip. Cambro-Trémadocien. Rhyolites et ignimbrites de la Châtaigneraie. Ce complexe volcanique acide affleure au coeur de l'anticlinal de la Châtaigneraie sur environ 70 km, et traverse la feuille de Chantonay du Nord-Ouest au Sud-Est ; il s'insère entre la formation du Bourgneuf (avec laquelle il paraît en continuité) et les quartzites attribués au Grès armoricain. Une étude pétrographique lui a été consacrée par C. Boyer (1974) qui distingue trois types principaux :

— **des ignimbrites** : elles sont constituées d'une pâte blanche, grise, vert pâle ou rosée, schisteuse, dans laquelle flottent de nombreux phénocristaux millimétriques de quartz (parfois noir) et de feldspaths (souvent roses). On observe localement des lentilles millimétriques à centimétriques roses, très effilées, à structure axiolithique, interprétées comme des "fiammes" ; ces "fiammes" résultent de l'accolement et du soudage à chaud de fragments vitreux dans des nuées ardentes et sont considérées comme caractéristiques des ignimbrites. Les phénocristaux de quartz forment 10 à 20 % de la roche totale et sont généralement plus abondants que les feldspaths ; leur diamètre varie entre 0,5 et 3 mm ; la plupart sont de grande taille, riches en lacunes de cristallisation en doigts de gant (certains de ces golfes contenant des sphérolites) et ont des formes plus ou moins arrondies ; d'autres quartz sont plus petits, automorphes, à section hexagonale ou carrée (quartz bipyramidés) et sont souvent inclus dans les fiammes. Les feldspaths représentent 6 à 10 % de la roche ; ce sont généralement des microclines incluant souvent de larges plages d'albite développées probablement lors du métamorphisme. Les enclaves sont représentées surtout par des verres rubanés parfois sphérolithiques et par des fiammes ainsi que par des laves à larges lattes feldspathiques intersertales ; les enclaves de microgranite ou de micropegmatite sont beaucoup plus rares ; on note également quelques enclaves de schistes, mais celles-ci sont plus abondantes dans les tuffo-ignimbrites. La *mésostase* constitue 63 à 83 % de la roche totale pour les ignimbrites porphyriques et peut dépasser 95 % pour les ignimbrites aphyriques ; elle est formée de microcristaux de quelques microns à 100 µ de quartz, albite, séricite, chlorite, accessoirement orthose ; la structure est généralement felsitique. Les ignimbrites s.s. se rencontrent principalement entre

Chantonnay et Tallud-Sainte-Gemme ainsi que dans la partie sud de la bande de la Châtaigneraie ;

— *des tuffo-ignimbrites* : elles ressemblent beaucoup aux ignimbrites, sans en présenter les structures caractéristiques (structures vitroclastiques, fiammes). On y trouve des ignimbrites, des volcanoclastites, des rhyolites banales. Elles renferment de larges faisceaux gris-vert, satinés, de plusieurs centimètres de long sur 1 cm de large, qui ont été interprétés comme des enclaves de schiste. Les tuffo-ignimbrites se rencontrent principalement entre Tallud-Sainte-Gemme et Mouilleron-en-Pareds, ainsi qu'à l'Est de la Châtaigneraie ;

— *des volcanoclastites* : elles sont très peu abondantes et ne seraient représentées que par quelques niveaux de tufs et de cendres observés dans la région de Breuil-Barret et du Beugnon, sur la carte Moncoutant.

● **Données géochimiques** (cf. tableau 1). Selon C. Boyer, la composition moyenne des ignimbrites s'apparente à celle des aplites ou des leucorhyolites. Elles sont très siliceuses ($\text{SiO}_2 = 71 \text{ à } 77 \%$) et présentent un caractère méta-alumineux à peralumineux, avec corindon normatif fréquent. Parmi les alcalins le potassium domine sur le sodium. Le fer, le magnésium et le calcium sont toujours peu abondants, et les teneurs en MgO particulièrement faibles. C. Boyer (1974) interprète ces ignimbrites comme provenant d'anatexie crustale.

● **Éléments de datation**. Les ignimbrites de la Châtaigneraie sont considérées comme cambro-trémadociennes car elles couronnent une série attribuée au Cambrien et sont recouvertes par des quartzites attribués au Grès armoricain. Toutefois cette attribution stratigraphique devra être confirmée par une datation géochronologique.

ip. Pierre des Plochères. Utilisée largement autrefois pour la construction des soles de four grâce à ses propriétés réfractaires, la Pierre des Plochères affleure essentiellement près de Saint-Pierre-du-Chemin (feuille voisine Moncoutant), où elle s'insère entre la formation du Bourgneuf et le Grès armoricain, comme les ignimbrites dont elle représente un équivalent latéral. Sur la feuille Chantonnay, elle est représentée en limite est de la carte, près des hameaux de la Bénussière et de la Fillotière, où elle constitue le prolongement direct du gisement de Saint-Pierre-du-Chemin(*) ; on en retrouve des équivalents plus au Nord-Ouest, entre Réaumur et la Meilleraie-Tillay, et plus loin entre Rochevieille et Piffecaud.

La roche se présente en grandes dalles décimétriques de couleur rose ou violacée, à enduits micacés irréguliers, contenant des éléments figurés plus sombres centimétriques à pluridécimétriques. Grâce à leur débit régulier, ces dalles ont été largement utilisées dans la construction notamment comme pierres d'angle, seuils, appuis de fenêtres, et se repèrent facilement grâce à leur couleur rose caractéristique. Les éléments figurés ont une texture porphyrique et contiennent des phénocristaux de quartz automorphes à golfes en doigts de gants et une pâte microgrenue de quartz et de paillettes micacées ; ces éléments figurés pourraient correspondre à des galets de lave. La matrice contient des quartz rhyolitiques subautomorphes, souvent cassés ou craquelés et des amandes quartzeuses de taille variable, dans un ciment micacé très fin ; ces faciès peuvent être interprétés comme des brèches ou des tufs rhyolitiques.

(*) Sur la carte, le figuré de cette formation (barré vertical) a été omis par erreur lors de l'impression.

Les affleurements situés plus au Nord-Ouest (Réaumur — la Meilleraie et Rochevieille — Piffecaud) correspondent à un matériel plus distal et moins franchement volcanogène : on y trouve des pélites noires ou violacées, plus ou moins grésfeldspathiques, contenant des amandes sériciteuses de teinte claire, alternant avec des grès feldspathiques noirs ou gris. Ces faciès alternent sur plusieurs mètres d'épaisseur, sous le Grès armoricain.

La Pierre des Plochères peut être considérée comme un faciès volcano-sédimentaire latéral des ignimbrites de la Châtaigneraie comme l'a suggéré A.D. Berre (1967) ; en effet, elles se trouvent tantôt sous les ignimbrites, tantôt à la place de celles-ci ; d'autre part les données minéralogiques et géochimiques montrent un pôle alumineux (pyrophyllite) au centre de la principale bande d'affleurement et des pôles potassiques (séricite) aux extrémités ; cette répartition suggère une migration différentielle de ces éléments lors de la sédimentation à partir d'une source qui pourrait être le massif ignimbritique. La richesse en alumine (jusqu'à 19 % de la roche totale, et jusqu'à 37 % du ciment) de la partie centrale de la bande d'affleurement (sur la feuille Moncoustant) explique les qualités réfractaires de cette roche. Notons que J. de Lapparent (1909) a signalé la présence, dans cette roche, de chloritoïde, disthène et andalousite ; ces minéraux, dont les deux derniers paraissent incompatibles avec le caractère épizonal du métamorphisme régional, n'ont jamais été retrouvés depuis.

02. **Arénigien. Grès armoricain.** Un épais niveau de quartzite blanc (le Quartzite de la Châtaigneraie) arme les deux flancs du principal synclinal traversant la feuille. Quoique non fossilifère, il est classiquement rapporté au Grès armoricain dont il présente le faciès. Cette attribution a été reprise ici mais reste tributaire d'éventuelles découvertes paléontologiques.

Il s'agit d'un grès blanc à ciment quartzitique, très massif ; vers la base il peut contenir une proportion importante de feldspaths détritiques, notamment lorsqu'il repose sur les ignimbrites, et présente alors un caractère arkosique ; il peut également contenir des petits bancs décimétriques de poudingue à dragées de quartz (poudingue de Cheffois), parmi lesquels on rencontre occasionnellement des galets de microquartzite gris ou noir. La plus grande partie de la formation est constituée de quartzarénite en bancs massifs d'épaisseur métrique à plurimétrique. Dans la partie supérieure la granulométrie s'affine progressivement, passant à des grès très fins puis à des *siltstones* blancs, en même temps que le litage devient décimétrique à centimétrique, donnant un débit en plaquettes ; puis la roche se charge progressivement en phyllites : séricite d'abord, puis chlorite, l'apparition de ce dernier minéral accompagnant un changement de teinte qui devient plus sombre et annonce les schistes gris de la base du groupe de Réaumur. Ces caractères sont bien observables sur de nombreux affleurements du flanc nord du synclinorium, notamment dans la carrière du moulin de Boissière, entre Mouchamps et Rochetroux ; les bancs de poudingue sont bien visibles sur la butte de Moulleron-Pareds.

En certains endroits ont été rencontrées au milieu de la formation des intercalations schisteuses ou schisto-gréseuses sombres, notamment au Sud-Est de la Meilleraie (la Briderie) et dans la ville de la Châtaigneraie ; les conditions d'observation n'ont pas permis de préciser s'il s'agissait de faciès interstratifiés dans le quartzite ou bien d'une autre formation accolée tectoniquement par repli ou faille.

L'épaisseur de la formation, assez régulière sur le flanc nord du synclinorium (de l'ordre de 50 à 80 m), est très variable le long de l'anticlinal de la Châtaigneraie (de 0 à plus de 100 m) ; ces variations d'épaisseur peuvent avoir deux origines principales :

- sédimentaire, par lacune de sédimentation ou forte réduction d'épaisseur sur des hauts fonds ; ce cas paraît probable au contact des ignimbrites plus résistantes, par exemple à l'Ouest de la ferme de la Sauzaie (Nord de Saint-Vincent-Sterlanges) et dans la vallée de la Maine (entre Sigournais et Tallud-Sainte-Gemme) sur la charnière anticlinale située au Nord du bois des Charbonnières ; dans ces deux points, le grès repose directement sur les ignimbrites sans interposition de poudingue ; le contact entre ignimbrite et quartzite semble irrégulier et très difficile à discerner, même sur des affleurements de bonne qualité ; la surface de l'ignimbrite devait être à nu (sans intercalation de particules fines) au moment de la sédimentation du grès, ce qui suggère que ces zones étaient en relief par rapport au fond de la mer ; la formation gréseuse dans ces deux cas n'est épaisse que de 10 à 50 mètres. A la Tardière le quartzite disparaît complètement : les phtanites du groupe de Réaumur ne sont séparés des ignimbrites que par quelques dizaines de mètres de schistes sombres à passées gréseuses ;
- tectonique, par laminage ou redoublement le long de failles inverses, notamment sur le flanc sud de l'anticlinal de la Châtaigneraie (cf. chapitre "Formation de Sigournais").

Cette formation quartzitique est d'origine marine, comme l'attestent :

- la maturité du sédiment presque exclusivement quartzarénite (absence de pélites dans la matrice) ;
- la forme et le bon classement des galets dans les niveaux de poudingue ;
- le bon classement des grains détritiques ;
- le granoclassement général et la couleur de la formation, indiquant un niveau d'énergie élevé à la base (faible tranche d'eau) et un milieu bien oxygéné (couleur blanche), passant vers le haut à un niveau d'énergie plus faible (augmentation de la tranche d'eau) en même temps qu'apparaissent les premiers faciès du groupe de Réaumur.

Ces caractères sont ceux d'une formation marine transgressive, et paraissent assez bien s'accommoder avec l'attribution de ce quartzite au Grès armoricain, qui marque généralement le début de la grande transgression ordovicienne.

O_m-s. Ordovicien moyen à Silurien et Dévonien. Groupe de Réaumur. Schistes gris à noirs. Le groupe de Réaumur, formé principalement de *shales* et de pélites de couleur grise à noire, comprend sur la carte l'ensemble des terrains antémétamorphiques du synclinorium situés au-dessus du Grès armoricain. Faute de caractères lithologiques différenciés et de données paléontologiques suffisantes, il n'a pas été possible de le subdiviser en formations, mais un certain nombre de niveaux repères ont pu être distingués : des phtanites dans le tiers inférieur, des lentilles de quartzite noir dans la partie supérieure et, au coeur du synclinal, un important complexe volcanique basique, la formation de la Meilleraie, qui couronne la série. Le groupe de Réaumur, malgré la déformation, est fossilifère : G. Mathieu avait découvert le premier gisement de macrofaune près de Réaumur en 1938 ; trois autres gisements ont été découverts lors du lever de la carte entre 1977 et 1980 ; quatre nouveaux gisements

viennent d'être découverts en 1985 et 1986, permettant d'étendre jusqu'au Dévonien la durée de la sédimentation.

● **Schistes compris entre le Grès armoricain et les phtanites.** La partie du groupe de Réaumur située sous les phtanites présente une épaisseur comprise entre 10 et 150 m, mais qui en moyenne est de l'ordre d'une centaine de mètres. Un chemin de remembrement situé à l'Ouest de Mouchamps (au Sud de la Cour) a permis de lever la coupe suivante, au-dessus du Grès armoricain :

— 80 à 85 m : siltite jaune verdâtre à brune (suite de la sédimentation du Grès armoricain ?)

— 35 à 40 m : pélite gréseuse sombre à fantômes de pyrite, contenant des grains millimétriques de quartz

— 10 à 15 m : *shales* gris clair, sériciteux, avec deux passées métriques contenant des lits millimétriques à centimétriques de microquartzite gris clair et de phtanite

— 60 à 65 m : pélite gréseuse psammitique, à grains de quartz millimétriques, de couleur gris clair à gris sombre

— 10 à 15 m : phtanites en bancs centimétriques à pluridécimétriques alternant avec des *shales* sériciteux gris clair.

D'une manière générale, sur la carte Chantonay, le faciès le plus caractéristique de cette partie basale est constitué par les pélites gréseuses noires à gros quartz détritiques et cristaux de pyrite automorphes pouvant atteindre 1 cm de côté. En plusieurs endroits ont également été trouvés en pierres volantes des schistes noirs contenant des lits ou des poches d'oolithes chloriteuses.

Enfin on peut rencontrer, juste sous les phtanites (Nord-Est de Cheffois) des grès ou des pélites gréseuses veinées de rouge contenant des quartz rhyolitiques ; ces faciès peuvent se développer en passant à des arkoses rougeâtres lorsque le Grès armoricain manque entre les ignimbrites et les phtanites.

● **Formation des phtanites (Ph).** Les phtanites sont intercalées dans des schistes sériciteux gris ou noirs sous forme de lits millimétriques à décimétriques. Les bancs de phtanites plus ou moins nombreux et massifs, alternent généralement avec les schistes sur plusieurs dizaines de mètres. A l'oeil nu, les phtanites apparaissent comme des roches très dures, noires, à grain très fin, se débitant en plaquettes. Elles peuvent être localement décolorées (par disparition de la matière organique) en gris clair, ocre, voire en blanc ou gris verdâtre. Au microscope, elles se présentent comme des microquartzites à grain très fin parsemés de paillettes de séricite. La matière organique, qui donne la teinte noire à la roche, y est abondante sous forme de très petits flocons et de débris noirs. On y observe très souvent des fantômes de Radiolaires sous forme de taches circulaires remplies de quartz ; quelquefois des fragments de membrane interne organique y sont visibles, mais celle-ci est en général trop détériorée par le métamorphisme pour permettre une détermination.

Les phtanites, qui peuvent se subdiviser en deux faisceaux à l'Ouest de Mouchamps (cf. coupe ci-dessus), constituent un niveau repère très continu sur le flanc nord du synclinorium, que l'on retrouve de manière plus discontinue (laminage tectonique ?) en bordure nord de l'anticlinal de la Châtaigneraie ; elles ont fourni une faune de Graptolithes à Mouchamps (cf. § Contenu paléontologique).

● **Schistes situés entre les phtanites et le complexe volcanique de la Meilleraie.** Ce sont des *shales* sériciteux et des pélites gréseuses gris clair à gris sombre, contenant des niveaux quartzitiques lenticulaires d'épaisseur décimétrique à métrique. Cet ensemble schisteux, épais de 500 à 700 m, paraît pouvoir être divisé de bas en haut en trois ensembles :

— à la base, un ensemble de *shales* très fins gris clair à verdâtres, épais de 100 à 250 mètres. Ces schistes, à débit souvent en plaquettes, sont des argilites très fines à teneur en silt variable et dépourvues de micas flottés et d'éléments détritiques. Ils contiennent, notamment vers leur base, des petites passées plurimillimétriques de phtanite ou de microquartzite graphiteux, qui peuvent également se présenter sous forme de petits nodules siliceux noirs. Ils contiennent aussi des petites amandes centimétriques de siltite de teinte blanchâtre. Ces *shales* sont fossilifères et ont livré à leur base des Graptolithes à l'Ouest de Mouchamps, des Tentaculites à Saint-Prouant, la Meilleraie et Saint-Pierre-du-Chemin, des Graptolithes, des Lamellibranches, des Crinoïdes et des Radiolaires à Réaumur.

Niveaux calcaires. Des niveaux calcaires ont été observés sur les feuilles contiguës la Roche-sur-Yon et Moncoutant, au-dessus des phtanites ou en association avec eux. Sur la feuille la Roche-sur-Yon, il s'agit de calcaires massifs à entroques en bancs épais (plusieurs mètres), paraissant situés à quelques dizaines de mètres au dessus des phtanites ; des Conodontes y ont été découverts, parmi lesquels M. Weyant a pu déterminer le genre *Icriodus* caractéristique du Dévonien. Sur la feuille Moncoutant, des lits de carbonates interstratifiés avec des phtanites ont été observés derrière la laiterie du Tail, au Sud-Ouest de Breuil-Barret. Les affleurements de ces calcaires étant rares voire inexistantes à cause de la dissolution (les observations ont été réalisées grâce à des fouilles assez profondes pour la création d'étangs), il n'est pas exclu que de tels niveaux calcaires puissent exister sur la feuille Chantonnay ;

— dans la partie moyenne, un ensemble de pélites gréseuses sombres à intercalations de pélites fines, épais de 100 à 200 mètres. Les *pélites gréseuses* renferment de 10 à 50 % de grains de quartz généralement monocristallins et anguleux, d'aspect évoquant les quartz "rhyolitiques". Ces grains, de taille comprise entre 100 μ et 2 mm, flottent dans une fine matrice formée de quartz, chlorite et séricite ; des micas détritiques de 100 à 300 μ (chlorite et accessoirement muscovite) sont présents en proportions variables. Les intercalations de pélites fines présentent des épaisseurs métriques à plurimétriques. Elles sont formées d'un mélange de silt quartzo-micacé (quartz et micas détritiques de 30 à 50 μ) dans un ciment très fin constitué de séricite, chlorite et quartz. Des lits millimétriques de silt quartzeux peuvent s'individualiser. Ces pélites peuvent contenir des niveaux ou des nodules siliceux à oolithes chloriteuses, ainsi que des bancs centimétriques à décimétriques de siltite quartzreuse massive pouvant passer à des arénites quartzieuses. Ces bancs ont livré, au Sud de Saint-Pierre-du-Chemin, des empreintes de Tentaculites et de Pélécytopes ;

— dans la partie supérieure, un ensemble de pélites psammitiques et petits lits silteux, comprenant des bancs lenticulaires de quartzite pyriteux. Ces pélites comprennent une proportion souvent importante de micas détritiques de 100 à 400 μ (chlorite dominante, muscovite et biotite verte accessoires) dans une matrice quartzo-micacée fine ; du silt quartzeux est présent en quantité variable et s'individualise fréquemment en petits lits millimétriques à centimétriques généralement boudinés par la déformation ; ces lentilles silteuses de teinte gris clair se distinguent bien à l'oeil nu des parties micacées plus sombres.

ρ. **Intercalations de rhyolite.** Au lieu-dit le Verron, à 3 km à l'E.NE de Saint-Prouant, affleure un banc de rhyolite blanche épais de quelques mètres. Ce banc, qui correspond soit à un filon soit à une coulée, paraît situé dans la partie inférieure des pélites psammitiques à lentilles silteuses décrites ci-dessus.

μχ. **Microquartzite graphiteux.** Des nodules et des lits silico-graphiteux se rencontrent dans les pélites psammitiques à lentilles silteuses. Ils peuvent renfermer des oolithes chloriteuses et des restes de microfossiles (Acritarches, Chitinozoaires...).

G. **Grès pyriteux.** Des bancs lenticulaires de *quartzite sombre* s'intercalent à différents niveaux de cet ensemble pélitique. Ces grès sont noirs ou gris lorsqu'ils sont sains et présentent une patine brune ou cuivrée lorsqu'ils sont altérés (c'est le cas notamment des blocs et des pierres volantes dans les champs). Ils contiennent des cristaux de pyrite et sont souvent veinés de quartz blanc. Les bancs gréseux, épais de quelques décimètres à quelques mètres (cinq mètres dans la tranchée SNCF de la Meilleraie), peuvent se suivre dans les champs où ils laissent des traînées de blocs très durs.

β. **Basaltes de la Meilleraie.** Cet ensemble métavolcanique qui occupe le cœur du synclinorium de Chantonnay constitue la formation antémétamorphique la plus récente de cette unité. Il s'agit d'un complexe volcanique basique de plus de 1 000 mètres de puissance, comprenant des coulées sous-marines à *pillow-lavas*, des brèches, des hyaloclastites, des tufs, des cinérites et des sills. L'épisode volcanique débute généralement par des brèches volcaniques épaisses de plusieurs dizaines de mètres. La tranchée SNCF au Nord-Est de la gare de Chavagnes-les-Redoux permet d'intéressantes observations : à un premier épisode effusif font suite des tufs grossiers à ciment carbonaté, riches en bombes dégazées et très schistosées, ainsi que des tufs à cristaux ; de minces coulées s'intercalent, parfois à débit en *pillow-lavas* ; ensuite, on peut observer une épaisse masse éruptive confuse, riche en tufs soudés à échardes de verre et pyroxènes reliques (hyaloclastites). Plus loin, bien que les conditions d'affleurement soient dégradées, on reconnaît des produits volcaniques à dominante explosive : accumulation de bombes, brèches, tufs fins plus ou moins soudés et riches en éléments hyalins). Des sills ou des dykes parsèment l'ensemble de la coupe. De nombreuses carrières abandonnées permettent d'observer l'un ou l'autre des faciès cités plus haut.

La minéralogie originelle de la roche est souvent bien conservée malgré une spilitisation partielle : les phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène ont fréquemment un aspect frais. Les recristallisations métamorphiques, qui peuvent résulter d'un métamorphisme océanique (D. Thièblemont, 1987) ou du métamorphisme régional, amènent la formation de séricite (aux dépens des feldspaths), d'amphibole verte (aux dépens des pyroxènes), d'épidote, de chlorite, de pumpellyite, de calcite, de quartz et de leucoxène.

Les vacuoles de dégazage peuvent être remplies de chlorite, de pumpellyite, d'épidote, de calcite ou de quartz, ou d'un mélange de ces constituants.

— **Données géochimiques** (tableau 2). L'étude géochimique du complexe volcanique de la Meilleraie a été réalisée par D. Thièblemont (1986, 1987) sur les éléments majeurs et les éléments en traces ; deux lignées magmatiques peuvent y être distinguées (figures 3 et 4) :

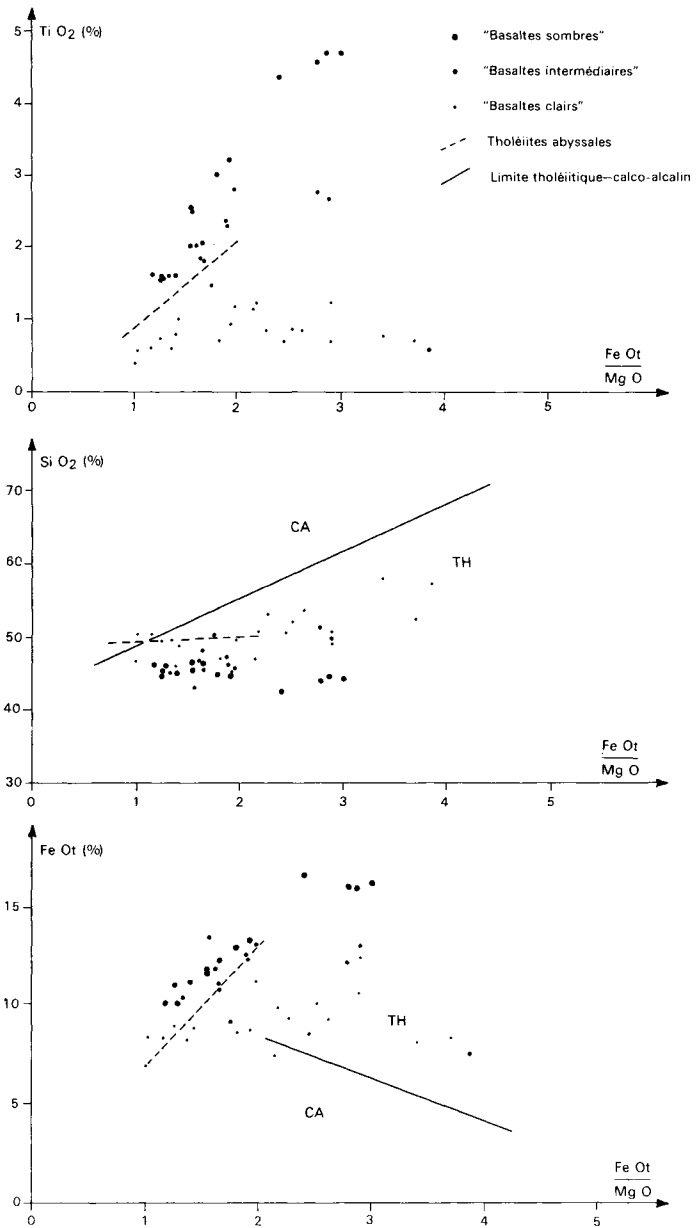


Fig. 3 - Formation de la Meilleraie : diagramme de Miyashiro
Analyses : D. Thiéblemont (1987)

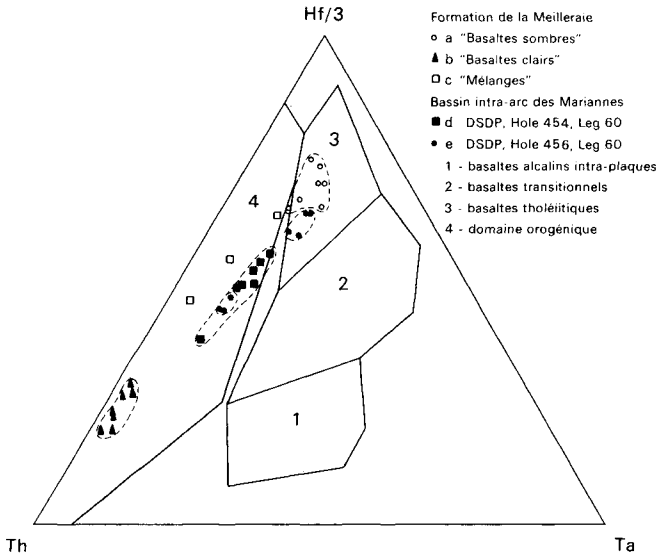


Fig. 4 - Diagramme Hf/3-Th-Ta pour la série de la Meilleraie et les basaltes forés dans le bassin intra-arc des Mariannes
(tiré de Thiéblemont et Cabanis, 1986)

- une lignée de type "N-MORB" (tholéiites océaniques) représentée sur le terrain par des faciès effusifs souvent aphyriques de teinte sombre ("basaltes sombres"),
- une lignée de type calco-alcaline représentée par des faciès surtout explosifs, riches en phénocristaux, de teinte claire ("basaltes clairs").

Ces deux faciès sont étroitement imbriqués sur le terrain et doivent être considérés comme pénécotemporains. La coexistence de ces deux lignées magmatiques très différentes suggère leur mise en place dans un bassin arrière-arc, par analogie avec les séries connues actuellement dans le bassin intra-arc des Mariannes.

● **Éléments de datation du groupe de Réaumur**

- *Macrofaune*. Dès 1938, G. Mathieu avait découvert des macrofossiles à la Gouraudière en Réaumur. Depuis, de nombreux autres gîtes fossilifères ont été découverts (R. Wyns, 1980) et continuent d'être découverts sur le flanc nord du synclinorium où la déformation reste modérée. Les découvertes paléontologiques n'intéressent pour l'instant que les schistes situés entre les phanites et la formation métavolcanique de la Meilleraie. L'essentiel des découvertes paléontologiques réalisées dans le groupe de Réaumur est résumé sur le tableau 7. Actuellement cinq gîtes fossilifères donnent des indications stratigraphiques :

- gîte de la Ligeardière (Mouchamps) : Graptolithes de grande taille : Caradozien à Silurien inférieur selon R.-B. Rickards. Ce gisement est situé dans les sérictoschistes associés à la partie supérieure des phanites du groupe de Réaumur,

— calcaires massifs du Chaillou (les Essarts, carte la Roche-sur-Yon) et de la Grande Métairie (Chauché, feuille Montaigu). Ces calcaires à entroques ont livré des Conodontes en mauvais état parmi lesquels M. Weyant a pu déterminer le genre *Icriodus* d'âge dévonien. Ces calcaires se trouvent à quelques dizaines de mètres au-dessus des phtanites,

— gîte de Rochiroux (le Boupère) : lumachelle de Tentaculites. Leur étude préliminaire par H. Lardeux indique le Dévonien (Praguien à Frasnien). Les Tentaculites de la Meilleraie appartiennent probablement au même niveau,

— gîte de la D 938ter au Sud de Saint-Pierre-du-Chemin. De nombreux macrorestes ont été découverts à plusieurs niveaux et en particulier des Tentaculites différents des précédents, conservés dans des *siltstones*,

— gîte de la Gouraudière en Réaumur. Ce gîte, découvert par G. Mathieu en 1938, a livré des Pélécy-podes. G. Mathieu les a déterminés et en a déduit un âge ordovicien moyen sur la base de l'analogie de faciès avec les Schistes d'Angers. Or le niveau fossilifère se trouve très haut dans la série, probablement plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau à Graptolithes de Mouchamps et du niveau à Tentaculites du Boupère, qui indiquent respectivement l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur et le Dévonien. Il y a donc là une contradiction qui ne pourra être levée que par une révision de la faune de la Gouraudière.

— *Microfaune*. Des vestiges de microfaune peuvent être observés parfois en lame mince dans des faciès silico-carbonés, mais les tentatives d'extraction réalisées à ce jour n'ont pas permis d'isoler de microfossiles suffisamment bien conservés pour être déterminés. Nous noterons toutefois que les phtanites contiennent très fréquemment des fantômes de Radiolaires de grande taille. Des restes de Chitinozoaires et d'Acritarches ainsi que des débris ligneux (Ptéridophytes) et des débris d'algues (*Tasmanaceae*) ont été rencontrés occasionnellement dans certaines lames (R. Wyns, 1980), mais aucun de ces restes n'apporte d'indication stratigraphique.

— *Conclusion*. En l'état actuel des données, la fourchette d'âge du groupe de Réaumur s'étendrait de l'Ordovicien moyen au Dévonien peut-être supérieur. Il est vraisemblable que de nouvelles découvertes paléontologiques permettront d'affiner ces datations et de les corroborer.

O₅₋₅. Cambrien probable. Formation de Sigournais. Schistes et grès verts et schistes gris.

Avertissement. Lors du lever de la carte, la formation de Sigournais a été considérée comme d'âge ordovicien supérieur à silurien, car elle est cartographiquement discordante sur le Grès armoricain et les phtanites du groupe de Réaumur (discordance bien visible dans la vallée de la Maine, à 4 km au Sud-Est de Sigournais). Depuis lors, les levés effectués sur les cartes voisines la Roche-sur-Yon et Montaigu (extrémité nord-ouest du synclinorium) ont montré que la formation de Sigournais passait en continuité au Cambrien du flanc nord du synclinorium de Chantonay. Cette formation doit donc être considérée comme un équivalent partiel de la formation du Bourgneuf d'âge cambrien, et la discordance mentionnée ci-dessus doit être interprétée comme un contact anormal.

La formation de Sigournais a été individualisée par G. Mathieu (1937) comme partie intégrante de la formation du Bourgneuf. Elle est particulièrement caractéristique autour de Sigournais, dans le quadrilatère défini par les localités suivantes : Saint-Germain-de-Prinçay, Chassais-l'Eglise, la Bouillère, le Paliron. Elle est constituée de schistes verts, de siltites vertes en plaquettes et de grès verts souvent feldspathiques ainsi que de poudingues polygéniques, ces faciès étant répartis en bancs alternés d'épaisseur décimétrique

à plurimétrique. Par altération ces roches prennent souvent des teintes roses, beiges ou brunes, ce qui a conduit certains auteurs à les qualifier abusivement de "schistes pourprés".

Les grès verts sont généralement des quartzarénites feldspathiques, parfois lithiques, à ciment séricito-chloriteux ; les clastes de 100 μ à 1 mm, souvent usés, sont quartzeux avec une faible proportion de plagioclase et comprennent souvent quelques tourmalines, muscovites et chlorites. Par augmentation de la matrice et des lithoclastes, les grès passent parfois à des grauwackes lithiques ; la taille des grains, généralement moins usés, atteint alors fréquemment 2 mm ; les lithoclastes sont soit des chertites (pouvant être d'origine sédimentaire ou volcanique), soit des laves.

● **Le poudingue polygénique de Sigournais** affleure sur les deux flancs de la vallée de la Maine, à 3 km au Sud-Est de Sigournais, où l'on peut observer au moins six bancs d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique alternant avec des grès verts. Ces affleurements se prolongent au Nord-Ouest de Sigournais par deux larges bandes. Le gisement classique de l'Étrouflère, décrit par G. Mathieu (1937), est aujourd'hui inaccessible mais on peut observer les bancs de poudingue dans les talus de la route ainsi que dans les champs où les galets, déchaussés de leur gangue par l'altération, sont très abondants et de grande taille (jusqu'à 20 cm). D'autres bandes de poudingue affleurent le long du flanc sud de l'anticlinal de la Châtaigneraie.

Les galets, de taille centimétrique à décimétrique, sont de nature variée ; on y trouve des roches d'origine sédimentaire (pélites, pélites gréseuses, siltite, quartzarénite), magmatique (lave microlithique, lave microgrenue porphyrique de composition acide à intermédiaire, roches grenues fines holoplagioclasiques...) ou indéterminée : chertites formées de quartz cryptocristallin accompagné de séricite, pouvant contenir de la tourmaline en cristaux isolés ou en veines ; ces éléments peuvent aussi bien être d'anciens phanites que d'anciens verres volcaniques ou d'anciennes hydrothermalites ; les galets de chertite sont très abondants dans les poudingues et se rencontrent également sous forme de lithoclastes dans les grauwackes et les arénites lithiques.

● **La formation de Sigournais au Sud de l'anticlinal de la Châtaigneraie.** La partie nord de ce secteur présente des faciès identiques à ceux qui viennent d'être décrits : il s'agit de schistes et de grès verts avec bancs de poudingue. Plus au Sud, et notamment à l'Ouest et au Sud de Saint-Maurice-le-Girard, les roches prennent une teinte sombre, parfois noire, dont l'origine est probablement double :

— métamorphisme de contact développé par le prolongement oriental, en profondeur, du granite de Bazoges-en-Pareds,

— présence de faciès sédimentaires originellement réducteurs, qui pourraient se corrélérer avec la formation des Gerbaudières au Nord du synclinorium ; tel est le cas des ampélites et des *shales* graphiteux observés au Nord-Ouest de Pulteau (notamment en rive droite du Loing entre la Grange Nicolas et l'Aumandière) et entre Luctière et la Pyboulière.

Par rapport aux faciès de la formation de Sigournais décrits plus haut, les grauwackes et les poudingues de ce secteur sont plus riches en épidoite et en leucoxène ; ils contiennent toujours des lithoclastes volcaniques abondants, de nature acide, intermédiaire et basique.

p. **Rhyolite (ou microgranite aphanitique)**. La formation de Sigournais recèle des roches de composition rhyolitique particulièrement développées au Sud-Ouest de la Châtaigneraie, mais qui existent aussi à l'Est de Sigournais (Bourdin, la Garneraie). Ce sont des roches à texture microgrenue porphyrique, avec phénocristaux de quartz et de feldspath potassique flottant dans une pâte felsitique quartzo-sériciteuse. Leur aspect macroscopique, assez différent de celui des ignimbrites de la Châtaigneraie (notamment par l'absence de fiammes), permet de les distinguer de celles-ci. Leur répartition cartographique en longues et étroites bandes suggère qu'il pourrait s'agir de dykes ou de sills.

Σβ. **Diabase**. La formation de Sigournais est traversée par des filons de roches grenues basiques qui prennent un développement important au Sud de la Châtaigneraie où elles sont associées aux rhyolites décrites ci-dessus. Ces roches, qui devaient être doléritiques, sont rétrotransformées en un mélange de gros cristaux d'amphibole incolore (trémolite ou actinote selon les cas) pouvant inclure des reliques de hornblende, associées à des lattes de plagioclases saussuritisés, le tout baignant dans une pâte plus fine constituée d'un feutrage d'actinote et de muscovite ; leucoxène, épidote, chlorite sont particulièrement abondants.

Une étude géochimique préliminaire de ces roches filoniennes a été effectuée par D. Thièblemont ; les analyses de majeurs et de traces mettent en évidence un caractère de tholéiites continentales ; ce caractère, ainsi que l'association de termes acides et basiques, n'est pas sans évoquer le volcanisme bimodal du Choletais (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979).

● **Éléments de datation de la formation de Sigournais**. Cette formation a fourni deux gisements fossilifères contenant des empreintes de Brachiopodes (R. Wyns, 1980). L'un est situé dans la vallée de la Maine, à 4 km à l'E.S.E de Sigournais, au lieu-dit les Justices (coord. 349,89 - 2 194,12) et a livré un *siltstone* altéré pétri d'empreintes très déformées. L'autre, situé au Nord du Moulin Bourdin, à 2,5 km à l'Est de Sigournais (coord. 348,42 - 2 194,82), a livré des quartzarénites et des poudingues à ciment verdâtre contenant des empreintes de Brachiopodes encore plus mal conservées.

Les Brachiopodes du gisement des Justices ont été étudiés par V. Havlicek dont nous repreneons les conclusions : "les empreintes, en très mauvais état de conservation, se rapportent toutes à une seule espèce de Brachiopode appartenant à la famille des *Orthidae*. Leur area est nettement développée, ce qui exclut un âge antérieur au Cambrien supérieur. Ces *Orthidae* ne sont pas accompagnés par d'autres Brachiopodes (seulement quelques fragments d'Echinodermes), ce qui exclut également un âge silurien ou dévonien, voire ordovicien supérieur, car les assemblages monospécifiques sont extrêmement rares à ces époques". La fourchette d'âge est donc Cambrien supérieur à Ordovicien moyen.

La présence d'*Orthidae* dans la formation de Sigournais n'est pas sans rappeler celle d'autres *Orthidae* (genre *Billingsella*) dans la formation de Puy Hardy dont les faciès sont voisins de ceux des formations du Bourgneuf et de Sigournais ; ces caractères communs suggèrent une corrélation possible entre ces trois formations, dont l'âge serait cambrien supérieur.

h4. **Carbonifère : Westphalien du Bassin de Chantonnay. Poudingues et grès feldspathiques avec veines de houille**. Le Sillon houiller de Vendée, qui s'étend du lac de Grand-Lieu jusqu'à la région de Saint-Laurs où il s'ennoie sous

le Jurassique du Seuil du Poitou, est formé d'une étroite lanière, généralement large de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, faillée au moins sur son bord septentrional, et contenant des terrains carbonifères non métamorphiques. La meilleure description que nous en ayons est celle de G. Mathieu (1937) qui a pu bénéficier de l'accès aux mines alors en exploitation. Les terrains carbonifères reconnus dans le Sillon houiller appartiennent au Namurien, au Westphalien et au Stéphanien.

C'est à Chantonnay (actuel lieu-dit la Mine) qu'a été découvert le premier gisement de houille de Vendée en 1750, lors des terrassements pour la route de la Rochelle.

Le charbon a été exploité à la mine du Temple essentiellement au 19^{ème} siècle. Une petite exploitation a été ouverte en 1942 au Nord de la Filrière et a atteint la profondeur de 46 mètres.

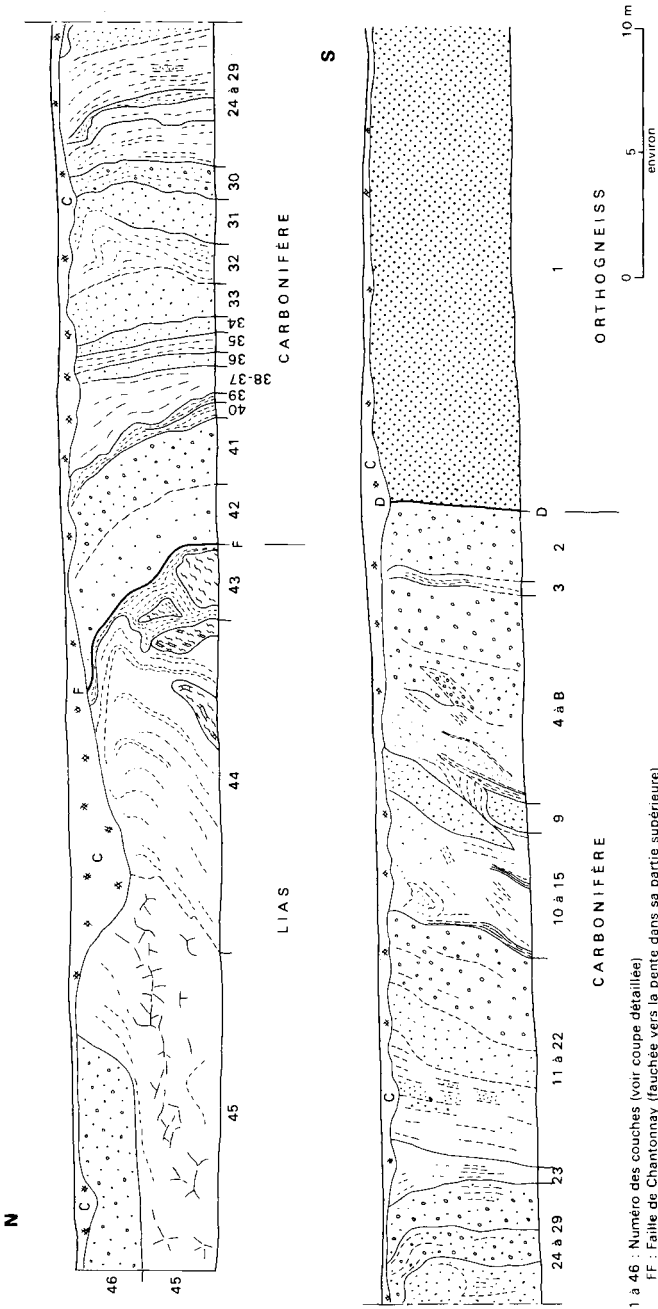
Le Carbonifère de la région de Chantonnay est surtout formé de grès grossiers, souvent feldspathiques et de poudingues à dragées de quartz, accompagnés d'argilites plus ou moins charbonneuses et de veines de houille. Ces roches affleurent rarement et sont très altérées. Le Carbonifère était visible en 1977 lors de la construction de la déviation de Chantonnay, à l'Ouest de la ville. Les couches verticales, limitées au Sud par l'orthogneiss du complexe des Essarts et en contact faillé au Nord avec les formations du Lias, étaient visibles sur une quarantaine de mètres (figure 5).

En raison de la très mauvaise qualité des affleurements, les attributions stratigraphiques n'ont pu être réalisées qu'à partir du matériel remonté par les puits de mines ; ces indications sont donc ponctuelles. Sur la carte Chantonnay, seule la mine du Temple a permis de recueillir de la macroflore. G. Mathieu (1937) a déterminé les formes suivantes indiquant le Westphalien supérieur : *Linopteris sub-brongnarti*, *Neuropteris flexuosa*, *N. tenuifolia*, *Sphenopteris artemisiaefolioides*, *S. trifoliata*, *S. neuropteroides*, *Alethopteris serli*, *Cordaites borassifolius*, *Pecopteris abbreviata*.

A la différence de la mine de Chantonnay, la mine de la Marzelle, située à 6 km au Nord-Ouest, sur la carte la Roche-sur-Yon, a livré une flore attribuée au Stéphanien par G. Mathieu. Il n'a pas été possible de tracer de limite cartographique entre ces deux formations. Les essais de datation par palynologie effectués à partir des affleurements se sont avérés négatifs en raison du mauvais état de conservation de la microflore.

● **Contexte structural du Carbonifère.** Le Carbonifère est toujours fortement redressé et voisin de la verticale, selon une direction proche de celle du Sillon houiller ; G. Mathieu indique un pendage de 75° au Nord-Est à Saint-Philbert-du-Pont-Charrault, de même qu'à Chantonnay, alors qu'à la Marzelle, selon les travaux de 1828 relatés par H. Fournel (1855), le pendage serait au Sud-Ouest.

Le contact sud du Sillon houiller a été considéré comme faillé par G. Mathieu, qui admettait même un chevauchement du complexe des Essarts sur le Carbonifère. Toutefois cette interprétation n'est pas partagée par G. Godard (1981), qui considère ce contact comme simplement discordant. Le Carbonifère remanie effectivement des roches qui appartiennent au complexe des Essarts : schistes, orthogneiss, amphibolites, écloçites.



1 à 46 : Numéro des couches (voir coupe détaillée)
 FF : Faille de Chantonay (fauchée vers la pente dans sa partie supérieure)
 DD : Discordance du Carbonifère sur l'orthogneiss
 C : Colluvions de pente

Fig. 5 - Coupe du Carbonifère dans le talus de la déviation de la N. 137 à l'Ouest de Chantonay
 Dessin et interprétation de R. Wyls, d'après photos de G. Bresson et levés de l'Association vendéenne de géologie en 1977.

Coupe détaillée de la figure 5

Du Sud au Nord :

- | | |
|--------------------|---|
| 1 | Orthogneiss, très altéré dans la partie supérieure (<i>socle</i>). |
| 2 (2 m) | Grès grossier et poudingue micacé très altéré, avec passée charbonneuse centimétrique au sommet. |
| 3 (0,40 m) | Grès grossier massif. |
| 4 (3,60 m) | Conglomérat grossier à matrice argileuse et micacée. Passages d'argilite gris verdâtre ; quelques passées charbonneuses. |
| 5 (4,50 m) | Poudingue à gros éléments (10 cm). |
| 6 (0,10 à 0,30 m) | Passée charbonneuse. |
| 7 (0,60 m) | Grès micacé jaune-ocre avec gros galets. |
| 8 (0,05 à 0,10 m) | Passée charbonneuse. |
| 9 (2,10 m) | Grès rougeâtre et poudingue. |
| 10 (0,15 à 0,40 m) | Argilite charbonneuse feuilletée avec passées gréseuses boudinées. |
| 11 (2,40 m) | Conglomérat et grès. |
| 12 (0,20 m) | Argilite gréseuse micacée grise. |
| 13 (0,80 m) | Grès micacé. |
| 14 (0,40 m) | Grès altéré avec quelques galets. |
| 15 (0,30 m) | Argilite charbonneuse plus ou moins gréseuse. |
| 16 (3,90 m) | Conglomérat. |
| 17 (0,10 m) | Passée charbonneuse pulvérulente. |
| 18 (1,20 m) | Conglomérat à matrice argileuse. |
| 19 (0,20 m) | Grès massif dur. |
| 20 (0,50 m) | Conglomérat à matrice argileuse. |
| 21 (0,60 m) | Passage conglomératique ocre. |
| 22 (0,70 m) | Poudingue argileux rougeâtre. |
| 23 (0,60 m) | Argile micacée gréseuse. |
| 24 (4 m) | Conglomérat à matrice argileuse rougeâtre. |
| 25 (2,30 m) | Poudingue. |
| 26 (0,50 m) | Grès dur. |
| 27 (1,40 m) | Alternance de passées charbonneuses et de passées gréseuses. |
| 28 (1,30 m) | Grès rougeâtre avec passées argileuses. |
| 29 (1,30 m) | Alternance de passées charbonneuses et de passées gréseuses. |
| 30 (1,30 m) | Conglomérat à matrice argileuse. |
| 31 (1,60 m) | Grès. |
| 32 (1 m) | Argilite gréseuse bariolée rouge/verdâtre clair. |
| 33 (2,10 m) | Grès avec passées de poudingue. |
| 34 (0,50 m) | Grès très altéré avec passage argileux gris clair. |
| 35 (0,40 m) | Argilite micacée rougeâtre. |
| 36 (0,60 m) | Grès. |
| 37 (0,10 m) | Passée sableuse verdâtre. |
| 38 (0,30 m) | Alternance d'argiles ocre et rouges et de passées sableuses. |
| 39 (0,40 m) | Argile verte. |
| 40 (0,40 m) | Argile rouge. |
| 41 (3,40 m) | Poudingue altéré. |
| 42 (2 m) | Poudingue très altéré jaunâtre. |
| 43 (0,50 à 3 m) | Argile rouge emballant des blocs marneux ou argileux verdâtres (<i>Lias</i>). |
| 44 (10 à 13 m) | Argile et marne verdâtres à pendage nord, se redressant au contact de 43, et emballant des blocs marneux verdâtres à bancs calcaires. La partie supérieure est altérée. |
| 45 (~ 6 m) | Argile altérée ocre avec taches de réduction grises. |
| 46 | Sable argileux ocre avec petits galets de quartz (Pliocène ?). |

Le contact nord du Sillon houiller est constitué par la faille de Chantonay, limitant le Lias du Bassin de Chantonay. Il est possible que le Carbonifère existe sur une faible largeur sous le Lias effondré. Plus au Nord-Ouest (cartes la Roche-sur-Yon et Montaigu), là où le Lias est absent, une faille inverse à pendage nord fait chevaucher le synclinorium de Chantonay sur le Sillon houiller.

Complexe cristallophyllien des Essarts

Le complexe des Essarts comprend sur la feuille Chantonay l'ensemble des roches métamorphiques situées au Sud du Sillon houiller : schistes et micaschistes ($b\xi^{1-2}$, $b\xi^1_g$), orthogneiss ($\zeta\gamma^1$), amphibolites et prasinites (δ^{11}) ; plus au Nord-Ouest, près du lac de Grand-Lieu, il comprend également des roches catazonales de haute pression (éclogites, granulites) et des ultrabasites (serpentinites). La signification de ce complexe est mieux connue depuis les travaux de G. Godard (1981) qui l'interprète comme la cicatrice d'un chevauchement crustal majeur, analogue à celui de Champtoceaux décrit par J. Marchand (1981). Selon G. Godard, deux groupes peuvent être distingués au sein du complexe des Essarts :

- au Nord-Est, un groupe catazonal de haute pression, qui associe dans un "mélange tectonique" des éclogites plus ou moins rétro-morphosées en amphibolites, des serpentinites, des gneiss à reliques granulitiques ("gneiss feuilletés") et des orthogneiss ;
- au Sud-Ouest, un groupe épizonal représenté par des amphibolites non éclogitisées (amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers) et des orthogneiss.

Un contact anormal amène le chevauchement du groupe catazonal sur le groupe épizonal (amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers). Ce contact, actuellement subvertical, devait être incliné au Nord-Est avant le basculement du Carbonifère (G. Godard 1981). Un autre contact anormal amène probablement le chevauchement des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers sur les orthogneiss situés plus au Sud. Sur la carte Chantonay, ces contacts anormaux sont soulignés localement par la présence de micaschistes à grenat et chloritoïde (notés $b\xi^1_g$) qui correspondent à des blastomylonites. Le prolongement vers le Sud-Est du tracé de ces contacts anormaux est hypothétique, car aucune relique éclogitique n'a été rencontrée dans cette partie sud-est du complexe des Essarts. Par ailleurs, ces contacts anormaux ne sont pas figurés sur la carte, car leur mise en évidence, résultant des travaux de G. Godard, est postérieure au lever de la carte.

$b\xi^{1-2}$. Métapélites et métagrauwackes à chlorite, muscovite et localement albite. Les schistes du complexe des Essarts représentés sous cette notation doivent être distingués des schistes $b\xi^{1-2}$ ("Briovérien probable") situés au Nord du synclinorium de Chantonay qui constituent le soubassement précambrien probable de ce synclinorium. D'autre part, au sein même du complexe des Essarts, cette notation recouvre des ensembles probablement très différents à l'origine, mais dont l'aspect macroscopique convergent résulte probablement de l'histoire tectono-métamorphique.

• **Dans l'angle sud-ouest de la carte**, les schistes $b\xi^{1-2}$ se rattachent au moins partiellement aux schistes paléozoïques du synclinorium de la Roche-sur-Yon (voir la carte la Roche-sur-Yon) dont l'âge précis est inconnu. Bien exposés dans la vallée du Grand Lay et sur les berges du lac de l'Angle Guignard, ils

présentent l'aspect de schistes satinés gris-argent (métapélites, l'Angle Guignard), soit plus généralement celui des schistes finement lités avec alternance millimétrique à pluricentimétrique de lits micacés et de lits plus quartzofeldspathiques (composition de méta-grauwackes). Le feldspath (albite) y est toujours d'origine métamorphique et se présente en blastes globuleux de 50 à 500 μ , soit isolés dans la matrice micacée, soit plus ou moins regroupés en lits en fonction des variations de composition. Les micas sont représentés par de la séricite, des muscovites, des chlorites (pennine), ces dernières provenant sans doute, au moins partiellement, de la rétro-morphose de biotite, comme l'atteste l'abondance de leucoxène dans certaines lames. Des pseudomorphoses chloriteuses de grenats sont fréquentes et sont de plus en plus abondantes et de plus en plus grosses en allant vers le Nord. La tourmaline, postérieure à la schistosité de flux, est présente et son abondance augmente également vers le Nord.

Au Nord de la latitude du Fuiteau, on passe à des micaschistes francs à muscovite, chlorite, grenat, albite blastique, tourmaline et parfois biotite et sphène. Leur texture est blastomylonitique.

La déformation de ces schistes est complexe : à une schistosité de flux S_1 partout bien marquée et soulignée par des exsudats quartzo-albitiques, se superposent deux générations de plis assez fermés auxquels sont associées des schistosités de *strain-slip* pénétratives S_2 et S_3 . Les plis associés à la schistosité S_3 , orientés N 110°E, ont leur plan axial actuellement incliné au Sud ; ils réorientent les structures antérieures.

Relations entre les schistes et les orthogneiss. De nombreux indices (filons d'orthogneiss, schistes tachetés, cornéennes) permettent de penser que sur le flanc sud du horst des Essarts les orthogneiss sont intrusifs dans les schistes ; toutefois il est possible qu'un contact anormal non encore cartographié mette en chevauchement l'orthogneiss et leur encaissant schisteux immédiat sur les schistes du synclinorium de la Roche-sur-Yon. Les micaschistes à structure blastomylonitique observés au Nord du Fuiteau pourraient dans cette hypothèse être liés à un tel contact anormal. Plus au Nord-Ouest, entre Saint-Denis-la-Chevassé et le lac de Grand-Lieu, G. Godard (1981) a observé dans la même position une zone de "mélange tectonique" formée de roches variées à structure blastomylonitique.

● **Sur le flanc nord du complexe des Essarts**, les schistes b_1^{1-2} affleurent à l'Ouest de Chantonay (Champ Roux, la Fraudière) et dans une large bande axée sur la Jaudonnière :

— à l'Ouest de Chantonay, il s'agit du prolongement sud-est de la formation des "Gneiss feuilletés" définis par G. Godard (1981) et cartographiés sur la feuille la Roche-sur-Yon. Cette formation appartenant au domaine catazonal de haute pression (encaissant habituel des éclogites) est constituée d'un ensemble de paragneiss et d'orthogneiss fortement déformés et rétro-morphosés dans la mésozone, présentant un aspect micaschisteux. Leur limite sud constitue un contact anormal majeur faisant chevaucher le domaine catazonal sur les prasinites et amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers ;

— dans la bande axée sur la Jaudonnière, les schistes sont compris entre le Sillon houiller et les orthogneiss et metabasites. Leurs relations avec ces formations, de même que leur âge, sont inconnus ; les schistes, formés de muscovite, chlorite, biotite verte, albite blastique et quartz, sont affectés d'une déformation complexe où l'on peut distinguer plusieurs générations de plis isoclinaux. Les affleurements ne sont localisés que le long de l'abrupt de la faille

de Chantonay. Sur le plateau ils sont largement altérés et argilisés sur plusieurs mètres.

b ξ ¹_g. **Micaschistes à grenat (et chloritoïde)**. De minces bandes de micaschistes à grenat ont été cartographiées ; la principale se trouve au contact sud des amphibolites et des orthogneiss (la Charpre). Une autre se trouve au contact nord des amphibolites, à l'Ouest de la Tabarière. Ces micaschistes présentent une foliation blastomylonitique à micas blancs et chlorites plurimillimétriques, et rubans de quartz ; ils contiennent des grenats poecilites, hélicitiques, pouvant atteindre 1 cm de diamètre. Tourmaline et apatite synfoliales sont abondantes tandis que le plagioclase et le chloritoïde sont occasionnels, ce dernier, de même que la tourmaline, pouvant être soit synfolial, soit blindé dans le grenat. Ces micaschistes blastomylonitiques, dont la composition alumineuse paraît exclure une origine orthodérivée, sont à interpréter comme la trace d'un contact anormal majeur entre les amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers et les orthogneiss.

δ ¹¹. **Prasinites et amphibolites**. Cette notation regroupe plusieurs ensembles basiques d'importance variable et d'origines sans doute différentes.

● **Le principal massif**, inclus dans les orthogneiss et s'étendant du bord ouest de la carte jusqu'au Sud de la Châtaigneraie aux Coteaux, constitue la terminaison sud-est de la *formation de Saint-Martin-des-Noyers*. Cette formation, qui affleure en continu sur environ 70 km, est directement chevauchée par le groupe catazonal situé sur sa bordure nord. D. Thièblemont (1987) distingue dans la formation de Saint-Martin-des-Noyers deux séries différentes, sur la base de critères pétrographiques et géochimiques : la "série du Petit Lay", située sur la carte la Roche-sur-Yon, et la "série de Pont-Charron", à laquelle se rattachent les affleurements de la carte Chantonay.

A l'oeil nu, ces amphibolites se présentent comme des roches à grain fin ou moyen, de teinte verte plus ou moins sombre, à texture massive ou litée, le litage étant dans ce cas marqué par des variations de composition d'ordre décimétrique à métrique.

L'étude microscopique montre la présence d'actinote, d'albite blastique en petits globules millimétriques, de chlorite, d'épidote, de sphène, de grenat fréquent, d'ilménite et d'opacques parmi lesquels de la magnétite et de la pyrite.

Dans la carrière de Pont-Charron, on exploite une amphibolite massive, sombre, dépourvue de foliation, d'aspect grenu : il s'agit d'une métadolérite à structure ophitique ; on peut y observer des plages jointives d'amphibole poecilitique incluant épidote et sphène, intercrystallisées avec des amas micro- à cryptocristallin à épidote, chlorite, sphène ; les interstices sont occupés par des plagioclases granoblastiques à inclusions d'apatite, de sphène et d'épidote. Bien que la texture magmatique soit préservée, tous les minéraux ont recristallisé en ambiance statique.

Les analyses à la microsonde révèlent que les grenats sont zonés, avec, au coeur, 10 à 30 % de spessartine, 25 à 35 % de grossulaire, 50 à 70 % d'almandin, et, à la périphérie, 0 à 10 % de spessartine, 20 à 35 % de grossulaire et 45 à 60 % d'almandin.

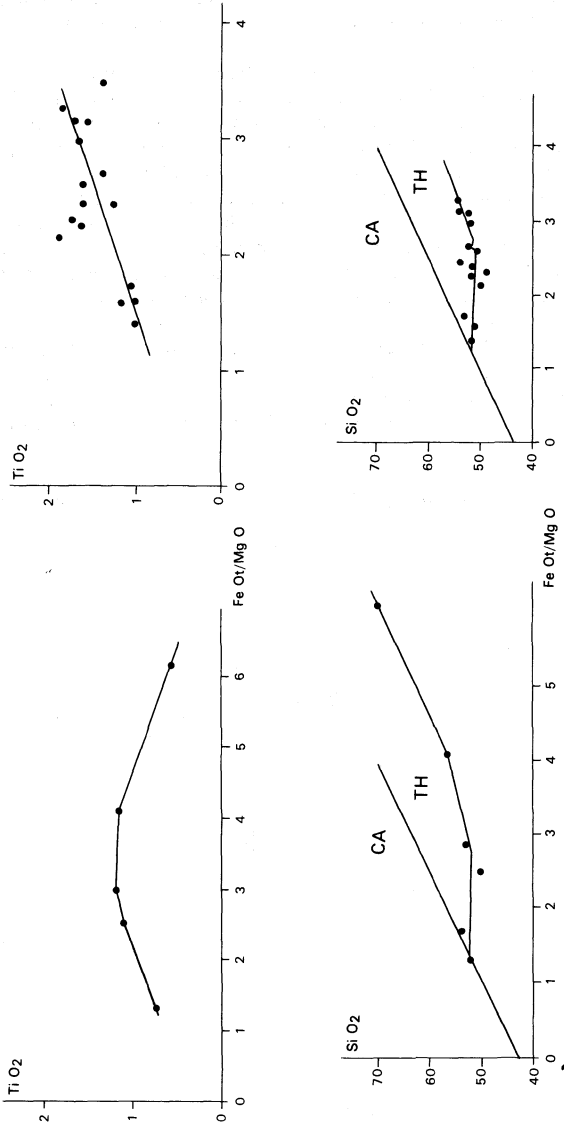
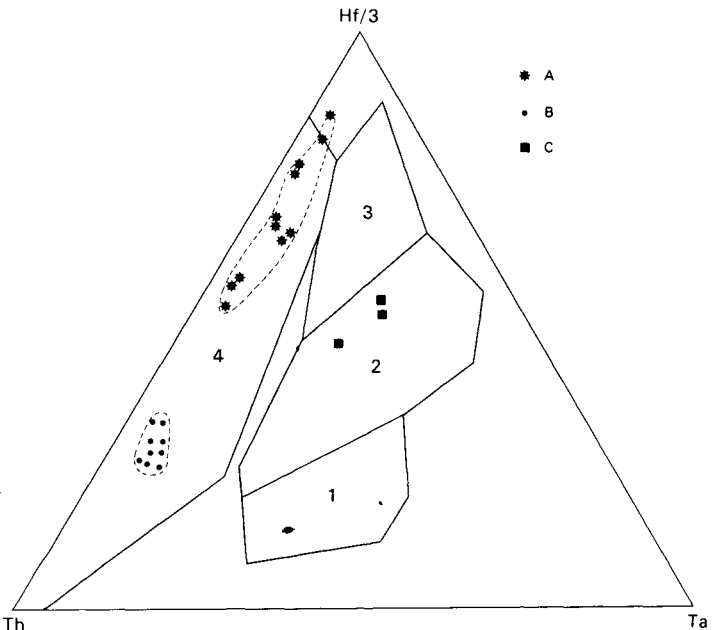


Fig. 6 - Diagramme de Miyashiro pour les amphibolites de St-Martin-des-Noyers
A gauche, série du Petit-Lay. A droite, série de Pont-Charrou (Thiéblemont et al., 1987)

Les amphibolites de la série de Pont-Charron se distinguent pétrographiquement de celles de la série du Petit Lay par la faible quantité de grenats et la rareté relative des termes leucocrates. Toutefois des petits filons leucocrates d'épaisseur décimétrique sont observables localement (carrefour du Châtaignier, au Sud-Ouest de la Tabarière) : ils sont formés de quartz, albite, chlorite, épidoite, actinote, sphène, grenat, \pm calcite, \pm apatite, opaques.

Données géochimiques (tableau 3). L'étude géochimique (Wyns, 1980, Thièblemont *et al.*, 1987) montre que les amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers sont des métavolcanites comprenant essentiellement des termes basaltiques pour la série de Pont-Charron et des termes plus différenciés pour la série du Petit Lay : basaltes, andésites, dacites, rhyodacites, rhyolites. La diversité de la série du Petit Lay résulterait d'une cristallisation fractionnée à partir d'un magma initial de composition basaltique. Les diagrammes de Miyashiro (figure 6) montrent pour la série de Pont-Charron un faible enrichissement en silice et une évolution ferro-titanée classique des magmas tholéitiques, et pour la série du Petit Lay un fort enrichissement en silice sans enrichissement important en fer et en titane, avec de faibles teneurs en titane évoquant une série d'arc. Les éléments en traces (figure 7) et les spectres de terres rares (figure 8) permettent de préciser que la série du Petit Lay et la série de Pont-Charron s'apparentent aux séries de type "orogénique", hormis les métadolérites de la carrière de Pont-Charron qui sont proches des MORB actuels.

Ces métadolérites de type MORB peuvent être interprétées de deux façons :



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. 7 - Diagramme Hf/3-Th-Ta

pour les amphibolites de St-Martin-des-Noyers (Thièblemont et *al.*, 1987)

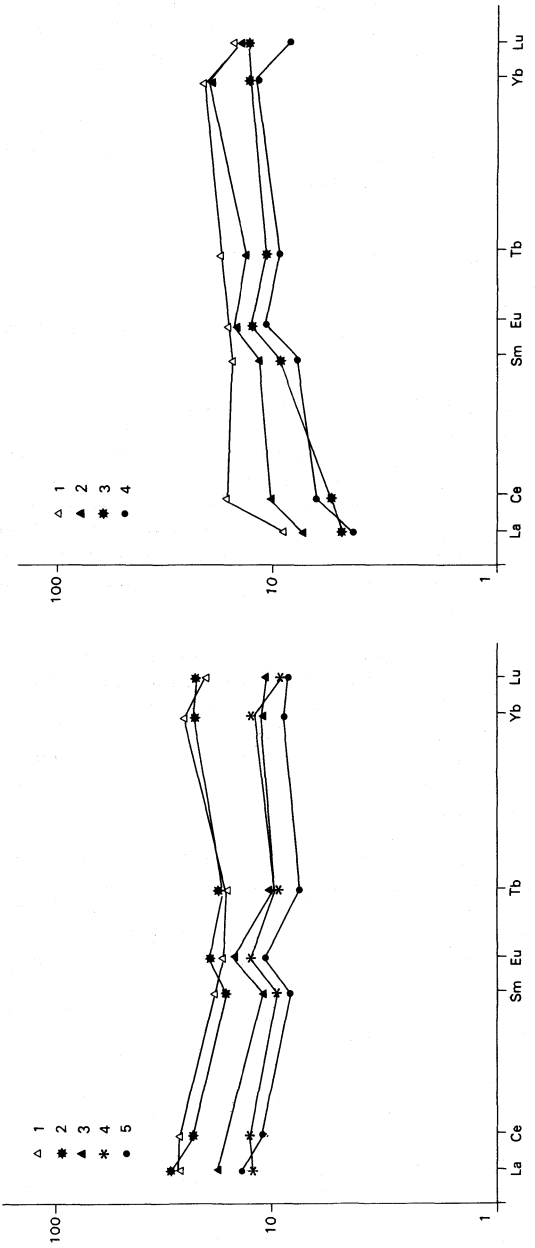


Fig. 8 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les amphiboles de St-Martin-des-Noyers (Thiéblemont et al., 1987)

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

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

— ou bien il s'agirait de roches issues de magmas générés dans une zone non affectée par la déshydratation de la plaque subductée ; dans ce cas leur caractère "enrichi" résulterait d'un faible degré de fusion partielle,
— ou bien l'ensemble de la série de Pont-Charron serait une série bimodale MORB-tholéiites d'arc, caractéristique des bassins arrière-arc.

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

Données sur le métamorphisme. D. Thièblemont a étudié les conditions du métamorphisme de la formation de Saint-Martin-des-Noyers. La paléotempérature, estimée à partir du couple grenat-hornblende, est de l'ordre de 500°. La composition des amphiboles barroisitiques a permis d'estimer la pression à 7 ou 8 kb.

● *En limite sud du Sillon houiller*, au Sud de Chantonay, affleurent au sein ou au contact des orthogneiss des amphibolites ; l'une de ces lentilles s'étend de la Tabarière à Vildé. Ces amphibolites appartiennent vraisemblablement à l'unité chevauchante catazonale. Bien que présentant une minéralogie proche de celle des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers, elles pourraient représenter d'anciennes éclogites entièrement rétrotransformées, comme G. Godard l'a observé plus au Nord-Ouest. Les recherches effectuées sur ces deux petits massifs n'ont pas permis de retrouver de reliques éclogitiques qui auraient permis d'étayer cette interprétation.

● *Enfin, un dernier massif d'amphibolites* affleure au Sud-Ouest de la Jaudonnière. Ces amphibolites présentent une paragenèse comparable à celle des massifs précédents, mais on y observe localement de la biotite. Dans la moitié sud de ce massif, la déformation est intense : les roches sont affectées d'une foliation mylonitique elle-même déformée et affectée d'une schistosité de *strain-slip*. Aucune donnée ne permet actuellement de rattacher ces amphibolites à une formation connue.

$\zeta \gamma^1$. *Orthogneiss.* Les orthogneiss du complexe des Essarts sont d'anciens granites ayant subi le métamorphisme régional. Il s'agit de roches orientées, à grain grossier, de teinte générale rose ou parfois grise. Le débit préférentiel se fait suivant le plan de foliation, qui porte une linéation d'éirement bien marquée par des traînées de micas blancs en petites paillettes. Les phénocristaux de feldspath, de taille centimétrique à pluricentimétrique, sont moulés par la foliation et pourvus d'ombres de pression. Les phénocristaux de quartz sont généralement réduits à l'état de lentilles très allongées. La présence ou non de biotite permet de différencier des faciès leucocrates (à mica blanc seul) et des faciès à deux micas.

L'étude microscopique montre la minéralogie suivante :

— quartz abondant, en phénocristaux recristallisés en bandelettes à texture granoblastique et en petits cristaux interstitiels ;
— microcline perthitique en phénocristaux centimétriques souvent tronçonnés et étirés dans la foliation. C'est généralement le feldspath dominant hormis les orthogneiss à deux micas où le plagioclase domine ;

- plagioclase (albite, oligoclase) soit en phénocristaux, soit en petits individus automorphes mêlés au fond quartzeux ; parfois en petites plages xénomorphes ;
- mica blanc en grands cristaux synfoliaux ; leur analyse à la microsonde révèle leur nature phengitique (D. Thièblemont) ;
- biotite rare ou chloritisée ;
- chlorite avec inclusions de zircons radioactifs ;
- leucoxène ;
- épidote (rétromorphose des plagioclases) ;
- apatite ;
- zircon ;
- fantômes de cordiérite présents dans plusieurs lames ;
- grenat fréquent, d'origine métamorphique. Il présente parfois un habitus en "atoll" qui paraît mimétiser les contours d'anciens silicates d'alumine (cordiérite ?).

● **Données géochimiques** (tableau 4). Les orthogneiss analysés sont très siliceux ($\text{SiO}_2 = 68,5 \text{ à } 78,8 \%$) et présentent tous un caractère peralumineux avec corindon normatif, ce que confirme l'observation fréquente de restes de cordiérite. Les teneurs en CaO sont faibles ($< 1 \%$), et parmi les alcalins le potassium domine sur le sodium, excepté pour deux échantillons de caractère trondhjémitique.

Dans le triangle anorthite-albite-orthose (figure 9), la majorité des échantillons se place dans le champ des granites, et deux échantillons dans le champ des trondhjémites.

Dans le triangle quartz-albite-orthose (figure 10), l'ensemble des échantillons de composition granitique se place à proximité du minimum ternaire correspondant à des pressions ≤ 2 kbar ; ceci signifie que ces granites ont cristallisé dans une portion élevée de la croûte, dans un encaissant probablement froid, ce que confirme l'observation de métacornéennes au contact des orthogneiss.

● **Relations avec l'encaissant.** Sur la bordure sud du complexe des Essarts, l'orthogneiss doit être considéré comme intrusif dans les schistes qui le bordent : plusieurs affleurements montrent en effet l'existence de métamorphisme de contact : schistes tachetés, cornéennes ; des panneaux de cornéennes sont enclavés dans l'orthogneiss et des filons d'orthogneiss pénètrent les schistes. Les cornéennes, à texture de recuit caractéristique, ont subi le métamorphisme régional se traduisant par l'acquisition d'une foliation métamorphique à grands micas blancs. Le caractère intrusif de l'orthogneiss dans son encaissant schisteux immédiat ne permet cependant pas d'affirmer que cet orthogneiss est intrusif dans les schistes du synclinorium de la Roche-sur-Yon : il existe en effet peut-être un contact anormal à l'intérieur des schistes (cf. b ξ^{1-2} , relations entre les schistes et les orthogneiss).

● **Métamorphisme et déformation.** L'orthogneiss est affecté d'une foliation mylonitique à laquelle sont associés des micas blancs phengitiques et des grenats. Cette foliation porte une linéation d'étirement marquée en particulier par des ombres de pression autour des yeux de feldspath.

La foliation a généralement une attitude très redressée, voisine de 110° SW 80° . La linéation est en général très faiblement inclinée (0 à 30°) au Sud-Est. Une schistosité mylonitique froide, tardive, se superpose généralement à la foliation.

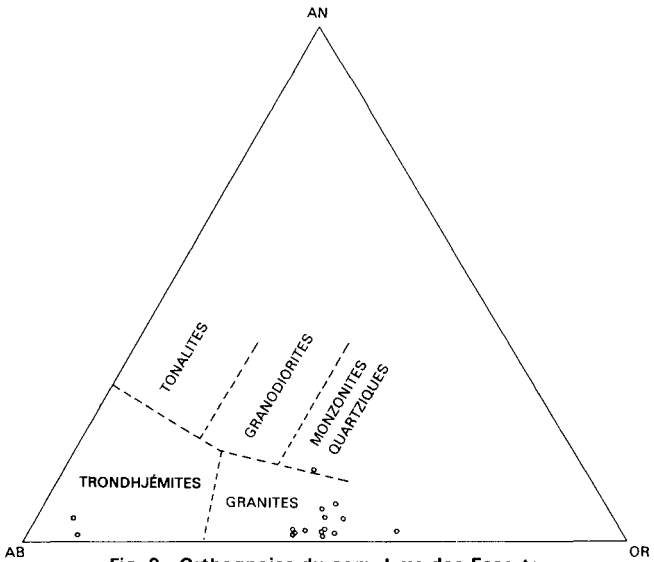
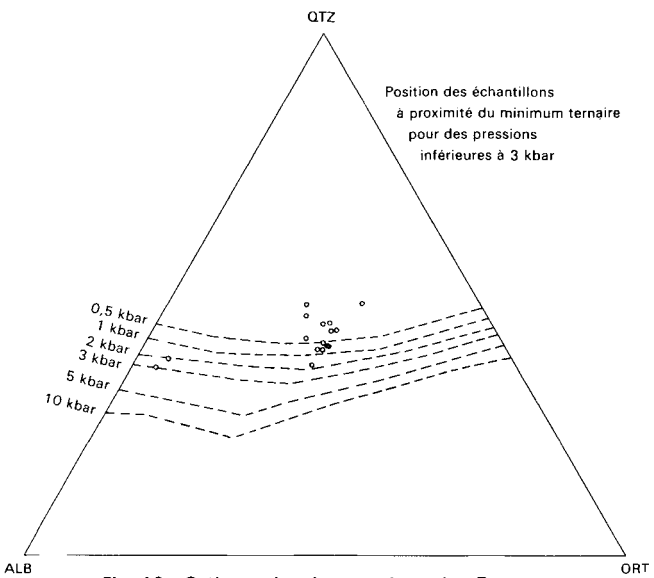


Fig. 9 - Orthogneiss du complexe des Essarts
Diagramme de O'Connor, 1965 (anorthite-albite-orthose)



Position des échantillons
à proximité du minimum ternaire
pour des pressions
inférieures à 3 kbar

Fig. 10 - Orthogneiss du complexe des Essarts
Diagramme quartz-albite-orthose

Dans certaines zones, l'orthogneiss est blasto- à ultramylonitique et a été représenté avec un figuré spécial. Il se présente comme un micaschiste contenant de gros yeux de feldspaths clastiques résiduels. Ces derniers constituent les seuls minéraux du granite originel. En lame mince, les yeux de feldspath sont moulés par une foliation dans laquelle cristallisent phengite, albite, quartz en ruban, parfois grenat.

● **Éléments de datation.** Il n'existe aucune datation des orthogneiss, du complexe des Essarts de la feuille Chantonay. Toutefois, l'orthogneiss de Mervent (feuille Fontenay-le-Comte), situé dans le prolongement sud-est du complexe des Essarts, a été daté à 446 ± 12 MA (âge recalculé avec $\lambda^{87Rb} = 1,42.10^{-11}$) par Ph. Vidal (1976) par la méthode Rb-Sr, ce qui le situerait dans l'Ordovicien. C'est un âge habituel pour les orthogneiss sud-armoricains ; les orthogneiss présents sur la feuille Chantonay ont donc toutes chances de pouvoir être attribués au Paléozoïque inférieur.

Roches plutoniques

γ^4 . **Granodiorite à grain fin.** Dans la partie sud-est de la zone d'affleurement des basaltes de la Meilleraie, il existe trois petits massifs intrusifs de granodiorite à grain fin. D'autres affleurements de cette même roche existent plus à l'Est sur la feuille voisine Moncoutant.

La texture, microgrenue porphyrique à grenue porphyrique à grain fin, suggère une mise en place à faible profondeur. La roche comprend des plagioclases automorphes zonés, du quartz pouvant se présenter soit en phénocristaux à golfes en doigts de gants dans les faciès microgrenus, soit sous forme de plages interstitielles dans les faciès grenus ; du feldspath potassique xénomorphe, perthitique, apparaît dans les faciès grenus. La biotite, en phénocristaux, est en général déstabilisée en chlorite et leucoxène. La mésostase est constituée d'un fond granoblastique de quartz et de plagioclase.

La nature de ces roches et leurs conditions de mise en place à faible profondeur suggèrent qu'elles pourraient appartenir à l'appareil hypovolcanique de la formation de la Meilleraie. Ce rapprochement ne constitue toutefois qu'une hypothèse.

η^2 . **Diorite quartzique.** A l'Est de Montournais ont été cartographiés trois petits massifs de diorite quartzique.

Le massif principal, ainsi qu'un petit satellite au Sud, paraissent s'insérer dans la zone d'influence du métamorphisme de contact du granite de Pouzauges. La roche, de grain moyen à fin, a une texture grenue intergranulaire ; elle est formée d'un assemblage de lattes de plagioclase ($An \approx 30$) et de hornblende verte à brun-vert subautomorphes, avec un peu de biotite, chlorite, épidote, opaques (oxydes et sulfures) ; le quartz est intersititiel lorsqu'il est présent. On note en outre la présence d'apatite en assez grande abondance.

Plus au Sud, en limite est de la carte, le petit massif de la Cognerie semble border la faille de Pouzauges – Montournais ; une carrière permet d'y observer des roches grenues très sombres à côté de faciès plus clairs. La texture est grenue intergranulaire à subophitique ; les faciès clairs sont identiques aux diorites décrites plus haut ; les faciès sombres révèlent des lattes de plagioclase subautomorphes ($An \approx 30$) associées à de larges plages de hornblende très

brune poecilitique dont les pourtours sont rétomorphosés en hornblende verte ; des reliques de clinopyroxène sont conservées, parfois au coeur des hornblendes ; de larges plages plus ou moins poecilitiques de chlorite lardée d'aiguilles de rutile paraissent provenir de la rétomorphose de biotite ; l'apatite est abondante, de même que les opaques formés de sulfures et d'oxydes ; on note enfin la présence d'épidote, de sphène, de calcite, et parfois d'un peu de quartz interstitiel.

La situation de ces diorites à proximité du massif dioritique de Moncoutant (feuille Moncoutant) inciterait à les rattacher à ce grand massif. Toutefois, l'abondance d'apatite dans les lames minces suggérerait un caractère transitionnel à alcalin que ne semble pas avoir la diorite de Moncoutant.

oY¹. Granite orienté de Bazoges-en-Pareds. Au Nord et à l'Ouest de Bazoges-en-Pareds affleure un granite porphyroïde qui paraît s'étendre sous le Lias. Contrairement à ce qu'indique par erreur la légende de la carte, il ne s'agit nullement d'un leucogranite mais d'un granite à biotite. Il contient fréquemment de gros feldspaths potassiques pouvant atteindre plusieurs centimètres (jusqu'à dix centimètres). Il est affecté, essentiellement dans sa partie sud, d'une foliation plus ou moins pénétrative orientée $100^{\circ} \text{S } 20^{\circ}$ à 70° , à laquelle sont associés des plans de cisaillement $130^{\circ} \text{SW } 80^{\circ}$. Les relations entre plans "c" et plans "s", ainsi que les critères de cisaillement sur les porphyroblastes de feldspath permettent de mettre en évidence un cisaillement dextre symétrique orienté NW - SE.

L'étude microscopique révèle le caractère orthogneissique de ce granite. Les minéraux primaires sont le quartz, l'orthose, le plagioclase, la biotite, l'apatite, le zircon et dans certaines lames de la cordiérite probable. La déformation ductile responsable de la foliation métamorphique s'accompagne de la recristallisation du quartz en rubans, de la granulation des feldspaths, de la déformation "en poissons" des biotites magmatiques avec cristallisation de nouvelles biotites en bordure, et de la cristallisation de grenat ; les plans de déformation pénétrative sont soulignés par la cristallisation de micas blancs. Ces caractères sont ceux d'un métagranite orthogneissifié dans le domaine de stabilité de la biotite.

Le granite développe dans son encaissant un métamorphisme de contact dont l'isograde de la biotite a été tracé sur la carte. L'étude microscopique de l'encaissant montre que ce métamorphisme de contact est postérieur à la schistosité de flux du synclinorium de Chantonay, et antérieur ou synchrone d'une schistosité de *strainslip* d'attitude raide et d'orientation voisine de celle de la foliation du granite.

Y^{3M}. Granite de Pouzauges. Ce granite affleure dans la partie nord-est de la carte et s'étend plus largement sur les feuilles voisines (les Herbiers, Bressuire, Moncoutant). Sur la carte Chantonay, les contours du granite apparaissent très lobés, montrant une étroite imbrication de celui-ci avec les faciès de métamorphisme de contact (cornéennes et schistes tachetés). Cette disposition suggère que le toit du granite est proche de la surface topographique actuelle.

Le granite a une couleur générale grise à rose et une teinte souvent sombre due à l'abondance de la biotite. Le grain est généralement moyen. Localement et notamment sur la bordure sud, on observe une schistosité mylonitique liée à des couloirs de cisaillement ; on peut rapporter cette déformation à l'une des

branches de la "zone broyée sud-armoricaine" qui borde la limite sud du granite.

L'examen microscopique montre la composition suivante :

- quartz (moyennement à peu abondant), interstitiel ou en inclusions graphiques dans le feldspath potassique
- feldspath potassique généralement perthitique, en plages xénomorphes
- biotite riche en zircons radioactifs
- apatite
- allanite
- amphibole brune souvent auréolée d'amphibole bleu-vert
- opaques.

On observe en outre des minéraux secondaires tels que biotite verte, chlorite, épidote, séricite, leucoxène, calcite. Enfin, certaines lames montrent un développement de gerbes de stilpnomélane qui se surimposent sur la paragenèse magmatique ; ce minéral pourrait résulter d'un léger métamorphisme postérieur au refroidissement du granite, et qui serait compatible avec le métamorphisme régional, épizonal, du synclinorium de Chantonnay.

Outre les enclaves de cornéenne, le granite contient des enclaves basiques plus petites, à composition de diorite quartzique.

● **Données géochimiques.** Les données géochimiques montrent que le granite de Pouzauges possède un caractère peralumineux à méta-alumineux, potassique, qui d'un point de vue typologique le rapprocherait de la lignée calco-alcaline. Dans le triangle anorthite-albite-orthose (figure 11), les points analytiques se placent dans le champ des granites, à la limite des champs des granodiorites et des monzonites quartziques.

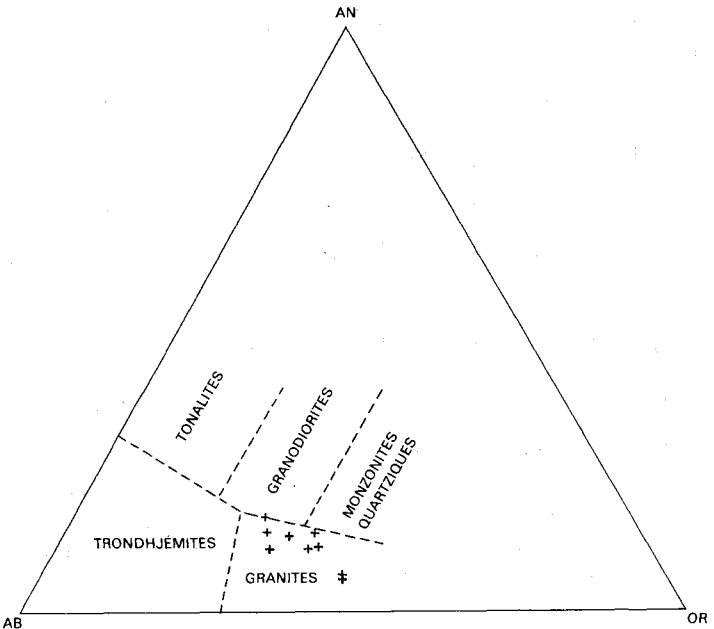
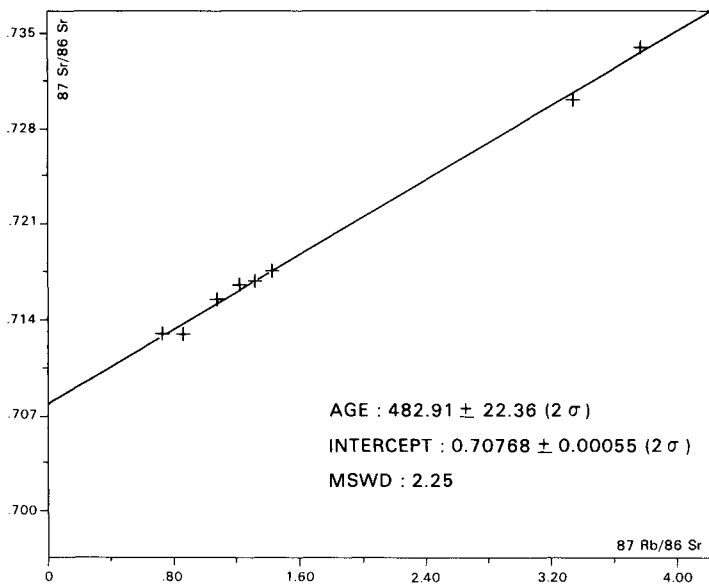


Fig. 11 - Granite de Pouzauges. Diagramme de O'Connor, 1965 (Anorthite-Albite-Orthose)



N° BRGM	N° analyse	Rb (p.p.m.)	Sr (p.p.m.)	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr
1604	4911	104	90	3.336	0.73006 ± 14
1605	4912	46	188	0.7154	0.71277 ± 6
1606	4913	54	184	0.8482	0.71288 ± 16
1608	4915	69	185	1.073	0.71530 ± 10
1609	4916	71	167	1.227	0.71646 ± 11
1610	4917	103	80	3.752	0.73391 ± 10
1736	5534	67	137	1.4154	0.71753 ± 4
1733	5533	72	160	1.3071	0.716558 ± 10

Fig. 12 - Datation du granite de Pouzauges par la méthode Rb-Sr
 (R. Charlot, Institut de géologie de l'université de Rennes, 1979, inédit;
 travail réalisé dans le cadre d'une convention BRGM)

● **Géochronologie.** Le granite de Pouzauges a fait l'objet d'une datation isotopique par la méthode Rb-Sr. L'isochrone obtenue (figure 12) indique un âge de 483 ± 22 MA, correspondant approximativement à l'Ordovicien inférieur. Le rapport initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0,7076 semblerait indiquer que le granite provient de la fusion de matériaux de base de croûte.

Filons

Q. **Filons de quartz.** Quelques filons de quartz ont été figurés sur le flanc nord du synclinorium ; ce sont des filons plurimétriques de quartz laiteux, orientés N 115°E qui paraissent jalonner la limite entre le socle cadomien et le Cambrien dans la région du Boupère.

A Rochetreyoux a été figuré, d'après les archives de la Banque des données du sous-sol, le tracé du filon minéralisé en stibine qui a été exploité autrefois pour l'antimoine.

Métamorphisme et déformation

Hormis le domaine précambrien du Haut Bocage (Nord de la feuille) structuré probablement pendant l'orogénèse cadomienne, l'essentiel de la structuration du socle de la feuille est à rapporter à l'orogénèse hercynienne *s.l.*

Synclinorium de Chantonnay

Les terrains du synclinorium sont affectés d'un métamorphisme épizonal et d'une structuration complexe dans laquelle on distingue deux épisodes principaux et un épisode tardif :

● **Phase 1/2 :** schistosité de flux (S1) subparallèle à la stratification, déformée sans doute au cours du même épisode métamorphique en plis dissymétriques déversés au Sud-Ouest (?) avec schistosité (S2) de *strainslip* de plan axial. Les schistosités S1 et S2 s'expriment plus ou moins nettement selon la lithologie des roches : bien marquées dans les *shales* et les pélites, elles peuvent être quasi inexistantes dans les quartzites et surtout dans les volcanites de la formation de la Meilleraie. La paragenèse associée à la phase 1/2 est constituée de séricite, chlorite et épidote.

Dans le domaine situé au Sud de l'anticlinal de la Châtaigneraie, la schistosité S1 est peu pentée et déformée par des plis dissymétriques à vergence apparente au Sud-Ouest.

La phase 1/2 a été attribuée jusqu'à présent au Dévonien inférieur (M. Ters, 1979 ; R. Wyns, 1980 ; R. Wyns et J. Le Métour, 1983). La découverte récente de Tentaculites et de Conodontes dévoniens dans le groupe de Réaumur (R. Wyns *et al.*, en préparation) est susceptible de rajeunir l'âge de cet événement métamorphique.

● **Phase 3 :** c'est le deuxième épisode important de structuration régionale ; il est responsable du plissement en anticlinaux et synclinaux du Paléozoïque vendéen. Sur la feuille Chantonnay, ces plis orientés N 110° à N 130° sont droits ou légèrement déjetés vers le Nord. Une schistosité de fracture subverticale leur est associée mais reste généralement très discrète ; elle détermine

cependant sur la schistosité de flux S1 une linéation de crénulation très fine (L3) qui est bien visible dans le matériel schisteux.

Dans la partie sud du synclinorium, l'orthogneiss de Bazoges-en-Pareds est structuré par une déformation mylonitique cisailante dextre orientée NW — SE, dont l'attitude est compatible avec la schistosité S3 décrite ci-dessus. Si cette comparaison se révélait fondée, la phase 3 régionale serait donc probablement contemporaine de l'épisode de cisaillement ductile dextre sud-armoricain (phase bretonne, environ 340 MA).

● **Phase 4** : des déformations tardives, essentiellement cassantes et réalisées à froid, affectent le socle de l'ensemble de la région. Il s'agit principalement de *kinks* et d'ondulations orientés suivant des directions conjuguées N 175° et N 40°E. On les attribue aux serrages fini-carbonifères.

Sillon houiller

Le Carbonifère du Sillon houiller, qui comprend régionalement du Namurien, du Westphalien et du Stéphaniens, n'est pas métamorphique ; une mesure du pouvoir réflecteur de la matière organique, effectuée sur un échantillon namurien de Saint-Laurs, indique une paléotempérature maximale de 110° environ (R. Wyns, 1980). D'autre part, les conglomérats carbonifères contiennent fréquemment des galets de roches métamorphiques issus du complexe des Essarts : schistes, orthogneiss et même éclogites (G. Mathieu, 1937 ; G. Godard, 1981). Ceci signifie que la majeure partie de l'évolution tectono-métamorphique régionale était terminée au Namurien.

Bien que non métamorphique, le Carbonifère du Sillon houiller a subi des déformations énergiques responsables de la faible largeur d'affleurement de cette unité ; les couches sont redressées à la verticale et localement renversées ; si la bordure sud du Sillon houiller peut être considérée comme un contact sédimentaire, la bordure nord est une faille inverse qui fait chevaucher le Paléozoïque du synclinorium de Chantonnay sur le Carbonifère (G. Godard, 1981). Cette faille inverse n'affleure pas sur la carte Chantonnay car elle se trouve actuellement masquée sous le Lias.

Complexe des Essarts

Les travaux récents réalisés sur le complexe des Essarts indiquent que celui-ci résulte probablement de l'accolement tectonique d'unités ayant subi des évolutions tectono-métamorphiques différentes.

On reconnaît ainsi, du Sud au Nord :

● **les schistes du synclinorium paléozoïque de la Roche-sur-Yon**, qui constituent sans doute le soubassement des unités formant le complexe des Essarts proprement dit ;

● **l'unité des orthogneiss**, charriée sur les schistes précédents et séparée d'eux par des blastomylonites ;



Fig. 13 - Coupe synthétique des formations jurassiques affleurantes

● **l'unité des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers**, charriée sur les orthogneiss, avec des lambeaux de métapélites à grenat et chloritoïde pris dans le contact ; la terminaison est du principal massif d'amphibolite pourrait résulter soit d'un biseautage tectonique, soit d'un repli en synforme de l'unité des amphibolites ;

● **l'unité des écoligites**, bien représentée plus au Nord-Ouest et qui paraît se terminer en biseau au niveau de Chantonnay ;

● autour de la Jaudonnière apparaît **une unité de schistes extrêmement déformés** qui prennent un grand développement dans la région de Vouvant ; les relations de ces schistes avec les autres unités ne sont pas connues.

Quelques estimations thermobarométriques ont été réalisées sur les matériaux de plusieurs de ces unités.

L'unité des écoligites contient des reliques catazonales de haute pression : les travaux de G. Godard (1981) montrent pour les écoligites un premier métamorphisme à 700°C environ pour une pression supérieure à 16 kbar, suivi d'une rétro-morphose anhydre dans le faciès "granulite à grenat" (P = 5 à 10 kbar, T° légèrement plus faible), puis d'une rétro-morphose hydratée dans le faciès amphibolite (P = 4 kbar, T° 600°C).

L'unité des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers a été étudiée par D. Thièblemont (1987) qui trouve une pression de 7 à 8 kbar pour une température de 500°C environ.

Une estimation par ce dernier auteur des conditions métamorphiques de l'orthogneiss situé au Sud des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers indique une pression de 5 à 8 kbar pour une température d'environ 400°C.

COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE

Formations secondaires(*)

11, 12. **Hettangien. Argiles vertes et argiles rouges (11) ; calcaires jaune-brun, dolomitiques (12).** L'Hettangien débute sur la majorité du secteur concerné par la carte, par un épais niveau d'argiles rouge-brique de 10 à 15 m d'épaisseur, qui passe au Sud-Est (Nord de Thouarsais-Bouildroux) à des sables de 0 à 10 m d'épaisseur (563-7-106). Ces sables renferment des lentilles de lignite et sont vraisemblablement du même âge que les arkoses de l'Hermenault.

Au-dessus des argiles rouges, viennent 8 à 10 m d'une alternance d'argiles vertes et de bancs de dolomie. Les calcaires "nankin" (12) superposés aux argiles vertes, de 8 à 10 m d'épaisseur, montrent à leur sommet des niveaux oolithiques. Ils correspondent à l'Hettangien supérieur et sans doute à une partie du Sinémurien.

(*) Note. Les différences que le lecteur pourra constater entre la figure 14 et les figures 16 et 17 sont dues au fait que le Service géologique national laisse toute liberté aux différents auteurs pour exposer, sous leur responsabilité, leurs propres interprétations des faits géologiques observés.

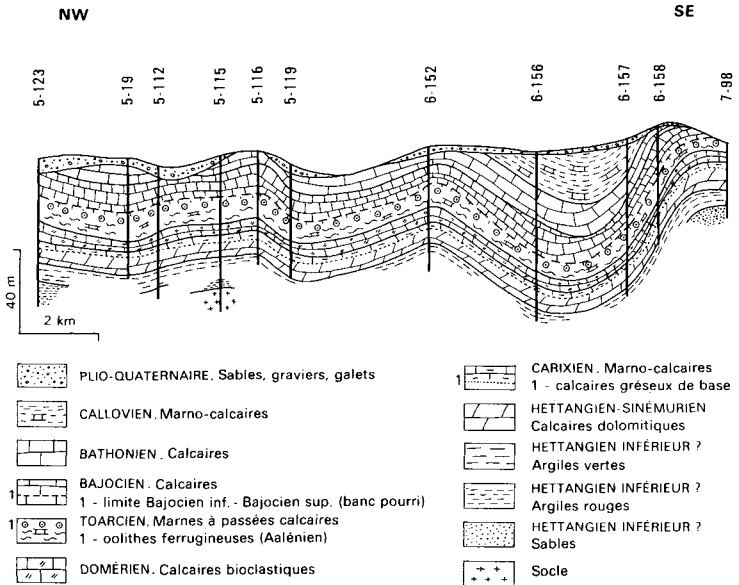


Fig. 14 - Coupe géologique du bassin de Chantonay d'après les forages

Plusieurs auteurs(*) (G. Saporta, 1885, A. Carpentier, 1947-1949) signalent une intéressante flore infraliasique dans la région de Chantonay, dont une partie a été conservée dans la collection de l'abbé Boone (faculté libre des sciences de Lille) : "plaques d'argile grisâtre couverte de débris feuillés de conifères (*Brachyphyllum*), ... [provenant] de Chantonay et de Saint-Vincent-Sterlanges".

Selon A. Carpentier (*op. cit.*), la flore recueillie appartiendrait à la zone à *Thaumatopteris* (Hettangien), aux confins de la zone à *Lepidopteris* (Rhétien).

15-6. Carixien et Domérien indifférenciés. Calcaires et marnes. Le Carixien (15) débute par 0,60 m de calcaire gréseux plus ou moins conglomératique qui ravine le Lias inférieur. La destruction par érosion de ce niveau a donné une formation résiduelle, argilo-sableuse, assez grossière, qui a parfois largement colluvionné sur les terrains sous-jacents. Lors du lever de la carte il avait été rattaché au Lias inférieur (d'où la notation R12). Deux ou trois mètres de calcaires marneux à intercalations argileuses lui font suite. Nous avons récolté quelques mauvaises Ammonites du Carixien : *Acanthoceras maugenesti* et *Lobothyris punctata* (Sow.) dans une faciès d'oolithes ferrugineuses qui, en lame mince, a montré des fragments de Lamellibranches, Echinodermes, spicules et Ostracodes, et d'assez fréquents petits Foraminifères(**), essentiellement *Nodosariidés* (*Lingulina*, *Lenticulina*, *Nodosaria*...) et de très rares Ophtalmidiidés. Ensuite, ont été reconnus *Aegoceras capricornu* et *Gistoceras*.

(*) Références et renseignements aimablement communiqués par G. Godard.

(**) Détermination P. Andreieff.

A l'Ouest de la feuille Chantonay à Saint-Vincent-Sterlanges, G. Dubar et J. Gabilly (1964) avaient retrouvé dans le Carixien malgré quelques remaniements les fossiles des principales zones (Jamesoni, Ibex, Davoei).

Le *Domérien inférieur* (l6) est constitué d'une alternance de calcaires marneux peu épais et de marnes sur 2 ou 3 m d'épaisseur, qui nous ont fourni quelques Amalthées du groupe *margaritatus* (la Roche, Est de Chantonay).

Au dessus, le *Domérien supérieur* (l6) est représenté par 5 à 6 m de calcaires bioclastiques roux, riches en Gryphées et Pecten (les Roches Baritaud) qui se chargent, vers leur sommet, de chailles. Ces dernières se retrouvent dans les limons sus-jacents quand le Domérien est érodé. Seuls quelques *Pleuroceras* des groupes *solare* et *apyrenum* ont été récoltés.

l7-8. **Toarcien. Marnes et calcaires.** Le Toarcien est formé d'une dizaine de mètres de marnes intercalées de bancs calcaires. Les schistes carton existent à la base (fouille Fleury-Michon à Chantonay) mais sont peu fossilifères. Le Toarcien moyen a fourni par contre de nombreux *Hildoceras* et *Harpoceras* et le Toarcien supérieur des *Grammoceras* et des *Pleydellia*. Le Toarcien a fourni aussi quelques Brachiopodes : en particulier *Telothyris jauberti*(*) (Desl.).

A été bloqué sur le terrain avec le Toarcien un niveau de calcaire argileux de 1 m d'épaisseur et qui se charge d'oolithes ferrugineuses dans la moitié supérieure. En réalité ce niveau a fourni dans les feuilles voisines (Saint-Vincent-Sterlanges) des faunes des zones à Opaliniforme et Bradfordensis qui indiquent l'appartenance de ce banc à l'*Aalénien*.

j1-2. **Bajocien et Bathonien indifférenciés. Calcaires.(**)**

Bajocien (j1). Le Bajocien inférieur très mince (2,50 m), constitué par un calcaire gris à intercalations marneuses, est bien repérable, même en sondage, car encadré par deux niveaux repères, l'oolithe à la base, le "banc pourri" au-dessus.

Ce "banc pourri" est un niveau de remaniement situé à la base du Bajocien supérieur. Il est constitué d'une brèche de fossiles (Ammonites et Bélemnites surtout) plus ou moins tronçonnés, de nodules de phosphate (***) et de galets dans une matrice calcaire. Pas toujours déterminables au niveau de l'espèce, les Ammonites sont cependant très abondantes et très variées : *Parkinsonia* et *Garantia*, *Spiroceras* nombreux, etc.. Au-dessus la quinzaine de mètres de calcaires blanchâtres à taches ocre qui constituent le Bajocien supérieur est très peu fossilifère.

Bathonien (j2). Le Bathonien est représenté par une dizaine de mètres de calcaires peu différents de ceux du Bajocien, mais un peu plus crayeux et plus marneux. Les Ammonites sont aussi plus abondantes, éparées dans les champs (figure 15) : *Oxycerites*, *Prohcticoceras*, *Wagnericeras*, etc..

(*) Détermination A. Boullier.

(**) La plage, notée j1-2 sur la carte, située à 1 km au Sud-Ouest des Roches Baritaud, au lieu-dit Châteaubriant sur la N 137, est bien du "Bajocien et Bathonien indifférenciés". La teinte figurative n'est pas conforme.

(***) 7 à 12 % de P₂O₅ dans les analyses de nodules.

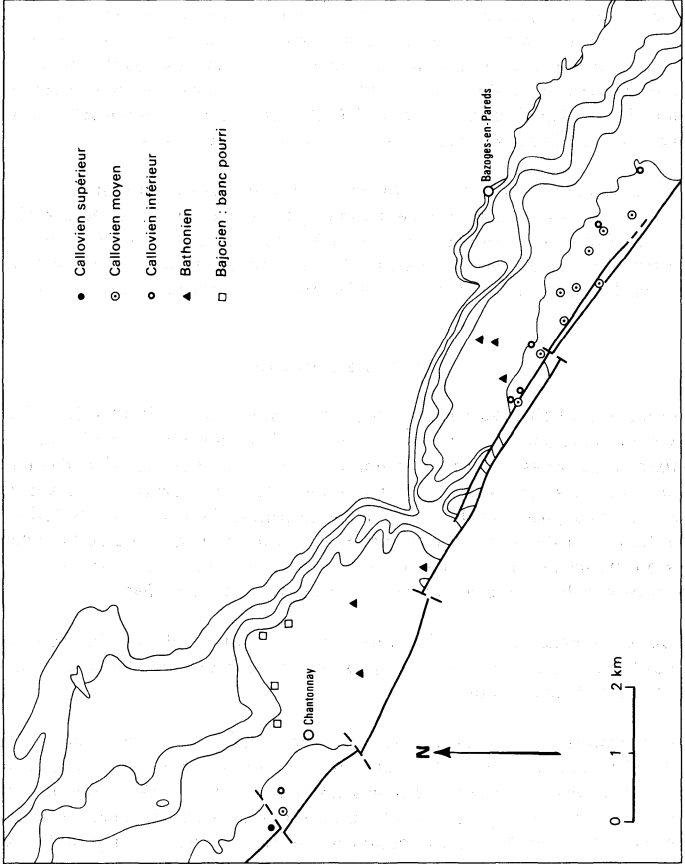


Fig. 15 - Répartition des faunes d'Ammonites du Dogger (voir tableau 8)

j3. **Callovien. Marnes et calcaires marneux.** Contrairement au Bajocien et au Bathonien bien représentés dans les sondages, le Callovien n'est jamais, semble-t-il, recoupé entièrement par les sondages. Seul le sondage 563-6-156 a pu traverser une vingtaine de mètres de Callovien inférieur et moyen. Aucune faune du Callovien supérieur n'a été trouvée en affleurement dans ce secteur. Ces dernières n'existent qu'à l'Ouest de Chantonay. C'est dans ce secteur qu'existe la seule coupe visible sur le terrain. Elle a été publiée par E. Cariou (thèse, figure 23) mais ne concerne que le Callovien inférieur et moyen.

L'ensemble de l'étage se présente de la manière suivante.

Le *Callovien inférieur* (zone à *Macrocephalus* et à *Gracilis*) est constitué de 6 à 10 m environ d'alternances, marnes et calcaires. Dans les champs labourés les Ammonites des niveaux calcaires abondent, associées à des Brachiopodes : *Dorsoplicatyris dorsoplicata* (Desl.) (*). Un banc marneux épais d'un mètre, qui a fourni de petits fossiles pyriteux [*H. (Z.) zieteni*, *Macrocephalites lamellosus*], s'intercale dans la partie moyenne de la zone à *Gracilis*.

Le *Callovien moyen* (zone à *Jason* et à *Coronata*) est plus marneux ; les bancs de marnes ont généralement 1 m d'épaisseur, les bancs calcaires 20 m ; mais les Ammonites sont toujours abondantes : *Flabellisphinctes*, *Choffatia*, *Rossienceras*. L'extrême base du *Callovien supérieur* très marneuse est marquée par l'apparition des *Peltoceras* et l'abondance brutale des *Dorsoplicatyris*.

Formation tertiaire

p. **Pliocène probable. Sable et argiles silteuses.** De part et d'autre de la faille de Chantonay sont conservés des placages d'une formation argilo-sableuse épaisse de quelques mètres, comprenant de bas en haut des graviers de quartz roulés, puis des sables fauves et enfin des silts et des argiles blancs à gris sombre. Ces dépôts sont dénivelés d'une quinzaine de mètres par la faille de Chantonay et de nombreux lambeaux sont conservés au pied de l'accident, plus ou moins recouverts par des colluvions (provenant en particulier des matériaux carbonifères) et plus ou moins karstifiés dans le Lias.

Dans le placage situé à l'Ouest de la Mouhée (au Sud de la faille de Chantonay), ont été rencontrées quelques indurations gréseuses à empreintes végétales indéterminables.

Ces formations ont été rapportées avec doute au Pliocène en raison de leur faciès. Cependant on ne peut exclure un âge éocène, d'autant que ces dépôts sont portés par une surface d'érosion située aux environs de 90 à 100 m d'altitude, qui est connue régionalement comme étant d'âge éocène (surface portant les grès à Sabals en Anjou). Les essais de datation par palynologie sont restés vains jusqu'à présent en raison du mode de prélèvement en surface.

Un échantillon provenant de la déviation de la RN 137 à l'Ouest de Chantonay a fait l'objet d'une détermination de la nature des argiles : celles-ci étaient constituées de 5/10 de kaolinite, 3/10 d'illite et 2/10 d'interstratifié illite-smectite.

(*) Détermination A. Boullier.

Formations superficielles et quaternaires

C. Colluvions de pente. Cette formation est localisée au pied de la faille de Chantonnay et au pied des buttes de Grès armoricain de l'anticlinal de la Châtaigneraie.

Au pied de la faille de Chantonnay, les colluvions sont alimentées par les altérites de schistes et de gneiss du complexe des Essarts, les sables et argiles du Pliocène, et les pélites, grès et poudingues plus ou moins altérés du Carbonifère. Ces formations meubles s'étalent assez largement vers l'aval sur le Jurassique du Bassin de Chantonnay ; leur extension a d'ailleurs été sous-estimée à l'emplacement de la ville de Chantonnay, où plusieurs sondages ont traversé une épaisseur importante (≤ 10 m) de limons et d'argiles contenant quelques galets. Il est à noter que c'est peut-être dans cette formation qu'a été trouvée au siècle dernier une dent d'*Elephas meridionalis* (E. Farge, 1863 ; G. Ferronnière, 1912) (Pléistocène).

Au pied des buttes de l'anticlinal de la Châtaigneraie, cette notation correspond plutôt à des éboulis de blocs et de plaquettes gréseuses provenant de la désagrégation du Grès armoricain par gélifraction.

R12. **Formation résiduelle issue de l'altération du sommet de l'Hettangien. Sable argileux.** Voir : 15-6. Carixien et Domérien.

B. Formation complexe des plateaux. Argiles d'altération avec blocs de quartz (pour les altérites du socle) recouvertes ou non de limon des plateaux. L'appellation de "formation complexe des plateaux" regroupe essentiellement des altérites, en place ou déplacées, auxquelles se mêlent en proportions variables des limons éoliens et des formations sédimentaires résiduelles.

Les altérites du socle sont représentées par des argiles brunes, ocre ou rouge violacé, contenant des fragments et blocs de quartz (quartz d'exsudation métamorphique, quartz filoniens) ; souvent déplacées en surface, des altérites argileuses passent progressivement en profondeur à des schistes argilisés où la texture schisteuse est bien conservée, puis à des schistes altérés. Sur les granites et les orthogneiss, les altérites sont des arènes ; sur les amphibolites, ce sont des argiles ocre à brunes, de même que sur les calcaires du Bassin de Chantonnay.

Ces altérites se sont formées par hydrolyse météorique des roches pendant les périodes où elles étaient soumises à des climats chauds et humides. Les périodes les plus favorables à ces altérations ont été le début du Mésozoïque, le Crétacé inférieur et l'Eocène inférieur. Au cours de cette altération, les micas, feldspaths et amphiboles sont dégradés peu à peu en argiles ; seuls les quartz résistent suffisamment pour être conservés. L'altérite résultant de cette dégradation est essentiellement constituée d'argile, avec une teneur variable en quartz et en mica blanc. L'épaisseur de la tranche ainsi argilisée, là où le profil d'altération a été protégé de l'érosion, peut atteindre 5 à 10 mètres. Cette tranche a été activement exploitée pour tuilerie et briqueterie.

La répartition des altérites est strictement liée à la présence de témoins de surfaces d'érosion anciennes ayant subi des climats hydrolysants. Ainsi, la majeure partie des zones d'altérites occupe la surface des plateaux établie aux environs de 100 à 130 m d'altitude, qui correspond sans doute *pro parte* à une surface d'érosion éocène.

Dans leur partie la plus superficielle, les altérites en place peuvent être recouvertes d'une pellicule de formations sédimentaires résiduelles souvent elles-mêmes altérées. Ces formations résiduelles souvent peu épaisses ont pu être brassées mécaniquement avec les altérites en place sous l'effet du gel, de la solifluxion et du ruissellement. C'est pourquoi la partie supérieure des profils d'altération apparaît souvent mélangée de galets de quartz, de sables, de blocs gréseux, voire de lentilles de sédiments altérés. Parmi ces ingrédients a pu s'adjoindre au Quaternaire une fraction limoneuse d'origine éolienne, mais aucun dépôt de limon éolien individualisé n'a été rencontré.

Fy. Alluvions anciennes indifférenciées. Galets et graviers siliceux. Les berges du Petit et du Grand Lay portent localement quelques placages d'alluvions anciennes. Ce sont des cailloutis surtout quartzeux et gréseux, sans doute peu épais et paraissant résiduels. Ils sont disposés soit sur des replats, soit en glacis dominant le lit actuel de 5 à 10 mètres. Ces placages d'alluvions anciennes paraissent localisés au Nord de la faille de Chantonnay, dans la zone d'engorgement du cours de la rivière précédant la traversée en cluse du complexe des Essarts.

Fz-C. Alluvions récentes et actuelles, colluvions de fond de vallon. Graviers, 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 d'éléments meubles empruntés aux formations superficielles des pentes et des plateaux.

Dans les vallées les 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 sans doute plus anciennes.

Enfin, les têtes de vallons situées sur les bordures des plateaux sont en général des zones marécageuses, à sols hydromorphes, où la faible pente et une végétation hygrophile contribuent à retenir les particules les plus fines entraînées par l'érosion.

X. Dépôts anthropiques. Remblais. Quelques zones de remblais correspondent à des tronçons d'anciennes voies de chemin de fer : Mouchamps, la Châtaigneraie, Antigny. D'autres, plus importantes et situées aux Roches Baritaud, à la gare de Chavagnes-les-Redoux, à Tillay et près des carrières de la Meilleraie, sont constituées par les stériles de ces grandes carrières. Enfin, quelques décharges importantes ont été notées comme remblais (Pouzauges). Il faut aussi signaler les terrils des anciennes mines de houille de la région de Chantonnay, qui ont été notées avec un symbole spécial.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE CASSANTE ET NÉOTECTONIQUE

N.B. La tectonique hercynienne synmétamorphe a été présentée avec la description des terrains, ainsi que dans le chapitre "métamorphisme et déformation".

Tectonique cassante

Parmi les accidents cassants affectant la région, seuls ont été représentés ceux d'une certaine importance ou qui décalent des formations géologiques. Ces accidents cassants ont été créés après la remontée isostatique et le refroidissement du bâti métamorphique hercynien. Beaucoup d'accidents sont sans doute d'âge fini-hercynien, mais ont été réactivés par la suite lors de l'évolution secondaire, tertiaire, voire quaternaire.

Dans le Nord-Est de la carte, en bordure sud du massif granitique de Pouzauges, a été tracé un accident rectiligne particulièrement bien visible sur les photographies aériennes (faille de Pouzauges). Il se prolonge, par une série d'accidents en relais, vers le Sud-Est en direction du graben de Saint-Maixent, et vers le Nord-Ouest en direction de la faille du Sillon de Bretagne (Nord-Ouest de Nantes) à laquelle il se raccorde. La faille du Sillon de Bretagne est un accident cassant qui se superpose à un ancien cisaillement ductile hercynien, la zone broyée sud-armoricaine. Sur la carte Chantonay, cette faille dénivelle la surface de la pénélaine d'environ 130 m (altitudes extrêmes à Pouzauges : 150 m au Sud de la faille, 281 m au Nord). Un certain nombre d'arguments géomorphologiques permettent de penser que la surface décalée est la surface préliasique. L'essentiel du fonctionnement de cette faille à rejeu vertical important est vraisemblablement à rapporter aux épisodes de distension accompagnant l'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé inférieur.

La faille de Chantonay, qui constitue la limite sud du Jurassique, a probablement fonctionné dans les mêmes conditions. Toutefois, un fonctionnement de cet accident pendant le Jurassique est probable comme le suggèrent les variations d'épaisseur de certains niveaux du bassin de Chantonay.

Des failles de direction NW — SE à composante apparente dextre affectent la bordure nord du synclinorium de Chantonay (Rochetrejoux, Piffecaud) ainsi que le complexe des Essarts (Moulin Neuf). Ces failles sont connues régionalement et se rapportent à l'histoire fini-hercynienne.

On peut noter également des failles de direction NE — SW qui accidentent les structures hercyniennes et décalent le Sillon houiller.

Enfin, la limite sud du Sillon houiller a été notée comme faille. Des observations récentes réalisées par G. Godard (1981) sembleraient indiquer que le contact du Carbonifère et du complexe des Essarts est un contact sédimentaire discordant et non un contact par faille.

Néotectonique

Sur la feuille Chantonay, deux accidents sont susceptibles d'avoir joué récemment, bien qu'aucun argument objectif ne permette d'étayer cette proposition :

- la faille de Pouzauges (prolongement du Sillon de Bretagne) dénivelle la surface préliasique (cf. ci-dessus) ; une petite partie de cette dénivellation pourrait être récente (Plio-Quaternaire) par comparaison avec les données concernant le même accident dans la région nantaise (D. Sellier, 1985) ;
- la faille de Chantonay dénivelle d'une quinzaine de mètres des sables et argiles non datés, notés comme pliocènes sur la carte, et dont l'âge pourrait être soit éocène, soit pliocène.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATIONS, PÉDOGENÈSES

La morphologie actuelle de la région montre une juxtaposition de surfaces de grande extension, d'altitudes et d'inclinaisons variables. Ces surfaces sont d'anciennes surfaces d'érosion. On peut distinguer, de la plus ancienne à la plus récente :

— *la surface préliasique*. Constituant la surface de base du Lias du Bassin de Chantonay, elle est inclinée vers le Sud-Ouest où elle est interrompue par la faille de Chantonay, et se relève vers le Nord-Est en direction de Pouzauges. C'est probablement cette même surface qui est décalée par la faille de Pouzauges ;

— *la surface éocène*. Cette surface restée subhorizontale est établie vers 100 m d'altitude ; elle recoupe en biseau certaines portions de la surface préliasique situées au dessus de cette altitude. C'est la surface éocène qui constitue l'essentiel de la surface topographique de la carte. Il s'en détache des buttes comme celles de Mouilleron, Cheffois, la Châtaigneraie, qui ont été conservées par le jeu de l'érosion différentielle. Ces buttes ont donc pu constituer des îles lors des transgressions marines tertiaires.

Dans les zones où des portions de ces surfaces d'érosion sont conservées, on peut noter le développement important des altérites (la Jaudonnière, Saint-Maurice-le-Girard, le Boupère). Celles-ci représentent les vestiges des pédogenèses subies par ces surfaces pendant les périodes d'émersion. Les "argiles rouges" situées à la base de la série secondaire peuvent être interprétées comme des altérites préliasiques, en place ou remaniées, scellées par les dépôts sédimentaires du Lias.

OCCUPATION DU SOL

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE(*)

Le territoire de la carte Chantonay recèle un certain nombre de monuments mégalithiques encore visibles, dont certains ont été remis en état.

Ainsi, on peut noter :

— sur la commune de *Bazoges-en-Pareds*,

● la "Ciste des Cous", située à l'Ouest du bourg, à 300 m au Nord de la route de la Jaudonnière ; c'est un dolmen à encorbellement de pierres sèches, de forme circulaire ;

● le dolmen de "la Pierre folle des Cous" et le "menhir de la Vierge", situés près du monument précédent ;

● le dolmen de la "Pierre levée des Landes", au Nord-Ouest de la commune, à l'Est de la ferme de Bellevue ;

● le dolmen des "Pierres folles de Pulteau", au Sud-Est du bourg sur la route de la Caillère ;

— à *Cheffois*, le dolmen de la "Pierre qui vire", situé à 1,7 km au Nord du bourg près du hameau du Bois-Giron ;

— à *Monsireigne*, le menhir de la "Pierre folle", situé à 3 km à l'E.NE du bourg, près de la Chauvinière ;

(*) D'après un document rédigé par le Groupe vendéen d'Etudes préhistoriques (communiqué par G. Bresson).

— à l'Ouest de *Saint-Germain-de-Prinçay* existent deux monuments : le menhir des Roches Baritaud, situé dans le parc du château, et le dolmen de l'Amadon, à 500 m à l'Est du précédent.

Ces monuments mégalithiques constituent l'essentiel des vestiges archéologiques rencontrés sur la feuille. Les restes d'outillage préhistorique sont rares, de même que les vestiges d'habitat gallo-romain.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE(*)

N.B. On trouvera sur le tableau 6 en annexe les résultats des analyses physico-chimiques d'eaux prélevées en forages.

Socle hercynien

Les terrains métamorphiques, principalement les formations schisteuses et rhyolitiques, ne constituent pas des réservoirs aquifères importants. Les débits exploités par forages sont faibles (1 à 2 m³/h en moyenne) et ne dépassent guère les 5 à 8 m³/h lorsque les conditions de fracturation sont bonnes (fissures non colmatées).

On note toutefois un captage de source (6-163) à partir des schistes briovériens à la Bonninière (la Caillère-Saint-Hilaire) pour l'alimentation en eau potable du Pays Caillerot. Le débit exploité est d'environ 5 m³/h. L'eau est faiblement minéralisée (conductivité à 186 micro.S.cm²). De même à la Tardière un captage de source dans les rhyolites métamorphiques (8-22), au lieu-dit la Brossardière, permet l'alimentation en eau potable de la Châtaigneraie avec un débit moyen de 10 m³/h. L'eau de cette nappe est également faiblement minéralisée (conductivité à 245 micro.S.cm²).

Les amphibolites et les prasinites renferment de petites ressources aquifères pouvant servir à des irrigations limitées à partir de forages (5 à 10 m³/h) comme au Breuil de Saint-Philbert-du-Pont-Charrault (6-154 et 6-155).

Le basalte de la Meilleraie est quant à lui très peu productif en eau souterraine ; sa zone d'altération superficielle (5 à 6 m d'épaisseur) est toutefois exploitée par de nombreux puits particuliers (5 à 10 m³/j). Un forage (2-16) s'est révélé productif à 7 m³/h, près de Grammont, à Saint-Prouant, dans un contexte structural favorable (zone faillée). Tous les autres forages exécutés dans cette formation entre 30 et 40 m de profondeur n'ont pas montré de venues aquifères supérieures à 0,5 m³/h.

A noter que les eaux de cette nappe sont moyennement minéralisées (conductivité à 440 micro.S.cm²) avec une dureté élevée (TH = 17°F) due en particulier à la présence de calcium (45 mg/l) provenant des carbonates contenus dans ce type de basalte.

Les lentilles de Grès armoricain ou les filons de quartz peuvent constituer des réservoirs ou des zones privilégiées pour la circulation des eaux souterraines dans le socle ancien.

(*) Par Gilles Bresson, chef du Service hydrogéologique départemental de la Vendée.

ANALYSES

TABEAU 1 - IGNIMBRITES DE LA CHATAIGNERAIE
(analyses chimiques tirées de C. Boyer, 1974)

	05 1558	10 1550	15	104 1570 C
SiO ₂	75,12	76,96	75,40	72,26
TiO ₂	0,06	0,09	0,05	0,10
Al ₂ O ₃	9,94	11,72	15,74	14,10
Fe ₂ O ₃	2,92	0,96	0,90	1,88
FeO	0,23	0,22	0,35	0,52
MnO	-	0,01	-	-
MgO	0,01	0,01	0,18	0,99
CaO	1,53	0,50	0,50	0,17
Na ₂ O	1,63	2,88	3,10	3,13
K ₂ O	6,09	5,34	2,10	5,41
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,05	0,08
H ₂ O ⁺	1,32	1,66	0,45	1,53
H ₂ O ⁻	0,23	0,14	0,80	0,13
Total	99,09	100,52	99,62	100,30

- 05 - Sigournais. Rhyolite ignimbritique porphyrique
- 10 - Velaudin (la Pouzinière). Rhyolite ignimbritique porphyrique
- 15 - Mont Siron. Rhyolite ignimbritique
- 104 - Puybelliard. Rhyolite ignimbritique porphyrique

