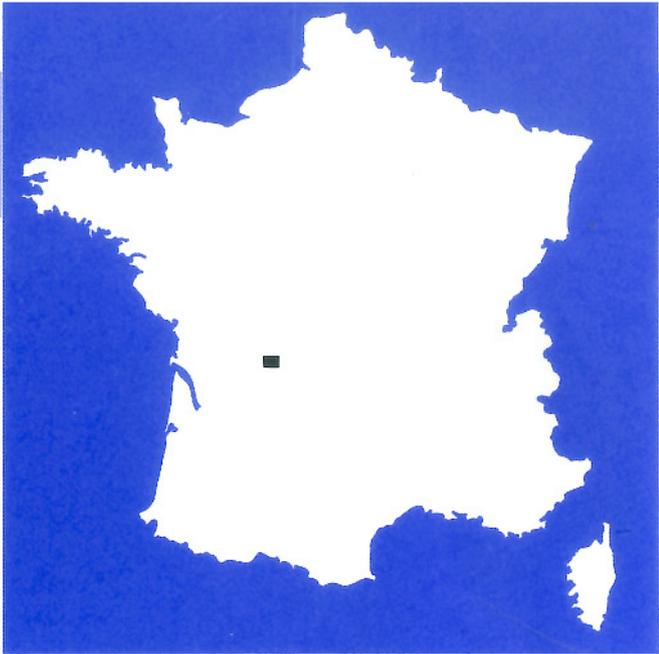


# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## ROCHECHOUART

par

P. CHÈVREMONT, J.P. FLOC'H, F. MÉNILLET,  
J.M. STUSSI, R. DELBOS, B. SAURET,  
J.L. BLÈS, C. COURBE, D. VUAILLAT,  
C. GRAVELAT



### ROCHECHOUART

La carte géologique à 1/50 000  
ROCHECHOUART est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : CONFOLENS (N° 154)  
au sud : ROCHECHOUART (N° 163)

|                  |                   |         |
|------------------|-------------------|---------|
| Confolens        | Oradour-sur-Glane | Ambazac |
| La Rochefoucauld | ROCHECHOUART      | Limoges |
| Montbron         | Chalus            | Nexon   |



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DE LA POSTE ET DES TÉLÉCOMMUNICATIONS  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
ROCHECHOUART À 1/50 000**

*par*

**P. CHÈVREMONT, J.P. FLOC'H, F. MÉNILLET,  
J.M. STUSSI, R. DELBOS, B. SAURET,  
J.L. BLÈS, C. COURBE, D. VUAILLAT, C. GRAVELAT**

*avec la collaboration de*  
**B. LEMIERE, P. DOMINIQUE, A.M. HOTTIN**

**1996**

**Editions du BRGM  
Service géologique national**

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

- *pour la carte* : CHÈVREMONT P., FLOCH J.P. (1996) - Carte géol. France (1/50000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Chèvremont *et al.* (1996), 172 p.

- *pour la notice* : CHÈVREMONT P., FLOCH J.P., MÉNILLET F., STUSSI J.M., DELBOS R., SAURET B., BLÈS J.L., COURBE C., VUAILLAT D., GRAVELAT C, avec la collaboration de LEMIERE B., DOMINIQUE P., HOTTIN A.M. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM, 172 p. Carte géologique par P. Chèvremont, J.P. Floch (1996).

© BRGM 1996. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1687-6

## SOMMAIRE

|  | <i>Pages</i> |
|--|--------------|
| <b>RÉSUMÉ</b>  | 5            |
| <b>ABSTRACT</b>  | 6            |
| <b>INTRODUCTION</b>  | 9            |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>                                      | 9            |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>        | 9            |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 12           |
| <b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>                                    | 13           |
| <i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>                                       | 13           |
| Paragneiss plagioclasiques   | 15           |
| Gneiss leptynitiques   | 22           |
| Intercalations de roches basiques ou ultrabasiques                 | 30           |
| <i>ROCHES PLUTONIQUES EN MASSIFS</i>                               | 39           |
| Association alumineuse leucocrate                                  | 39           |
| Association alumineuse mésocrate à subleucocrate                   | 46           |
| Association hybride, calco-alkaline à alumineuse                   | 48           |
| Association calco-alkaline <i>stricto sensu</i>                    | 49           |
| <i>ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS</i>                       |              |
| <i>INTRUSIFS</i>   | 56           |
| Roches subvolcaniques  | 57           |
| Roches plutoniques   | 64           |
| <i>IMPACTITES</i>  | 69           |
| Historique   | 69           |
| Répartition spatiale   | 70           |
| Brèches, cataclasites d'impact, pseudotachylites                   | 72           |
| Cônes de percussion  | 86           |
| Les traces de la météorite   | 87           |
| <i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>                                   | 88           |
| <b>CONDITIONS DE FORMATION DES</b>                                 |              |
| <b>ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>   | 95           |
| <b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>                             | 122          |
| <b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>                                 | 125          |
| <i>OCCUPATION DU SOL</i>   | 125          |
| <i>RISQUES NATURELS</i>  | 131          |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i>   | 138          |

|  |     |
|--|-----|
| <i>SUBSTANCES UTILES, CARRIERES</i>          | 139 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINIERS</i>              | 141 |
| <b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>          | 143 |
| <i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>            | 143 |
| <i>ITINÉRAIRES</i>                           | 144 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i>                         | 144 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 151 |
| <b>AUTEURS</b>                               | 152 |
| <b>ANNEXES</b>                               |     |
| <i>LÉGENDE DU SCHÉMA STRUCTURAL</i>          | 154 |
| <i>ANALYSES CHIMIQUES</i>                    | 155 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>             | 167 |
| <i>SITES ARCHÉOLOGIQUES</i>                  | 170 |
| <i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>   | 172 |
| <i>COUPES SCHÉMATIQUES</i>                   |     |

## RÉSUMÉ

Il y a quelque 200 millions d'années les dinosaures, qui avaient commencé à peupler la Terre, et les autres animaux de l'époque, vivaient tranquillement à leurs occupations. Tout à coup, une obscure clarté tomba des étoiles et une météorite géante percuta le sol de ce qui est aujourd'hui le territoire de la feuille Rochechouart. En environ une minute, l'onde de choc engendra un cratère d'une vingtaine de kilomètres de diamètre et provoqua une gigantesque catastrophe naturelle. Depuis, la nature a repris ses droits et l'érosion a accompli son oeuvre, de sorte que dans le paisible paysage actuel il ne subsiste plus qu'un astroblème : un cratère dont l'érosion a fortement modifié la forme. Le niveau d'érosion fluctue de quelques dizaines de mètres par rapport au plancher de l'astroblème, ce qui en fait un site exceptionnel où l'on peut observer tous les stades du métamorphisme (transformation) de choc provoqué par un impact météoritique. Sur le terrain, les témoins géologiques de cet événement extraordinaire sont de nombreux lambeaux d'impactites, constituées essentiellement de brèches c'est-à-dire de roches formées de débris rocheux anguleux de taille variable, liés par un ciment naturel. Au coeur de l'astroblème se trouvent des vestiges de roches fortement à complètement fondues sous l'effet de la très forte température atteinte à cet endroit au moment de l'impact. La météorite elle-même a été sublimée (est passée directement de l'état solide à l'état vapeur) lors de l'impact; les vapeurs se sont rapidement condensées dans l'atmosphère et de très fines particules métalliques - composées de fer, nickel et chrome - sont retombées au fond du cratère.

L'impact a affecté le socle cristallin édifié lors du cycle orogénique (formation d'une chaîne de montagnes) varisque (ou hercynien) il y a 450 à 280 millions d'années; à la fin de ce cycle, le Massif central pouvait ressembler à l'Himalaya actuel. Sur le territoire de la feuille Rochechouart, ce socle comprend une exceptionnelle variété de roches métamorphiques (gneiss et amphibolites divers, roches ultrabasiques, micaschistes) et de roches éruptives plutoniques à subvolcaniques, incluant une syénite quartzifère ultrapotassique unique en France d'après l'état actuel des connaissances. Des failles et des filons de quartz recoupent l'ensemble de ces roches cristallines.

Après l'impact, la région a probablement été recouverte par la mer au cours du Jurassique. Après le retrait de cette mer, l'érosion continentale a repris et a été accompagnée de dépôts fluviaux. Les vestiges des alluvions les plus anciennes (environ 30 Ma ?) renferment des bois silicifiés appartenant à des espèces tropicales. Les phénomènes d'érosion et d'alluvionnement se poursuivent encore aujourd'hui.

Aux temps préhistoriques, des dalles et des blocs de granite, gneiss et quartz ont été utilisés pour l'édification de dolmens et de menhirs. Des impactites ont été extraites pour la construction du site gallo-romain à vocations multiples de *Cassinomagus* (l'actuelle Chassenon) et la confection de sarcophages au Moyen-Âge. Des roches cristal-

lines, des impactites et des sables des alluvions anciennes ont été et sont encore localement exploités dans des carrières. Du kaolin et du feldspath ont fait l'objet de grattages superficiels, tandis que quelques travaux miniers de faible importance ont été implantés dans des filons de quartz, minéralisés en antimoine ou en or et argent.

En dehors de quelques industries implantées le long de la vallée de la Vienne et à Rochechouart, la région est à vocation essentiellement agricole. Le potentiel agronomique des sols dépend étroitement de la texture et du chimisme du substrat rocheux sur lequel ils se sont développés.

### **ABSTRACT**

The 1:50,000-scale geological map of Rochechouart is located in the northwestern part of the French Massif Central, west of Limoges.

About 200 million years ago, the Variscan basement was affected by a meteorite impact which gave rise to a crater of some 20 km in diameter. Since this time the érosion has deeply eroded the crater. In the area covered by the astrobleme of Rochechouart-Chassenon, numerous remnants of polymict breccias with a maximum thickness of about 60 m overlay discontinuously (1) fragmentai breccias and (2) fractured gneiss and/or granite dissected by breccia dykes. The polymict breccias include impact melts (in the center of the astrobleme) and suevite. Shatter cones occur mainly within microgranite or lamprophyre dykes. Pseudotachylites and hydrothermal breccias occur in places within the fractured basement. A circular gravity anomaly reaching 9 mGal coincides with the extent of the astrobleme. The meteorite, estimated to 1-6 thousand million tons, was sublimated during the impact. The vapours condensed in the atmosphere and small metallic particles, made of a Fe-Cr-Ni alloy, fell down.

The crystalline basement consists of a great variety of both metamorphic and plutonic to subvolcanic rocks. The three main metamorphic units of the French Massif Central are represented, i.e. from the top to the bottom of the lithotectonic pile :

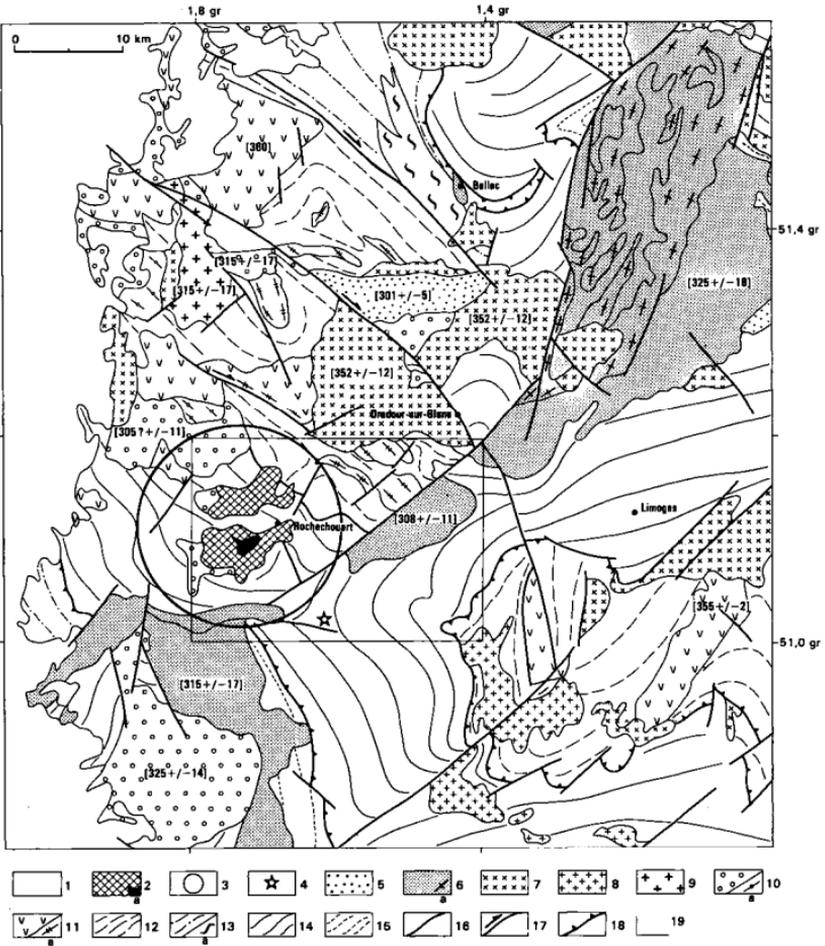
- the Upper Gneiss Unit made of paragneiss with numerous lenses of amphibolite and remnants of amphibolitized eclogite, and some ultrabasic rocks in the basai part ;
  - the Lower Gneiss Unit consisting of mica-rich paragneiss, different types of so-called leptynite (light coloured gneiss containing K feldspar and plagioclase), mafic amphibole-gneiss, and scarce lenses of amphibolite and/or peridotite located mainly in the lowest part of the unit;
  - the Para-autochthonous Micaschist Unit.
- Gneisses are locally migmatitic, in the lower unit principally.

All the main types of magmatic associations are represented in the map area :

- calc-alkaline plutonic rocks are either early (375-360 Ma), represented by a sequence belonging to the « tonalite belt of Limousin » and consisting of tonalite, quartz-diorite, diorite and gabbro; or late (315-305 Ma), made of biotite granite-granodiorite ;
- peraluminous two micas granites are either mesocratic and 352 Ma old, or leucocratic and younger (315-308 Ma) ;
- subalkaline biotite microgranite occurs as dykes (315 Ma ?) ;
- alkaline rocks include (1) lamprophyre (295 Ma) as dykes and (2) an ultrapotassic quartz-syenite (317-280 Ma ?), occurring as a small outcrop.

The crystalline rocks and the impactites are discontinuously covered by thin superficial deposits. The oldest alluvial deposits contain silicified wood and are probably Tertiary in age.

Polymict impact breccias were used to build the Gallo-Roman sanctuary of *Cassinomagus* at Chassenon. In the 20th century, small quartz veins with antimony, gold and/or silver have been mined, while kaolinite and feldspar were extracted in small quarries. Alluvial sands and crystalline rocks are still quarried.



- 1 : couverture méso-à cénozoïque
- 2 : impactites de Rochehouart, a-brèches de fusion
- 3 : limite du cratère initial (diamètre 20 km)

**ROCHES PLUTONIQUES**

- 4 : syénite quartzifère
- 5 : leucogranites à 2 micas fluorés
- 6 : leucogranites à 2 micas, a - orientés
- 7 : granites à 2 micas
- 8 : granites à biotite
- 9 : granites à biotite et rare hornblende
- 10 : granites-granodiorites, a - orienté(e)s
- 11 : tonalites à gabbros orienté(e)s, a - à tendance orthogneissique

**ASSOCIATION MAGMATIQUE**

- alcaline potassique
- aluminuse leucocrate
- aluminuse mésocrate
- hybride
- subalcaline magnésio-potassique
- calco-alcaline s.s.

[352+/-12] : âge radiométrique en Ma

**ROCHES MÉTAMORPHIQUES**

- 12 : unité supérieure des gneiss ; 13 : unité épi-à mésozonale, a - orthogneiss de St-Bonnet-de-Bellac ; 14 : unité inférieure des gneiss ; 15 : unité para-autochtone des micaschistes

- 16 : faille ; 17 : décrochement avec sens ; 18 : chevauchement ; 19 : limite de la feuille Rochehouart

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la partie nord-ouest du Massif central

*À la mémoire de François Kraut (1907-1983)  
qui trouva la solution de la plus extraordinaire  
énigme géologique du territoire français : les  
brèches de la région de Rochechouart sont  
dues à l'impact d'une météorite géante.*

## **INTRODUCTION**

### **SITUATION GÉOGRAPHIQUE**

Le territoire de la feuille Rochechouart se situe en bordure nord-ouest du Massif central, dans les départements de la Charente pour 1/11 et de la Haute-Vienne pour les 10/11 restants. Le relief est assez monotone, l'altitude décroissant globalement d'Est en Ouest avec un maximum de 416 m au Sud de Cognac-la-Forêt et un minimum de 150 m à la limite occidentale de la carte au niveau de la Vienne. Cette rivière et ses affluents drainent tout le territoire de la carte à l'exception du coin sud-ouest drainé par la Charente, qui prend sa source à Chéronnac, et par la Tardoire qui conflue avec la Charente en dehors des limites de la feuille.

### **CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE**

Le territoire de la feuille Rochechouart se trouve dans le Limousin à proximité de la limite nord-ouest du socle cristallin du Massif central (fig. 1) qui a acquis sa structuration lors du cycle orogénique varisque (hercynien) il y a 420 à 280 Ma environ. Ce socle est constitué d'une part de divers types de roches éruptives, plutoniques à subvolcaniques, d'âge compris entre 375 et 280 Ma, et d'autre part de roches métamorphiques (ou cristallophylliennes) dérivant, par une évolution tectono-métamorphique au cours de la période éo- à médiovarisque (420-350 Ma), d'un protolite composé de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques. L'âge de ce protolite n'est pas connu avec certitude actuellement : Précambrien supérieur ou Paléozoïque inférieur ?

Les trois principales unités métamorphiques du Massif central sont représentées, et les roches éruptives intrusives couvrent également une gamme très large, comprenant une syénite quartzifère ultrapotassique découverte lors des levés de la présente carte et unique en France en l'état actuel des connaissances.

A la grande diversité de roches cristallines s'ajoute, dans la moitié occidentale de la feuille, *un site géologique extraordinaire par sa nature et sa taille : un astroblème*, c'est-à-dire un cratère d'impact de météorite dont la morphologie a été fortement modifiée par l'érosion en quelque 200 millions d'années. À sa naissance, le cratère était une dépression circulaire d'environ 20 km de diamètre. Depuis, l'érosion a donné lieu à un exemple original d'inversion de relief : c'est sur les plateaux que se trouve l'essentiel des vestiges du cratère que sont les

nombreux lambeaux d'impactites dispersés à l'intérieur d'une surface elliptique, subcirculaire, de 12 km de grand axe pour 10 km de petit axe. Ces impactites comprennent plusieurs types de brèches (polygéniques avec ou sans verre, monogéniques, hydrothermales) allochtones à autochtones, des cataclasites et des pseudotachylites (mylonites à aspect vitreux). Elles se sont formées aux dépens des roches cristallines situées autour du point d'impact. *L'estimation de la masse de la météorite donne entre 1 et 6 milliards de tonnes ce qui correspond, pour une densité de 3,4, à une sphère de 0,8 à 1,5 km de diamètre.*

De haut en bas, l'empilement géométrique des trois unités métamorphiques est le suivant :

- unité supérieure des gneiss, allochtone, constituée essentiellement de paragneiss plagioclasiques à deux micas ou à biotite seule, avec des intercalations lenticulaires d'amphibolites particulièrement abondantes dans la partie basale qui renferme en outre des roches ultrabasiqes et des reliques éclogitiques ;
- unité inférieure des gneiss, allochtone, comprenant : des paragneiss plagioclasiques globalement plus riches en micas que dans l'unité supérieure; d'abondants et divers gneiss leptynitiques (gneiss clairs à deux feldspaths) ; des orthogneiss plagioclasiques mésocrates à amphibole, biotite et parfois grenat ; un gneiss-à-silicates-calciques (un seul petit pointement) ; quelques intercalations d'amphibolites diverses (sans la moindre relique d'un stade éclogitique) et de roches ultrabasiqes situées dans la partie inférieure de l'unité pour l'essentiel ;
- unité para-autochtone des micaschistes.

Le rectangle de la carte est coupé en deux par la grande faille de la Cordelle dont le tracé ondule autour de la diagonale SW-NE. La moitié sud-est comprend la partie occidentale de l'arc du Thaurion. En la parcourant d'Ouest en Est, on remonte l'empilement lithostructural en trouvant successivement un petit corps de micaschistes, une section complète de l'unité inférieure des gneiss (coupe BB', en annexe) et une portion de la partie basale de l'unité supérieure des gneiss (coupe CC, en annexe). La moitié nord-ouest se distingue par l'absence de micaschistes, un développement plus important de l'unité supérieure des gneiss, et la présence des impactites.

Les gneiss sont largement prédominants dans l'ensemble. Localement, certains types ont subi, il y a environ 375 Ma, une anatexie (fusion partielle) d'intensité variable qui les a transformés en métatexites, diatexites ou même en granitoïdes.

Les roches plutoniques se présentent en corps de taille variable au sein des unités métamorphiques. Globalement, leur caractère acide augmente en même temps que leur âge radiométrique décroît :

- roches basiques à intermédiaires (375-360 Ma) encaissées dans des paragneiss à intercalations d'amphibolites à grain fin appartenant à l'unité supérieure des gneiss ;

- granitoïdes appartenant à quatre types d'associations magmatiques :
  - alumineuse mésocrate à subleucocrate pour les granites à deux micas du massif de la Glane (352 Ma), dont seule une partie de la terminaison méridionale est présente, en bordure septentrionale de la feuille,
  - hybride (calco-alkaline à alumineuse) pour le granite à biotite formant, dans le coin sud-est de la carte, la terminaison nord-ouest du massif des Cars,
  - calco-alkaline s.s. pour les granites-granodiorites des massifs d'Étagnac et de Saint-Gervais (305 Ma ?) dans le quart occidental de la feuille,
  - alumineuse leucocrate pour les leucogranites à deux micas des divers massifs (315-308 Ma) situés dans la moitié sud-est de la carte où ils sont intrusifs dans l'unité inférieure des gneiss et, accessoirement, dans l'unité des micaschistes.

À cette liste il faut ajouter :

- une association subalkaline magnésio-potassique, représentée par des roches subvolcaniques : les microgranitoïdes porphyriques à biotite et parfois amphibole, présents sous forme de filons dans le quart occidental de la carte ;
- une association alcaline, représentée par la roche magmatique la plus potassique jamais découverte en France : une syénite quartzifère ultrapotassique (11,5 %  $K_2O$ ), constituant le petit pointement de l'Écubillou, dans le quart sud de la feuille, au sein de l'unité inférieure des gneiss. D'après une première étude de géochimie isotopique (Floc'h *et al.*, 1994), cette syénite quartzifère aurait un âge tardi-varisque, compris entre 270 et 317 Ma.

Les diverses entités plutoniques et/ou métamorphiques sont recouvertes par des filons et/ou de petits stocks de roches subvolcaniques (microleucogranites granophyriques et/ou porphyriques, lamprophyres), de leucogranites divers comprenant des pegmatites, et enfin de quartz. La plupart des filons de quartz se situent le long de la grande faille de la Cordelle.

Sur cet ensemble de roches cristallines et d'impactites se sont développées d'abondantes altérites plus ou moins remaniées et se sont formées des colluvions et déposées des alluvions fluviales. Parmi ces dernières on distingue : (1) des alluvions anciennes, représentées sur les plateaux bordant les principales vallées actuelles (Vienne, Gorre et Graine) par des lambeaux de formations détritiques résiduelles (galets épars) ou encore en place (à sables prédominants, exploités dans des carrières dont l'une a révélé la présence de bois silicifiés) ; et (2) des alluvions récentes tapissant le fond de toutes les vallées actuelles.

## TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

L'historique des nombreux travaux antérieurs concernant l'astrobloème de Rochechouart-Chassenon est décrit plus loin en tête de la description des impactites, car il s'agit d'un cas très particulier et unique en France.

En ce qui concerne le socle cristallin et les formations de recouvrement, la dernière édition de la feuille à 1/80000 (Caillère *et al*, 1967) ne donne que des contours sommaires et il n'y figure ni faille, ni pendage. Des données lithologiques et structurales locales et des cartes géologiques couvrant certains secteurs de la feuille Rochechouart à 1/50 000 sont fournies par les travaux de M. Chenevoy (1957), J.J. Espirat (1957), M. Jeambrun (1957), R.P. Ménot (1973), J.R. Dutreuil (1978) et M.T. Peiffer (1982, 1985). En outre, Cogéma a réalisé une prospection pour uranium et une carte de synthèse à 1/25 000 du massif granitique de Cognac-la-Forêt (Marquaire, 1969). Aucune prospection systématique des métaux autres que l'uranium n'a été réalisée, le BRGM ayant simplement fait un inventaire des indices connus (Recoing, 1973-1980). Toutefois, une partie de la feuille Rochechouart à 1/50000 a fait l'objet en 1991 d'une prospection géochimique stratégique dont les principaux résultats sont donnés et interprétés dans le chapitre consacré aux gîtes et indices miniers.

La présente carte à 1/50000 fournit, par rapport à la dernière édition de la carte à 1/80000, une image considérablement modifiée du socle cristallin et des formations de recouvrement autres que les brèches d'impact. L'image du socle, qui intègre des éléments des travaux postérieurs à 1967, apporte une multitude de nouvelles informations lithologiques, structurales et minières.

Beaucoup de contours sont approximatifs car les conditions d'affleurement sont mauvaises en dehors de quelques vallées, et l'analyse photogéologique ne révèle que des informations ponctuelles, d'interprétation directe délicate et difficiles à extrapoler. Les informations récoltées sur le terrain sont très discontinues malgré une exploration systématique : (1) des affleurements naturels, (2) des carrières et des affleurements artificiels éphémères (tranchées, fouilles de fondations, etc.) ou de qualité variable suivant les saisons (cas des talus et fossés de routes par exemple), et (3) des « pierres volantes » dans les champs. Aussi, certaines des limites tracées sur la carte sont-elles susceptibles de révisions en fonction d'observations nouvelles liées soit à des travaux anthropiques, soit à des phénomènes naturels : glissements de terrain, renversements d'arbres par une tempête, etc.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

La description des terrains comprend celle des caractères méga-, macro- et microscopiques et, le cas échéant, celle des caractères chimiques spécifiques des roches et/ou des minéraux qui les constituent. Les autres données chimiques sont examinées plus loin dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ». C'est également dans ce chapitre que sont étudiées les relations entre les différentes entités plutoniques et les diverses unités métamorphiques.

### ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Sur le territoire de la feuille Rochechouart se trouvent des roches métamorphiques abondantes et variées qui correspondent à d'anciennes roches sédimentaires, volcaniques ou plutoniques - ultrabasiqes, basiques, intermédiaires ou acides - qui ont subi, lors d'un métamorphisme régional (ou général), une forte élévation de température et de pression ayant provoqué la cristallisation de minéraux nouveaux (néoformés) et d'importantes modifications de leur texture avec acquisition d'une foliation. Cette dernière se traduit par un débit en feuillets d'autant plus marqué que la roche est plus riche en micas : les micaschistes sont nettement plus feuilletés que les gneiss leptynitiques.

Ces roches métamorphiques se présentent soit en massifs d'extension variable et petits corps satellites, soit en petits corps lenticulaires intercalés dans les massifs. Les roches en massifs sont des micaschistes et surtout des gneiss divers. Pour ces gneiss, le symbole  $\zeta$  est flanqué à droite d'un exposant numérique qui varie en fonction de la lithologie. Dans certains gneiss on observe localement une anatexie (fusion partielle) d'intensité faible à moyenne, se traduisant par des métatexites qui sont distinguées sur la carte par une surcharge rouge et par la lettre M suivant le symbole  $\zeta$  : par exemple  $\zeta^4M$  pour les métatexites développées aux dépens de gneiss leptynitiques isogranulaires à lépidomélane. Dans ces derniers et dans les gneiss leptynitiques à deux micas ou biotite seule de l'angle nord-est de la carte, les zones où l'anatexie est intense (diatexites) ont été distinguées cartographiquement à l'aide des symboles  $M\zeta^4$  et  $M\zeta^3$  respectivement, et d'une autre surcharge rouge.

Dans l'état actuel des connaissances, les formations métamorphiques du Massif central français sont divisées en trois principales unités lithostructurales dont l'empilement est le suivant, de haut en bas :

- unité supérieure des gneiss (allochtone) ;
- unité inférieure des gneiss (allochtone) ;
- unité des micaschistes (para-autochtone).

Ces trois unités sont représentées sur le territoire de la feuille Rochechouart, comme le montrent clairement la figure 1 et le schéma structural de la carte :

- l'unité para-autochtone, faiblement représentée, est formée exclusivement de micaschistes ;
- l'unité inférieure des gneiss est abondamment représentée sur le territoire de la carte et notamment dans la moitié sud-est, correspondant à la partie occidentale de l'arc du Thaurion, qui en offre une section complète (coupes BB' et CC, en annexe) montrant toute la gamme de son contenu lithologique : gneiss très diversifiés (paragneiss micacés, gneiss leptynitiques variés, gneiss plagioclasiques à amphibole et/ou biotite) localement anatectiques et à intercalations de roches basiques et ultrabasiques situées pour l'essentiel dans la partie inférieure de l'unité ;
- dans l'unité supérieure des gneiss, les paragneiss ( $\zeta^2$ ) sont prédominants. Les intercalations d'amphibolites sont variées et très abondantes dans la partie basale qui, selon les endroits, renferme en outre un ou plusieurs des termes suivants : reliques d'amphibolites, roches ultrabasiques, métatexites (développées aux dépens des paragneiss), schistes plus ou moins graphiteux, gneiss leptynitiques de type  $f \zeta^3$ ,  $f \zeta^4$  et surtout  $\lambda \zeta^4$ . Ces derniers sont cantonnés géographiquement dans l'angle nord-est de la carte au sein d'un groupe leptyno-amphibolique au sens large.

Cependant, la description des terrains métamorphiques est faite par type lithologique par souci d'homogénéité avec les nombreuses cartes à 1/50000 du Massif central éditées auparavant et pour ne pas compliquer la symbolique concernant certains types de gneiss, d'amphibolites et de roches ultrabasiques qui sont communs aux deux unités gneissiques mais avec, d'une unité à l'autre, des différences, chimiques notamment, explicitées lors de leur description.

**$\zeta^1$ . Micaschistes à deux micas et parfois grenat.** Constituant - dans le cadre de la carte - le seul terme de l'unité para-autochtone, ils sont cantonnés dans l'angle sud-ouest, où ils forment d'une part la terminaison septentrionale d'un massif moulant la bordure orientale du leucogranite de Saint-Mathieu et affleurant le long de la D. 675 au Nord de Chez-Chabert, entre les cotes 279 et 304, et d'autre part de très nombreux panneaux enclavés dans les leucogranites des massifs de Saint-Mathieu et de Chéronnac, comme cela est bien visible dans la vallée de la Tardoire.

Sur le terrain, les micaschistes se distinguent des gneiss micacés par un débit en feuillets plus marqué dû à l'abondance des micas et à leur concentration en lits, et par la disposition d'une grande partie du quartz en rubans lenticulaires de 1 mm à 1 cm de puissance et/ou en amygdales de 1 à plusieurs centimètres de longueur et 0,5 à plusieurs centimètres d'épaisseur. Les plans de foliation ont généralement un aspect satiné et sont bosselés autour des amygdales (ou rods) de quartz.

L'étude microscopique montre une texture toujours granolépido-blastique où les lits riches en micas sont séparés soit par des lits clairs essentiellement quartzo-feldspathiques, soit par des rubans ou des amygdales de quartz ; ce dernier forme en outre des cristaux dispersés dans les lits micacés. Le plagioclase est généralement peu abondant et le seul feldspath présent. Muscovite et biotite brun-rouge, localement chloritisée, coexistent toujours, en lamelles fréquemment enchevêtrées et en proportions variant suivant les échantillons. Tourmaline, apatite, zircon et oxydes de fer et/ou titane sont des minéraux accessoires. Dans les échantillons provenant de panneaux enclavés dans des leucogranites, on observe fréquemment, d'une part la présence de feldspath potassique soit en cristaux répartis de façon hétérogène dans les lits clairs, soit en colmatage de fissures et/ou aux épontes de veines et veinules leucogranitiques, et d'autre part une légère tourmalinisation locale se traduisant par de nombreux petits prismes de tourmaline uniformément verte ou parfois zonée avec un cœur vert et un cortex vert kaki.

### Paragneiss plagioclasiques

$\zeta^{1-2}$ . **Paragneiss plagioclasiques à muscovite et/ou biotite abondante(s), avec parfois sillimanite et/ou grenat, staurotide, voire disthène.** Parmi tous les gneiss de la carte ce sont les plus abondants et ceux qui sont dispersés sur la plus grande étendue. Appartenant à l'unité inférieure des gneiss, ils se situent entre les micaschistes ( $\xi^1$ ) et les paragneiss plagioclasiques ( $\zeta^2$ ) de l'unité supérieure des gneiss, aussi bien géométriquement que minéralogiquement, par leur charge micacée globale. Suivant les endroits et/ou les lits, cette charge micacée varie aussi bien quantitativement que qualitativement : elle est constituée soit de deux micas en proportions variables, soit de muscovite ou de biotite seule. Des métatexites n'apparaissent que dans le quart oriental de la carte, dans la partie sommitale de l'unité inférieure des gneiss.

Les faciès varient entre les deux pôles suivants : d'une part un paragneiss à deux micas en lamelles plurimillimétriques à centimétriques, très proche du faciès commun des micaschistes, et d'autre part un paragneiss gris compact à grain fin et biotite seule, analogue au faciès le plus courant des paragneiss de l'unité supérieure. Dans la partie nord-ouest de la carte, toute l'étendue des faciès est visible sur les bons affleurements rocheux qui se trouvent sporadiquement entre Chabanais et Saillat-sur-Vienne, dans les talus bordant la voie ferrée qui longe la Vienne sur sa rive sud, entre les points  $x = 476,70$  ;  $y = 2097,94$  et  $x = 478,60$  ;  $y = 2096,70$ . Plus au Sud, à l'Ouest du moulin de la Brousse (commune de Chassenon), une petite carrière abandonnée ( $x = 478,46$  ;  $y = 2093,56$ ) montre un faciès de paragneiss compact à grain fin, biotite seule et minces rubans quartzeux. Dans cette carrière, située près du cœur de l'astroblème, on remarque en outre quelques filons bréchiques dus à l'impact de la météorite. L'ensemble des paragneiss micacés se trouvant dans la zone du cratère a subi, lors

de l'impact, des modifications plus ou moins importantes suivant les endroits (cf. plus loin « Impactites »).

Ces paragneiss se distinguent de ceux ( $\zeta^2$ ) qui sont décrits plus loin par un caractère nettement plus alumineux, se traduisant par une plus grande fréquence de la sillimanite (fibrolite) et surtout par une plus grande abondance globale de la muscovite. Ce mica blanc se présente en lamelles de taille variable, généralement parallèles à la foliation tectono-métamorphique S1 et étirées suivant la linéation Ll. Localement on observe des lamelles dont l'orientation oblique sur S1 et Ll est due soit à une fruste schistosité de crénulation S2, soit à des cisaillements tardifs. La tourmaline est un minéral accessoire relativement fréquent.

Un échantillon de paragneiss à tendance micaschisteuse, recueilli (x = 480,25 ; y = 2085,38) à proximité immédiate du contact avec le massif leucogranitique intrusif de Chéronnac, se singularise par la présence de porphyroblastes de tourmaline verte et surtout d'andalousite fortement « séricitisée » ou au contraire très fraîche et renfermant soit de la biotite brune de cristallisation subsynchrone, en petites paillettes orientées, soit des reliques de staurotide plus précoce. Certains amas de microphyllites pourraient correspondre à des porphyroblastes de cordiérite complètement pinitisée. En dehors des paillettes incluses dans l'andalousite, la biotite est entièrement chloritisée et forme des lamelles enchevêtrées avec celles de muscovite. Staurotide et grenat sont symptomatiques du métamorphisme régional, tandis que les porphyroblastes d'andalousite (et leurs inclusions de biotite fraîche), de tourmaline et de cordiérite, sont vraisemblablement dus à un métamorphisme de contact provoqué par l'intrusion du massif leucogranitique de Chéronnac. L'ensemble de la roche, y compris les porphyroblastes, est recoupé par des veinules de feldspath potassique et affecté par un cisaillement tardif.

Le disthène n'a pas été observé sur le territoire de la carte, mais est probablement présent, sous forme de reliques, à l'Est des micaschistes, comme c'est le cas juste au Sud (feuille Châlus ; Briand *et al.*, 1981).

• Les **métatexites associées** ( $\zeta^{1-2}M$ ) affleurent de façon très sporadique, d'une part à l'Est du massif granitique de Cognac-la-Forêt, comme par exemple dans un petit grattage situé (x = 501,35 ; y = 2096,25) à 500 m au Nord-Est du Mas-Marvent en bordure nord-est de la D 32, et d'autre part au Sud de ce massif, sous forme de corps disposés en bandes allongées situés au Sud et à l'Est de Gorre. Des affleurements remarquables de ces paragneiss à mobilisats granitiques leucocrates se rencontrent sur la rive est du ruisseau du Gôt, à 1 km au Nord de Creuzenet (x = 499,45 ; y = 2084,80).

Les métatexites sont caractérisées par un aspect plus perturbé et une phase quartzo-feldspathique plus abondante et bien visible, disposée en lits et lentilles d'épaisseur variable (< 1 cm en général), présentant une texture grenue à grain fin à moyen et comprenant deux feldspaths, l'un calco-sodique (plagioclase), l'autre potassique, ce qui leur confère

une composition granitique à granodioritique. Les lits micacés sont interrompus, effilochés, anastomosés, souvent microplissés.

ζ<sup>2</sup>. **Paragneiss plagioclasiques à deux micas ou à biotite seule, avec parfois sillimanite et/ou grenat.** Ils constituent l'essentiel de l'unité supérieure des gneiss et ne sont migmatitiques que localement dans la partie basale de cette unité. Des affleurements faciles d'accès se trouvent en plusieurs endroits le long de la route D. 32, d'une part entre Saint-Victournien-sur-Vienne et Saint-Brice-sur-Vienne, et d'autre part entre Saint-Brice-sur-Vienne et Saint-Junien où d'abondantes lentilles de gneiss leptynitiques à lépidomélane et d'amphibolites sont intercalées dans des paragneiss plus ou moins arénisés. À 300 m au Sud de l'île (commune de Saint-Junien), une carrière abandonnée (x = 485,05 ; y = 2099,30) montre une alternance de lits clairs, riches en quartz et plagioclase, à sulfures, et de lits sombres riches en biotite et parfois grenat. Juste à l'Ouest du pont de Saillat-sur-Vienne, les talus de la D. 207 permettent d'observer des gneiss gris avec des lentilles d'exsudation quartzo-plagioclasiques et deux phases de déformation : localement une linéation L2 subverticale, soulignée par de la muscovite et liée à des plis P2 de grande amplitude, se superpose à la linéation L1 parallèle aux axes (5° au 310) des nombreux plis P1 (synchrones de la foliation S1) visibles à cet endroit.

Sur les plateaux, les gneiss sont fortement arénisés mais quelques talus et/ou fossés de routes ou de chemins permettent généralement d'observer sous forme d'isaltérite (arène en place ayant conservé l'essentiel des caractères texturaux et minéralogiques du substratum rocheux).

Ces gneiss ont une teinte généralement grise, qui leur vaut l'appellation de « gneiss gris du Limousin », et sont rarement homogènes. À toutes les échelles, on observe des variations de la taille du grain (fin à moyen) et/ou de la teneur modale en mica(s), ce qui se traduit, à l'échelle de l'affleurement ou même de l'échantillon, par un fréquent rubanement avec alternance de lits plus ou moins sombres suivant le pourcentage de mica noir. Une linéation minérale apparaît de façon plus ou moins nette sur les plans de foliation.

Parmi les minéraux visibles macroscopiquement, le quartz, le plagioclase et la biotite sont toujours présents, la muscovite fréquente, le grenat sporadique, la sillimanite (fibrolite) rare. Localement, les gneiss sont brunâtres par suite de la présence d'hydroxydes de fer, sous forme disséminée ou en remplissage de microfissures.

L'étude microscopique montre une texture granoblastique planaire à granolépido-blastique. La foliation S1 correspondante est parfois microplissée et/ou crénelée par une schistosité S2. Le quartz se présente en plages polycristallines à extinction onduleuse pouvant former de minces rubans lenticulaires. Le plagioclase (oligoclase) est plus ou moins envahi de micropaillettes de phyllites incolores (illite et/ou phengite). La biotite, brun-rouge lorsqu'elle est fraîche, est fréquemment décolorée et/ou chloritisée avec exsudation de minéraux de fer

et/ou titane. La muscovite est fréquente, en lamelles de taille variable dont les plus grandes englobent, parfois de petits cristaux de quartz. Le grenat, sporadique et généralement accessoire, forme des cristaux craquelés, montrant localement une pseudomorphose partielle à totale en biotite et/ou chlorite. La sillimanite a été observée dans des faciès très micacés, en agrégats de fines aiguilles au sein de cristaux de biotite, de muscovite ou même de plagioclase. Les minéraux accessoires les plus courants sont le zircon, l'apatite et des minéraux opaques (oxydes et/ou sulfures) et hydroxydes de fer associés.

Le feldspath potassique apparaît d'une part sous une ou plusieurs des formes suivantes : en taches sur du plagioclase, en amandes écartant les clivages de la biotite, en colmatage de microfissures, en plages xénomorphes tardives dans des métatexites, et d'autre part dans les leucosomes de composition granitique à granodioritique. Il est absent ou rare dans les (leuco)tonalites qui constituent la majorité des leucosomes dans le cas des métatexites développées à proximité des petits corps de roches plutoniques intermédiaires à basiques orientées.

• **Métatexites associées** ( $\zeta^2M$ ). De bons affleurements de faciès légèrement anatectiques (métatexites) se trouvent :

- d'une part sur la commune d'Étagnac, dans le hameau de Lussac (x = 481,0 ; y = 2100,9) et au Sud de Mons sur la rive nord de la Vienne où la foliation et les axes de plis sont subverticaux ; il est à noter que ces métatexites de Lussac-Mons encaissent les deux filons de quartz à stibine connus sur le territoire de la carte ;
- d'autre part sur la rive droite de la Gorre en amont de son confluent avec le Petit-Gorret, entre les points x = 489,32; y = 2093,55 et x = 489,40; y = 2093,40.

Les métatexites sont caractérisées par la présence de leucosomes c'est-à-dire de minces (1 mm à 10 cm d'épaisseur) lentilles à texture grenue, généralement concordantes avec S1, composées de minéraux blancs (quartz et feldspaths) pour l'essentiel et de mica(s) et rare grenat pour le reste.

• **Niveaux de schistes plus ou moins graphiteux, à deux micas, rutile et parfois sulfures** (S). Ils n'apparaissent que dans la partie nord-ouest de la carte, sous forme de corps lenticulaires d'extension difficile à estimer à cause des mauvaises conditions d'affleurement, intercalés dans des paragneiss micacés de la partie basale de l'unité supérieure des gneiss. Les affleurements rocheux sont rares et de qualité médiocre, comme par exemple à l'extrémité nord de la carte, à 600 m à l'Est de Lussac, où une petite barre rocheuse, située (x = 481,75 ; y = 2100,95) dans le lit d'un ruisseau, est constituée d'un schiste gris avec des microplis synfoliaux, minéralisé en oxydes et sulfures disséminés. Sur les plateaux, les schistes sont altérés et ne sont visibles en place que dans quelques fossés et talus de routes. Dans les champs labourés, ils se suivent sous forme soit d'alignements de pierres volantes qui ont une patine rouille et présentent sur des cassures fraîches une teinte gris bleuté et de petits boxworks, soit de traînées argileuses ayant une teinte bleu nuit caractéristique.

Ces schistes ne se distinguent des gneiss plagioclasiques à grain fin à deux micas, que par un aspect plus schisteux et la présence constante de très fins cristaux d'oxydes métalliques, bien visibles à la loupe à cause de leur éclat métallique et de leur relative abondance. Un autre trait caractéristique est la présence locale de sulfures disséminés et/ou de minéraux graphiteux laissant une trace noire sur les doigts. Sur des cassures fraîches ou des plans de coupe à la scie diamantée, on remarque fréquemment des rubans de quartz et/ou de minces leucosomes, microplissés le cas échéant.

En dehors des minéraux opaques qui comprennent toujours du rutile (le seul type d'oxyde métallique présent), fréquemment des graphitoïdes et parfois des sulfures, la composition minéralogique est analogue à celles des gneiss plagioclasiques à deux micas : quartz en rubans et autres agrégats polycristallins, plagioclase plus ou moins chargé de produits argileux, biotite (15 à 20 %) décolorée et/ou chloritisée, mica blanc (5 à 10 %), grenat, apatite et zircon accessoires.

**$\zeta^6$ . Paragneiss plagioclasiques à lépidomélane, amphibole et fréquent grenat.** Ils se distinguent des gneiss de type  $\zeta^{5-6}$  (cf. *infra*) d'une part par le fait que la biotite a une composition de lépidomélane, ce qui n'est visible qu'au microscope, et d'autre part par leur localisation dans la partie septentrionale de la carte, au sein de l'unité supérieure des gneiss. Ils apparaissent en effet sous forme de corps de longueur ne dépassant pas 1 km, intercalés dans des paragneiss de type  $\zeta^2$  et affleurant de part et d'autre de la vallée de la Vienne, comme par exemple sur la rive sud à 300 m WNW de Chez-Robinet ( $x = 490,25$  ;  $y = 2098,72$ ), où ils sont à grain fin à moyen avec des passages sombres riches en grenat; ou à l'Est de la ferme de Marafy, en contrebas de la D. 116 ( $x = 496,40$  ;  $y = 2098,05$  à  $x = 496,60$  ;  $y = 2098,00$ ) où ils constituent un petit chaos de boules montrant un faciès à grain moyen, à grenat sporadique. Le corps correspondant à ce chaos présente à cet endroit une largeur d'environ 200 m alors qu'un banc ne dépassant pas 20 cm de puissance, constitué d'un faciès à grain fin et riche en grenat, est intercalé dans des gneiss micacés à grain fin au SSE de Boussignac, dans le talus de la voie ferrée qui suit la Vienne sur sa rive gauche ( $x = 493,85$  ;  $y = 2097,83$ ). Un faciès riche en quartz et dépourvu d'amphibole n'a été observé, en pierres volantes, qu'à un seul endroit ( $x = 484,70$  ;  $y = 2100,60$ ).

Ces gneiss mésocrates présentent des analogies avec les faciès à tendance gneissique des roches intermédiaires à basiques appartenant à la « ligne tonalitique » du Limousin, mais s'en distinguent par une foliation et une linéation toujours très marquées, et par la présence systématique, dans tous les corps inventoriés, de grenat dont la teneur modale varie de 0 à 10 % suivant les niveaux.

Microscopiquement, ils sont analogues aux gneiss à amphibole de type  $\zeta^{5-6}$ , à l'exception : (1) de la nature de la biotite qui est un lépidomélane, (2) d'une plus grande fréquence du grenat, en petits cristaux arrondis, isolés ou en atolls et autres amas, et (3) d'une prédominance constante du plagioclase sur le quartz et d'une absence ubiquiste du

feldspath potassique. L'amphibole n'est absente que dans le faciès relativement riche en quartz signalé ci-dessus. Les minéraux accessoires sont les suivants : apatite, zircon relativement abondant, allanite, oxydes de fer-titane, rares sulfures.

Les analyses cristallochimiques (tabl. 1, en annexe) réalisées sur un échantillon confirment que le mica noir est de type lépidomélane : FeO = 28,4 à 29,4 %, MgO = 4 à 4,3 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15 à 15,6 %, sans fluor (F = 0 %) ; cette composition est très proche de celle du lépidomélane des gneiss leptynitiques de type  $\zeta^4$  renfermant de la ferrohastingsite. L'amphibole verte à bleu-vert, est également très riche en fer : FeO = 26 à 27 %, et a une composition de ferrotschermakite. Le plagioclase est de l'oligoclase (An26). Le grenat a une composition assez proche de celui d'un des échantillons de gneiss leptynitique de type  $\zeta^4$ , en étant toutefois légèrement plus riche en almandin et plus pauvre en grossulaire et spessartite. L'ilménite est le seul minéral opaque présent, comme le confirme l'examen en lumière réfléchie effectué au BRGM par C. Laforêt (communication orale, 1992).

Les analyses chimiques de roches (tabl. 4a-b, en annexe) confirment le caractère basique à intermédiaire (SiO<sub>2</sub> = 57 à 65 %) et très ferrifère (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 12 à 14 %). Elles révèlent de fortes anomalies positives en Zr (724 à 1 755 ppm) et en Hf (13 à 30 ppm), compatibles avec la relative abondance de zircon observée en lames minces et avec une origine paradérivée de ces gneiss (cf. « Conditions de formation des entités géologiques »).

$\zeta^{5-6}$ . **Paragneiss plagioclasiques à amphibole et/ou biotite, avec parfois grenat ou feldspath potassique.** Appartenant à l'unité inférieure des gneiss, les faciès de ces gneiss varient entre un pôle clair, pauvre en amphibole et/ou biotite, pouvant contenir du feldspath potassique et se rapprocher alors des gneiss leptynitiques de type  $\zeta^4$ , et un pôle sombre (mésocrate) voire localement très sombre (mélanocrate), riche en amphibole accompagnée de biotite ou non. Ils n'apparaissent que dans la moitié sud de la carte et se trouvent géométriquement vers le milieu de la colonne lithostructurale de l'unité inférieure des gneiss, entre les gneiss leptynitiques de types  $\zeta^3$  et  $\zeta^4$ . De très beaux affleurements de ces roches mésocrates, à texture planaire et grain millimétrique se situent d'une part immédiatement à l'aval de la chaussée de l'étang du moulin de Latterie, en contrebas de la route (x = 490,30; y = 2085,00), et d'autre part dans une petite carrière abandonnée située en bordure du chemin passant à l'aval de l'étang de la Guénie, au Sud de la Bourgogne (x = 495,77 ; y = 2089,49).

Macroscopiquement, le faciès leucocrate est proche des gneiss leptynitiques de type  $\zeta^4$ . En revanche, le faciès mésocrate à mélanocrate se distingue aisément par la présence de prismes d'amphibole de teinte vert sombre et de longueur variant, comme le grain global, entre 1 mm et 1 cm ; sa composition minéralogique est proche de celle des roches plutoniques intermédiaires à basiques orientées, mais sa texture est nettement gneissique avec une foliation et une linéation toujours bien

marquées et parfois un rubanement se traduisant par la présence, au sein d'une roche à prédominance mésocrate, de lits d'épaisseur variable (quelques millimètres à plusieurs centimètres) clairs ou au contraire très sombres.

Microscopiquement, ces gneiss montrent une texture granoblastique planaire, localement cataclastique. Les minéraux cardinaux toujours présents sont, en proportions variables, le plagioclase (oligoclase-andésine) et le quartz en agrégats polycristallins formant des rubans ou non, et accessoirement en petites plages arrondies au sein de cristaux de plagioclase. Ils sont généralement accompagnés d'amphibole, verte ou bleu-vert, en plages de taille variable, les plus grandes étant pœciblastiques : elles englobent de petits cristaux de quartz et parfois de plagioclase. Lorsqu'elle est présente, la biotite, brune quand elle est fraîche, est souvent décolorée et/ou chloritisée. Le grenat est sporadique dans les roches mésocrates, absent dans les lits mélanocrates et peut être relativement abondant dans certains lits clairs.

Le feldspath potassique a été observé sous différentes formes : en taches sur du plagioclase, en fuseaux dans de la biotite, en colmatage de microfissures, et en cristaux répartis dans la phase quartzo-feldspathique de façon hétérogène. Ces cristaux sont surtout présents dans le faciès ou les lits clairs ainsi que dans les métatexites associées (cf. *infra*). Ils sont absents dans les diatexites qui ont une composition de diorite, quartzifère ou non, riche en amphibole, voire de méladiorite pour les échantillons les plus riches en ce silicate ferromagnésien hydroxylé.

Le clinopyroxène n'a été observé que dans un seul échantillon où il est partiellement ouralitisé. Les minéraux accessoires sont les suivants, par ordre d'abondance globale décroissante : sphène, allanite, oxydes de fer-titane, apatite, zircon, sulfures. Les (micro)fissures sont colmatées, le cas échéant, par un ou plusieurs des minéraux suivants : feldspath potassique, chlorite en rosettes, (hydr)oxydes de fer, épidote. Cette dernière apparaît parfois aussi en taches sur des cristaux de plagioclase et/ou en liseré autour de cristaux d'allanite.

Dans l'échantillon qui a fait l'objet d'analyses cristallochimiques (tabl. 1, en annexe), on remarque trois différences notables par rapport aux gneiss de type  $\zeta^4$  :

- le mica noir est une biotite qui est aussi peu alumineuse ( $Al_2O_3 = 15,4$  à  $15,9$  %) que le lépidomélane, mais nettement moins riche en fer ( $FeO = 19$  à  $20,8$  %) et plus magnésienne ( $MgO = 10,3$  à  $10,9$  %) ;
- l'amphibole verte est une hornblende tschermakitique se distinguant de la ferrohastingsite par une teneur en  $FeO$  ( $17$  à  $19$  %) beaucoup plus faible ;
- le plagioclase est nettement plus calcique : il s'agit d'une andésine ( $An_{47}$ ) proche du labrador.

• **Métatexites associées** ( $\zeta^{5-6M}$ ). Au Nord de la faille de la Cordelle, ces gneiss plagioclasiques sont généralement mésocrates et aussi anatectiques (métatexites) que les « leptynites de Rochechouart » ( $\zeta^4M$ ) auxquelles ils sont étroitement associés sous forme de corps d'exten-

sion variable, difficiles à délimiter à cause de la rareté des affleurements rocheux. À 400 m au Nord-Ouest de Pontchanouailas, le talus est de la D. 675 ( $x = 482,07$  ;  $y = 2088,97$ ) montre un faciès à grain millimétrique qui renferme de minces (10 cm) passages lenticulaires très riches en amphibole, et est recoupé par des veinules d'épidote aux épontes desquelles on observe un intense développement de feldspath potassique rose. Ce dernier est également présent ailleurs sous forme de taches sporadiques au sein de la phase quartzo-feldspathique.

Dans ces zones anactectiques la foliation est encore bien visible dans les métatexites, mais tend à s'estomper ou disparaît même localement dans le cas des diatexites, qui se singularisent en outre par une amphibole de plus grande taille et plus abondante, certains faciès étant même mélanocrates. Ces diatexites ne sont pas distinguées cartographiquement car elles n'ont été observées qu'en minces passages lenticulaires sur les affleurements, ou en pierres volantes.

### **Gneiss leptynitiques (gneiss clairs généralement à deux feldspaths, orthodérivés pour l'essentiel)**

Sur le terrain ils se distinguent aisément des différents types de paragneiss plagioclasiques par leur teinte claire (blanche, jaune ou rose) due à la nette prédominance de la phase quartzo-feldspathique. Cette dernière comporte généralement deux feldspaths : plagioclase et orthose ou microcline, en proportions variables, le feldspath potassique présentant fréquemment une teinte rose caractéristique.

Sur des échantillons des divers types de gneiss leptynitiques, ont été réalisées, à la microsonde électronique, des analyses cristallographiques de minéraux dont les principaux résultats sont donnés dans un tableau synthétique et comparatif (tabl. 1, en annexe).

$\zeta^3$ . **Gneiss leptynitiques œillés à ocellés, à deux micas.** Ils n'apparaissent qu'en limite sud de la carte, à l'Est (et au-dessus) des mica-schistes, sous forme de deux petits massifs qui se poursuivent vers le Sud sur le territoire de la feuille Châlus où ont été distingués, sans limites entre eux, des gneiss leptynitiques ocellés à biotites coplanaires, des leptynites ocellées à deux micas et des leptynites à muscovite, ocellées ou non. Ils se distinguent des gneiss de type  $\zeta^3$  par des yeux clairs plus fréquents et globalement plus abondants, de 0,5 à plusieurs centimètres de longueur. Un affleurement rocheux d'accès facile, constitué par un faciès relativement riche en biotite, se trouve ( $x = 479,45$  ;  $y = 2082,65$ ) dans le talus de la D. 675 juste au Nord du pont sur la Tardoire. Plus à l'Est, un faciès linéaire ( $L > S$ ) est visible dans deux petites carrières abandonnées ( $x = 483,38$  ;  $y = 2082,20$  et  $x = 433,32$  ;  $y = 2081,85$ ).

L'étude microscopique montre une trame à texture granoblastique planaire à granolépido-blastique enserrant des ocelles ou des porphyroclastes qui correspondent aux yeux visibles macroscopiquement. Les porphyroclastes sont constitués de microcline plus ou moins perthi-

tique et parfois criblé de petits cristaux vermiculaires de quartz, soit seul en agrégats polycristallins ou en monocristaux maclés Carlsbad, soit prédominant en assemblage avec du quartz et/ou du plagioclase. La trame comprend les minéraux cardinaux suivants : quartz, microcline, plagioclase acide (oligoclase), biotite brune ou brun-rouge, localement chloritisée, et parfois muscovite primaire. Le quartz forme fréquemment des rubans. Le plagioclase renferme parfois des bourgeons myrmékitiques en bordure, au contact du microcline, et est localement chargé de microphyllites incolores (« séricite »). Apatite, zircon (en inclusions dans la biotite essentiellement), oxydes métalliques sont des minéraux accessoires.

D'après les analyses cristallographiques (tabl. 1, en annexe) la biotite est moins alumineuse (17,4 à 18,2 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) et moins fluorée (0 à 0,26 % F) que dans les gneiss de type  $\zeta^3$ . Dans l'échantillon analysé le plagioclase est de l'oligoclase (An20-22) et l'ilménite est le seul oxyde métallique mis en évidence.

$\zeta^3$ . **Gneiss leptynitiques rubanés et localement œillés, à deux micas et parfois grenat.** Ce type de gneiss leptynitique se distingue par : (1) sa teinte gris clair ou jaunâtre, (2) sa texture à grain moyen (1 à plusieurs millimètres en moyenne), rubanée et pouvant être œillée localement au sein de corps lenticulaires stratiformes, et (3) sa localisation géographique restreinte à l'angle nord-est de la carte où la faille de la Cordelle et le massif leucogranitique de Peury séparent le faciès non à très peu migmatitique ( $\zeta^3$ ), au Sud, du faciès fortement anatectique ( $M\zeta^3$ ), au Nord.

Le faciès non ou peu migmatitique affleure bien sur les deux rives de la Vienne, notamment dans une carrière abandonnée, accessible par un chemin carrossable, située ( $x = 500,75$  ;  $y = 2097,55$ ) sur la rive droite (nord) à 400 m à l'Ouest des Rivailles. On y observe des gneiss leptynitiques rubanés avec d'une part des intercalations lenticulaires à texture œillée, et d'autre part des sills et filons aplomegmatitiques de puissance inframétrique, probablement liés, spatialement et génétiquement, au très proche massif leucogranitique de Peury. La proximité de ce dernier explique en outre la relative abondance de mica blanc que l'on observe sur l'ensemble des affleurements. En effet plus à l'Est, sur le territoire de la feuille Limoges, en des points plus éloignés du massif de Peury, les gneiss du même type sont plus sombres car la biotite est seule présente ou nettement prédominante sur le mica blanc (muscovite primaire essentiellement). À l'Est de la Valette ( $x = 501,25$ ;  $y = 2097,92$ ), près du contact avec le leucogranite de Peury, quelques plages plurimillimétriques de mispickel ourlé d'hydroxydes de fer sont visibles dans un faciès à forte linéation subhorizontale E-W, renfermant des yeux feldspathiques centimétriques dont la dissymétrie indique clairement un mouvement vers l'Ouest.

Les gneiss ont une teinte gris clair ou jaunâtre et une foliation nette portant une linéation soulignée par des alignements de mica(s). Les passages œillés sont caractérisés par la présence d'amandes feldspa-

thiques de 0,5 à 2 cm de longueur, irrégulièrement dispersées dans le fond granolépido-blastique. Le quartz se présente essentiellement en agrégats de cristaux à extinction onduleuse, sans orientation optique nette, formant des rubans de puissance millimétrique et de longueur variant entre quelques millimètres et plusieurs centimètres. Le feldspath potassique, plus ou moins perthitique, est abondant sous forme d'yeux, le cas échéant, et surtout, dans tous les cas, de plages mono-ou polycristallines pouvant englober de petits cristaux de plagioclase. Ce dernier, moins abondant que le feldspath potassique, est plus ou moins opacifié par des produits argileux. Il y a coexistence de deux micas en lamelles isolées ou, plus fréquemment, en rubans lenticulaires ; la muscovite est toujours au moins aussi abondante que la biotite, brun-rouge quand elle est fraîche, souvent chloritisée et contenant parfois du feldspath potassique en petits fuseaux écartant les plans de clivage. Les minéraux accessoires sont les suivants : apatite, zircon en inclusions dans de la biotite, oxydes métalliques, rare grenat.

Les analyses cristallographiques (tabl. 1, en annexe) montrent que le plagioclase est de l'albite (An<sub>02-10</sub>) et que la biotite est très aluminée (19 à 20 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), riche en fer (26 à 27 % FeO) et pauvre en Mg (3 % MgO). Les deux micas sont légèrement fluorés : 0,6 à 0,8 % F.

• **Diatexites associées** (M<sub>3</sub><sup>3</sup>). Les migmatites de l'angle nord-est de la carte constituent la terminaison méridionale du massif migmatitique d'Oradour-sur-Glane (cf. schéma structural). Elles affleurent dans une petite carrière abandonnée (x = 501,44; y = 2100,50) sur la rive nord du Glanet. Juste à l'Ouest de cette carrière, un affleurement rocheux montre une diatexite amygdalo-rubanée développée aux dépens d'un faciès légèrement œillé. Sur la rive sud du Glanet et en bordure sud de la D. 28, une autre petite carrière abandonnée (x = 502,05 ; y = 2100,32), proche de la faille de la Cordelle et du leucogranite de Peury, permet d'observer une diatexite hydrothermalisée, leucocrate par suite d'une pseudomorphose de la biotite en mica blanc.

La migmatitisation intense qui affecte ces gneiss dans l'angle nord-est de la carte se traduit, dans l'ordre d'une anatexie croissante, par les faciès suivants : diatexites amygdalo-rubanées, diatexites nébulitiques, rares granites à deux micas. Dans les diatexites, la phase quartzo-feldspathique montre une texture grenue tandis que des traînées de micas correspondent à des reliques de foliation. La texture est mylonitique à l'Est de la faille d'Oradour-sur-Glane et cataclastique le long de la faille de la Cordelle.

**3. Gneiss leptynitiques isogranulaires à grain fin, à biotite et rare muscovite, très rare grenat et magnétite accessoire.** Ils sont cantonnés dans la partie sud-ouest de la carte et sont en partie affectés par le métamorphisme de choc provoqué par l'impact de la météorite (cf. « Impactites »). Les bons affleurements sont rares. À 300 m au Sud-Est de la Maurie (commune d'Oradour-sur-Vayres), deux tranchées N45 (x = 484,12; y = 2083,50) permettent d'observer en place un faciès rose à grain très fin, avec une linéation bien soulignée par

des alignements de très fines paillettes de biotite et avec quelques cristaux de magnétite de taille millimétrique se distinguant par leur éclat métallique.

Le grain est généralement inférieur ou égal à 1 mm et dépasse rarement 2 mm. Cette finesse du grain rend difficile l'identification macroscopique des minéraux, même avec l'aide d'une loupe. Sur un fond très clair, généralement rosâtre, quartzo-feldspathique, on distingue cependant de fines paillettes de biotite, d'abondance variable suivant les endroits, et parfois soit de petites paillettes de mica blanc et/ou de petits cristaux arrondis de grenat rose, soit de petites plages de magnétite. Sur des plans de coupe à la scie diamantée, parallèles à L1 et perpendiculaires à S1, une étude attentive à la loupe permet d'observer sur certains échantillons des yeux ou des ocelles feldspathiques de 1 mm de long avec des « ombres de pression » dissymétriques indiquant un mouvement vers l'Ouest.

L'étude microscopique révèle une texture granoblastique planaire à granolépido-blastique et une fréquente lamination du quartz d'intensité variable suivant les échantillons, pouvant aller jusqu'à la formation de longs rubans polycristallins de type *plattenquartz* ; accessoirement, le quartz est également présent sous forme de petites plages arrondies au sein de cristaux de feldspath(s). Le feldspath potassique, peu perthitique, est généralement plus abondant que le plagioclase qui est fréquemment chargé de micropaillettes de phyllite incolore (« séricite »). La biotite, brune quand elle est fraîche, est le plus souvent altérée en chlorite vert pâle avec exsudation de minéraux de fer-titane. Le mica blanc primaire (muscovite) est rare. Les minéraux accessoires sont les suivants : magnétite, hydroxydes de fer, rare grenat.

D'après les analyses cristallographiques (tabl. 1, en annexe) effectuées sur un échantillon, la biotite est très peu alumineuse (14,5 %  $Al_2O_3$ ), riche en Mg (9,8 % MgO) et faiblement fluorée (0,25 % F), tandis que le plagioclase est de l'albite et que la magnétite est le seul oxyde métallique détecté.

$\zeta^3_g$ . **Gneiss leptynitiques isogranulaires à grain fin, à biotite et fréquent grenat.** Aucun affleurement de roche en place n'a été observé et seules des traînées de pierres volantes dans des champs ont permis de cartographier trois lentilles au Nord de Saillat-sur-Vienne, au sein de l'unité supérieure des gneiss. Cependant, juste au Nord, sur le territoire de la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992), des gneiss de ce type ont été vus en place dans des fossés sous forme de corps de puissance métrique intercalés - en compagnie d'amphibolites rubanées de type  $\delta p$  - dans des paragneiss de type  $\zeta^2$ .

Péetrologiquement, ils diffèrent des gneiss du type  $\zeta^3$ , appartenant à l'unité inférieure, par la fréquence du grenat, la rareté de la magnétite et la relative abondance du zircon qui se traduit géochimiquement par une teneur en Zr de l'ordre de 250 ppm (Chèvremont et coll., 1992)

contre 64 à 88 ppm dans le cas de l'unité inférieure (tabl. 2, en annexe).

$\zeta^4$ . **Gneiss leptynitiques isogranulaires à grain fin, à lépidomélane, fréquente allanite et rare grenat.** À l'Est de Saint-Junien, ces gneiss clairs forment de petits corps lenticulaires étroitement associés à des amphibolites au sein de paragneiss de type  $\zeta^2$ . Cette association - que l'on peut qualifier de groupe leptyno-amphibolique au sens large - est bien visible le long de la route D. 32, entre Saint-Junien et Saint-Victurnien, et en particulier à l'extrémité ouest de Saint-Brice-sur-Vienne où le front de taille d'un ancien petit grattage, situé ( $x = 491,30$  ;  $y = 2098,78$ ) juste au Nord de la route, montre des gneiss leptynitiques avec quelques microplis isoclinaux et de minces (10 cm) intercalations lenticulaires d'amphibolite à grain fin et de paragneiss micacé.

En dehors de leur mode de gisement et de leur grain fin, ils se distinguent par leur teinte toujours jaunâtre et une forte linéation (avec cependant  $L < S$ ). Minéralogiquement ils sont analogues aux gneiss de type  $\zeta^4$  ou  $\zeta^4$  de l'unité inférieure à l'exception de l'absence de ferrohastingsite et des caractères cristallochimiques (tabl. 1, en annexe) : le plagioclase est plus acide (An04-12), le grenat plus riche en almandin et le lépidomélane a un rapport  $Fe/(Fe+Mg)$  particulièrement élevé : 0,82 à 0,93. Géochimiquement (tabl. 4a-b, en annexe), les échantillons (3A04 et 3B1b) se distinguent de ceux qui proviennent de l'unité inférieure (tabl. 3a-b, en annexe) par des teneurs nettement plus faibles en Ba et plus fortes en Y et Zr (110 à 150 ppm), ce qui dénote une relative richesse en zircon comme dans le cas des gneiss de type  $\zeta^3_g$ .

$\zeta^4$ . **Gneiss leptynitiques isogranulaires à grain fin à moyen, à lépidomélane, fréquente allanite et parfois ferrohastingsite ou grenat.** Parmi les gneiss leptynitiques ce sont ceux qui occupent la plus grande surface globalement et ont la plus grande dispersion géographique.

Juste au Sud du massif granitique de Cognac-la-Forêt, ils forment une vaste entité couverte de massifs boisés (forêt d'Aixe, forêt de Rochechouart, bois de Rabaud,...) mais affleurant assez bien sous forme de nombreuses boules et rochers épars. Les affleurements sont particulièrement abondants au Sud de Saint-Laurent-sur-Gorre dans le secteur de Moulin-Neuf, ainsi que dans le talweg encaissé du cours supérieur du ruisseau du Colombier entre la Côte et la Forêt. En bordure du CD. 699, à hauteur du Mazet ( $x = 490,70$ ;  $y = 2081,21$ ), une coupe remarquable permet d'échantillonner les principales variétés rencontrées dans la formation, ainsi que les amphibolites qui s'y intercalent. On peut en outre y observer l'apparition de mobilisats anatectiques et le développement de faciès désorientés à files de micas tourbillonnaires, puis à texture nébulitique, au sein des gneiss leptynitiques en bancs.

A l'Ouest du massif granitique, les « leptynites de Rochechouart » sont fréquemment anatectiques (métatexites) et ont subi dans leur partie occidentale les effets de l'impact de la météorite (cf. « Impac-tites »). Une carrière abandonnée, située ( $x = 483,68$  à  $483,80$ ;  $y = 2091,50$  à  $2091,62$ ) à 500 m au Sud-Est de Puyjoyeux, montre des gneiss leptynitiques roses à grenat sporadique et à exsudats de quartz avec ou sans feldspaths. Ces gneiss roses sont disposés en bancs de puissance pluridécimétrique, séparés par de minces (20 cm) intercalations lenticulaires de paragneiss plagioclasiques micacés ( $\zeta^{1-2}$ ), et, à la base de la partie ouest du front de taille, sont transformés en métatexites comme cela est le cas général dans une autre carrière abandonnée ( $x = 484,32$  à  $484,40$  ;  $y = 2091,20$  à  $2091,28$ ). Sur la rive droite de la Gorre, au moulin Brûlé ( $x = 489,55$  ;  $y = 2092,85$ ), un front rocheux montre des gneiss leptynitiques roses à gris très clair avec de minces (10 cm) intercalations de paragneiss très micacés ou d'amphibolites chloritisées, une schistosité S2 de plan axial de microplis P2, et des mobilisats granitiques injectés le long de plans de cisaillement. À 300 m au Nord-Ouest un affleurement rocheux est constitué de gneiss leptynitiques relativement sombres dans lesquels une observation attentive à la loupe permet de détecter la présence d'amphibole. Vers le Nord-Ouest, ces gneiss gris clair renferment de minces niveaux lenticulaires d'amphibolite à grain fin.

Comme pour les gneiss de type  $\zeta^3$ , le grain est homogène, fin à moyen (0,5 à 3 mm avec une moyenne de 1 à 2 mm), et la teinte rose ou jaunâtre, ce qui rend difficile la distinction macroscopique entre ces deux types. Cependant, la distinction cartographique n'est problématique qu'au Sud de Rochechouart.

Microscopiquement, le lépidomélane (3 à 8 % de la composition modale) se distingue aisément de la biotite « banale » par son pléochroïsme intense allant d'un brun-jaune très pâle, subincolore, à un brun-vert très foncé, parfois presque opaque ; même dans le cas, fréquent, d'une forte chloritisation, la distinction est facile : la chlorite a une teinte vert émeraude dans le cas du lépidomélane, vert pâle dans le cas de la biotite « banale ». Un autre caractère spécifique est la présence locale, parmi les minéraux accessoires, d'allanite et/ou de ferrohastingsite d'une teinte vert-bleu caractéristique. En cas de présence de cette amphibole, le feldspath potassique est généralement peu abondant, voire absent, ce qui se traduit macroscopiquement par une teinte gris clair. La muscovite primaire est totalement absente. Les autres caractères minéralogiques, qualitatifs et quantitatifs, sont généralement très proches de ceux du faciès isogranulaire à deux micas. La texture est granoblastique planaire, rarement granolépidoblastique et/ou rubanée. Quelques petits ( $< 1$  cm) yeux de microcline ont été observés dans un échantillon de gneiss rubané à lépidomélane associé, dans la partie nord-est de la carte, à un faciès texturalement analogue mais à deux micas de type  $\square^3$ . Un échantillon du massif de « leptynites de Rochechouart » montre un rubanement se traduisant par des variations du rapport plagioclase/microcline et de la teneur en biotite entre les différents lits d'épaisseur variant entre 1 mm et 1,5 cm.

Des analyses à la microsonde électronique (tabl. 1, en annexe) confirment que le mica est un lépidomélane ( $\text{FeO} = 27$  à  $32$  %), avec une teneur en fluor nulle ou très faible ( $0$  à  $0,05$  %). En cas de présence de ferrohastingsite ( $\text{FeO} = 26$  à  $29$  %), le lépidomélane est un peu plus magnésien ( $\text{MgO} = 4,8$  à  $5,6$  % contre  $3,5$  à  $3,7$  %), moins ferri-fère ( $\text{FeO} = 27$  à  $28,5$  %) et moins alumineux, tandis que le plagioclase est nettement plus calcique : An27-30 contre An 15.

- Les **métatexites** ( $\square^{\square}$  M) se distinguent sur le terrain par un aspect plus massif (la foliation ayant été estompée par l'anatexie partielle), un grain généralement un peu plus important (quelques millimètres), et la présence à l'échelle de l'affleurement de nombreuses bouffées pegmatitiques et de mobilisats à texture grenue. Ces derniers renferment fréquemment des plages de magnétite bien visibles à cause de leur taille plurimillimétrique à centimétrique, comme dans le cas de la carrière abandonnée située ( $x = 488,38$  à  $488,47$  ;  $y = 2092,10$  à  $2092,18$ ) à  $250$  m à l'Ouest de Villeneuve ou encore dans la coupe du Mazet ( $x = 490,70$ ;  $y = 2081,21$ ). Microscopiquement, les métatexites montrent une texture à tendance grenue et une grande abondance de bourgeons myrmékittiques. Les leucosomes et les mobilisats ont une composition leucogranitique ou leucogranodioritique.

- Juste à l'Est de l'étang de la Pouge, la granitisation atteint un maximum dans le petit massif cartographié en **diatexites** ( $M\zeta^4$ ). Ces dernières renferment fréquemment du grenat et présentent des analogies avec le faciès hololeucocrate à deux micas et grenat du leucogranite de grain fin à moyen ( $r\gamma^1$ , cf. plus loin) du massif de Cognac-la-Forêt.

**$\zeta^4$ - Gneiss leptynitiques isogranulaires à grain moyen et texture linéaire, à lépidomélane, fréquente allanite et parfois ferrohastingsite.  $\lambda\zeta^4$ - Faciès relativement riche en zircon.** Le type  ${}_1\zeta^4$  se distingue du précédent ( $\zeta^4$ ), auquel il est étroitement associé, par son grain globalement plus important ( $2$  à  $5$  mm en moyenne) et par une linéation très forte, fréquemment soulignée par des amas de biotite en forme d'ellipsoïdes très allongés. Il se trouve dans la partie sommitale de l'unité inférieure des gneiss dans le quart sud-est de la carte où il constitue un petit massif observable dans les carrières abandonnées situées au Sud du Theil ( $x = 495,33$  ;  $y = 2083,53$ ) ou encore sur les affleurements situés en bordure du C.D. 110 entre Gorre et la Thiverie.

Le faciès  $\lambda\zeta^4$  constitue de petits massifs dans l'angle nord-est de la carte, au Nord-Ouest de la faille de la Cordelle, dans une zone, située dans la partie inférieure de l'unité supérieure des gneiss, où les paragneiss renferment de nombreuses intercalations d'amphibolites et même de roches ultrabasiques. Il appartient donc à un groupe leptyno-amphibolique *l.s.* De nombreux affleurements rocheux de qualité variable se trouvent, notamment aux points où des mesures structurales sont indiquées sur la carte, d'une part près de la Borderie, au Nord-Est de Saint-Brice-sur-Vienne, et d'autre part au lotissement des Châtaignolles au Nord-Est de Saint-Victurnien. Au Sud de la Vienne, à Saint-Victurnien, une carrière abandonnée ( $x = 496,92$  à  $497,00$  ;  $y =$

2097,88 à 2097,98), permet d'observer les effets liés à la proximité de la faille de la Cordelle : les gneiss sont fortement fracturés et anormalement riches en rubans de quartz.

Ces effets sont encore mieux visibles microscopiquement : le quartz est fortement recristallisé et laminé par suite d'une déformation ductile, et des fissures sécantes sur les rubans de quartz témoignent d'une déformation cassante postérieure, accompagné d'une altération hydrothermale qui se traduit par un remplissage carbonaté des fissures et une chloritisation du lépidomélane, contemporaine d'un développement de carbonate(s) dans certains lits. À l'Est de Saint-Victorien ont été observées des intercalations de gneiss sombre composé de quartz, plagioclase, lépidomélane abondant (10 à 15 % suivant les lits), ferrohastingsite cantonnée dans les lits les plus sombres, et minéraux accessoires : apatite, allanite et sphène. En dehors de ces particularités ponctuelles, l'étude des lames minces montre des caractères analogues à ceux du type  $\square^4$  de l'unité inférieure des gneiss et seul un examen très attentif montre une plus grande abondance de zircon parmi les minéraux accessoires, ce qui se traduit géochimiquement (tabl. 4, en annexe) par une teneur relativement élevée en Zr (145 ppm). D'une façon générale, pour l'ensemble des gneiss leptynitiques, les teneurs en Zr sont nettement plus élevées dans le cas de l'unité supérieure des gneiss (110 à 250 ppm) que dans celui de l'unité inférieure (64 à 88 ppm).

$\zeta^8$ . **Gneiss-à-silicates-calciques (skarnoïde probable).** Ce type de gneiss n'a été observé qu'à un seul endroit de la carte : dans un petit bois situé (x = 483,45 ; y = 2086,36) sur la rive droite de la Vayres, à 800 m WSW du hameau des Monts, sur la commune de Vayres. Il y affleure sous forme de rochers, dont certains sont en place et d'autres légèrement déplacés.

La roche est très dure et a une patine brunâtre. Sur des cassures fraîches elle est sombre avec un rubanement dû à une alternance de lits lenticulaires de 1 mm à 1 cm puissance, les uns gris-vert, les autres rougeâtres à cause de leur richesse en grenat. Localement on observe du quartz sous forme soit de rubans de puissance millimétrique, parallèles à la foliation, soit d'un essaim de veines et veinules recoupant la foliation et ayant probablement un lien génétique avec le petit corps de leucogranite qui se trouve juste à l'Ouest, sur la rive opposée de la Vayres.

L'étude microscopique montre une texture granoblastique planaire, rubanée, à grain fin (0,1 à 0,6 mm). Macroscopiquement, les lits gris constituent l'essentiel de la roche et sont formés de quartz à extinction onduleuse prédominant, de plagioclase légèrement « séricitisé » et parfois partiellement saussuritisé, et de petits amas des minéraux calciques suivants, par ordre d'abondance décroissante : grenat orangé pâle, clinopyroxène verdâtre, épidote, calcite. Les lits rougeâtres macroscopiquement sont constitués de grenat orangé pâle prédomi-

nant, plagioclase opacifié par des produits cryptocristallins (argiles probables), rares épidote et clinopyroxène verdâtre.

Des analyses à la microsonde électronique ont permis de préciser le chimisme des silicates calciques : le plagioclase (An<sub>29</sub>) est proche de la limite oligoclase-andésine ; le grenat, au zonage récurrent, a la composition suivante : grossulaire 49-56, almandin 14-21, andradite 16-29, spessartine 04-10 (MnO = 1,7 à 4,5 %), pyrope 0,7-0,95; le clinopyroxène est riche en fer : FeO = 18,7 à 19,7 % et Fe/(Fe+Mg) = 0,6 à 0,7 ; l'épidote est composée de 59 à 66 % d'épidote *stricto sensu* et de 34 à 41 % de zoïsite. Une analyse chimique de roche (tabl. 3a-b, en annexe) montre un caractère à la fois calcique (CaO = 12,6 %) et siliceux (SiO<sub>2</sub> = 67 %), compatible avec la minéralogie.

### **Intercalations de roches basiques ou ultrabasiques (dans divers types de gneiss)**

Des corps lenticulaires de roches basiques (amphibolites) ou ultrabasiques sont intercalés dans divers types de gneiss. Les amphibolites de type □□ (éclogites amphibolitisées) appartiennent à l'unité supérieure des gneiss exclusivement. Les autres types pétrographiques de roches basiques ou ultrabasiques se rencontrent au sein des deux unités gneissiques avec cependant d'une unité à l'autre des différences, chimiques notamment, qu'il est utile d'explicitier, ce qui conduit à faire pour chacun de ces types une description par unité lithostructurale.

#### **Amphibolites (en majorité orthodérivées)**

δp. **Amphibolites rubanées à clinopyroxène et sulfures.** Elles sont caractérisées par le fait que les lits sombres alternent avec des lits clairs qui ont une teinte verdâtre par suite de la présence de clinopyroxène, et qui sont presque systématiquement minéralisés en sulfures disséminés bien visibles à la loupe ou même parfois à l'œil nu.

- Dans l'**unité inférieure des gneiss**, elles forment de rares petites lentilles au sein de paragneiss micacés à proximité des corps ultrabasiques situés au Nord et à l'Est des massifs granitiques de Saint-Mathieu et de Chéronnac, dans la partie sud-ouest de la carte.

Pétrographiquement, elles ne distinguent pas des amphibolites de même type appartenant à l'unité supérieure des gneiss. Aucun échantillon n'a fait l'objet d'une analyse chimique.

- Dans l'**unité supérieure des gneiss**, elles se trouvent au sein de paragneiss de la partie basale de l'unité, dans l'angle sud-est de la carte et surtout dans le quart nord-ouest, où elles sont abondantes de part et d'autre des vallées de la Gorre et du Sauvarin.

Leur dureté les rend plus résistantes à l'érosion que la plupart des autres roches métamorphiques de la région. Aussi, dans les secteurs où elles sont présentes, forment-elles d'abondantes pierres volantes dans

les champs et affleurent-elles relativement bien, mais généralement de façon isolée, comme par exemple au Nord-Est de Mons (commune d'Étagnac) où elles constituent notamment une petite barre rocheuse ( $x = 482,62$  ;  $y = 2099,77$ ) dans le lit du Sauvarin. Les relations avec les gneiss ne sont que rarement visibles : près de la limite septentrionale de la carte, à 750 m WNW du hameau des Champs, un chemin est entaillé dans des isaltérites paragneissiques avec deux petits corps d'amphibolites rubanées à clinopyroxène et sulfures ( $x = 481,90$ ;  $y = 2101,05$ ), d'environ 3 m d'épaisseur, et un peu plus au Sud un passage de schiste (S) altéré. Ailleurs il est rarement possible d'estimer fiablement la puissance des corps.

L'étude pétrographique montre que le rubanement est dû à une alternance de lits de 1 mm à 2 cm d'épaisseur, les uns très sombres et à texture nématoblastique, très riches en hornblende brune et/ou verte, et les autres gris clair verdâtre à texture granoblastique, constitués essentiellement de plagioclase et de clinopyroxène et minéralisés en sulfures disséminés. Ce rubanement est parfois fortement perturbé par des microplis, comme par exemple dans le cas de la petite cascade du Sauvarin. Le plagioclase, également présent dans les lits sombres, est de l'andésine; suivant les échantillons et/ou les lits, il est plus ou moins « séricitisé », voire saussuritisé. Le clinopyroxène, localement tacheté d'épidote, se présente en cristaux de taille hétérogène (0,1 à 1,5 mm). Les sulfures (pyrrhotite largement prédominante, pyrite, chalcopyrite) sont rares dans les lits sombres, mais constituent 3 à 7 % de la composition modale (volumique) des lits verdâtres qui contiennent également du sphène en quantité variable (1 à 5 %), sous forme de granules isolés ou de petits amas. L'apatite et les oxydes de fer et/ou titane sont des minéraux accessoires fréquents. Quartz et biotite sont rares.

Géochimiquement (tabl. 6a-b-c, en annexe) les amphibolites rubanées à clinopyroxène et sulfures appartenant à la partie basale de l'unité supérieure des gneiss sont proches du faciès « banal » qui leur est associé spatialement.

#### **δ. Amphibolites à grain fin, localement rubanées, dites « banales »**

• **Unité inférieure des gneiss.** Dans la partie inférieure de cette unité, à proximité des corps ultrabasiques situés à l'Est du massif leucogranitique de Chéronnac, des amphibolites banales, vert sombre, à grain millimétrique, s'intercalent dans les paragneiss micacés en formant un essaim de minces bancs suivis de manière discontinue dans les labours au Sud-Ouest et au Nord-Est de la Maison-Brûlée ( $x = 482,25$  ;  $y = 2083,65$ ) ainsi qu'au Nord de Saint-Bazile, en bordure du CD. 85. Plus à l'Est, des amphibolites analogues se trouvent en intercalations lenticulaires dans des gneiss de type  $\zeta^3$ ,  $\zeta^4$  (cf. affleurement remarquable du Mazet) et  $\zeta^{5-6}$ .

Elles sont pétrographiquement très proches des amphibolites de même type intercalées dans l'unité supérieure, mais les analyses chimiques de roches (tabl. 6a-b-c, en annexe) montrent qu'elles sont nettement plus pauvres en Ti (cf. fig. 10, p. 100), Y, Zr, Nb et terres rares.

• **Unité supérieure des gneiss.** Les amphibolites de type 8 sont les plus communes et celles qui ont la plus large répartition géographique par suite de leur présence à tous les niveaux de l'unité supérieure. La fréquence des corps est cependant nettement plus importante dans la partie basale de cette unité soit, géographiquement :

- dans la moitié nord de la carte, au Nord et à l'Est de Saint-Victurrien et surtout de part et d'autre de la vallée de la Gorre, comme par exemple dans le lit du Petit-Gorret où de nombreux bancs d'amphibolites à grain fin sont intercalés dans des paragneiss entre les points  $x = 489,37$  ;  $y = 2093,62$  et  $x = 4889,53$  ;  $y = 2093,67$  ;

- dans l'angle sud-est de la carte, à l'Ouest de la N. 21, vers Touyeras et l'Estrade, des amphibolites vert sombre à noir, à débit en plaquettes et à grain fin, forment de minces lentilles décimétriques à métriques, intercalées dans des paragneiss, et se rencontrent le plus souvent en pierres volantes dans les labours. Bien qu'elles ne montrent aucun minéral ni aucune texture reliques, ces roches, qui voisinent systématiquement avec des amphibolites à reliques éclogitiques ( $\delta\psi$ ), pourraient représenter d'anciennes éclogitites totalement rétomorphosées, rééquilibrées et recristallisées en climat métamorphique barrowien.

Macroscopiquement, elles sont caractérisées par leur grain fin (de l'ordre de 1 mm) et leur teinte sombre à très sombre due à l'abondance d'amphibole en aiguilles allongées suivant une linéation qui est très forte ( $L > S$ ) à certains endroits. Entre ces aiguilles vert sombre on distingue à l'œil de petits cristaux blanchâtres de plagioclase. Localement apparaît un rubanement se traduisant par une succession de lits, de 1 mm à 1 cm d'épaisseur, alternativement mélanocrates, très riches en amphibole, et mésocrates à leucocrates, à plagioclase prédominant sur l'amphibole. À l'Ouest de Saint-Victurrien, dans le talus nord de la D. 32, à l'Ouest de son intersection avec la route de Florensac, du grenat a été observé sous forme de cristaux de 0,5 à 2 mm dispersés dans des lits clairs de 2 à 4 mm d'épaisseur, au sein d'un mince (20 cm) banc lenticulaire d'amphibolite intercalé dans des paragneiss plus ou moins arénisés ( $x = 495,92$ ;  $y = 2098,46$ ). Dans le lit du Petit-Gorret, un banc d'amphibolite rubanée ( $x = 489,58$ ;  $y = 2093,72$ ) se singularise par une teinte gris clair et par la présence de sulfures disséminés qui sont particulièrement abondants dans les lits les plus riches en amphibole.

Microscopiquement apparaît une texture granoblastique planaire à granonématoblastique, rubanée le cas échéant. L'essentiel de la paragenèse minérale est constitué par l'amphibole et le plagioclase. L'amphibole est généralement une hornblende, verte ou parfois brune, formant soit de fines aiguilles, soit des plages blastiques de taille variable dont les plus grandes peuvent englober pœcilitiquement de petits cristaux de quartz, plagioclase, oxydes métalliques, sphène ; le faciès gris clair à sulfures du lit du Petit-Gorret se singularise par une amphibole monoclinique incolore qui est probablement une cummingtonite. Le plagioclase a une composition se situant dans la gamme oligoclase-andésine et est localement « séricitisé » et/ou rarement piqué de taches de calcite, d'épidote ou de feldspath potassique. Deux autres minéraux sont fréquemment présents : le quartz, relativement abondant dans cer-

tains échantillons, et la biotite, qui selon les échantillons et/ou les lits, est soit fraîche avec une teinte brune ou brun-vert, soit partiellement à totalement pseudomorphosée en chlorite verte + minéraux de fer et/ou titane + parfois épidote, prehnite ou calcite. Le grenat n'a été observé que dans un échantillon provenant du banc où il est visible à l'œil nu, en cristaux à inclusions sigmoïdes de quartz, dans des lits clairs par suite de leur richesse en quartz sous forme de rubans. Les minéraux accessoires sont les suivants : sphène, oxydes de fer et/ou titane, sulfures, apatite et zircon. Les (micro)fissures sont colmatées, le cas échéant, par de l'épidote, de la chlorite en rosettes et/ou des micro-phylrites incolores.

Sur l'échantillon à cummingtonite probable et sulfures, C. Laforêt (BRGM, communication orale, 1992) a réalisé un examen en lumière réfléchie qui a permis de préciser la nature des minéraux opaques (7 à 10 % de la composition modale) : pyrite prédominante incluant de rares reliques de pyrrotite, chalcopyrite, rutile et graphitoïdes.

**δψ. Amphibolites à petits nodules plagioclasiques et rares reliques de grenat (éclogites rétro-morphosées dans le faciès amphibolite).** Elles sont spécifiques de la partie basale de l' **unité supérieure des gneiss** dans laquelle elles n'apparaissent cependant que de façon relictuelle, sous forme de quelques petits corps, voire de boudins au sein d'amphibolites « banales ». Elles sont caractérisées par la disposition d'une partie du plagioclase en petits nodules (amas à section elliptique, souvent subcirculaire, de taille millimétrique) et par la présence très sporadique et locale de petits (< 1 mm) cristaux de grenat à fine couronne de plagioclase.

Au Nord-Ouest de la faille majeure de la Cordelle, elles n'ont été observées qu'à un seul endroit : en place au fond, et en pierres volantes autour d'une petite excavation se trouvant (x = 489,71 ; y = 2093,90) dans un pré à 500 m au Sud-Ouest du hameau de Soumagnas (commune de Saint-Auvent). En revanche, plusieurs affleurements ont été découverts dans l'angle sud-est de la carte, comme par exemple aux environs de Puy-Cheny, dans une petite carrière abandonnée (x = 501,21 ; y = 2084,94) et dans un bosquet en bordure de la N. 21 (x = 500,81 ; y = 2085,19); au Sud-Ouest de Touyeras (x = 499,15 ; y = 2082,25); à l'Est de Fontfrède (x = 500,95 ; y = 2082,91); ou encore dans une petite carrière située dans un bosquet au Sud de la ferme de Liadet.

Ces amphibolites sont des roches sombres, parfois d'allure massive, de couleur vert bleuté, apparaissant ponctuées de taches claires circulaires ou elliptiques, de quelques dixièmes de millimètre à quelques millimètres de diamètre, de couleur blanc nacré à blanc grisâtre. Il s'agit toujours d'amphibolites à « nids de plagioclase » où les reliques de grenat, parfois visibles en lame mince, sont très rarement observables à l'œil nu.

L'étude microscopique révèle une texture granonématoblastique, avec parfois de minces (1 mm) rubans de quartz comme dans le cas d'un échantillon provenant de l'excavation. Dans cet échantillon, le plagioclase, plus ou moins « séricitisé », se présente d'une part en cristaux isolés dispersés au milieu de plages d'amphibole, comme dans les amphibolites « banales », et d'autre part en agrégats de 10 à 30 individus de taille variable (0,1 à 0,6 mm), constituant des amas noduleux de 1 à 4 mm de long, renfermant ou non de petites reliques de grenat ou quelques microplages d'amphibole ou de minéraux opaques. L'amphibole est une hornblende verte. Sphène et oxydes de fer et/ou titane sont des minéraux accessoires.

**δθ. Amphibolites à grain moyen (métagabbros).** Les amphibolites dérivant de gabbros se distinguent par un grain globalement plus important (2 à 5 mm) que dans les autres types d'amphibolites. Cependant, dans certains passages qui présentent parfois des reliques de texture doléritique, le grain est fin (< 1 mm) ce qui dénote une certaine convergence de faciès avec les amphibolites à grain fin « banales » de type 8.

• **Unité inférieure des gneiss.** Ces amphibolites apparaissent essentiellement au voisinage des corps de roches ultrabasiques situés dans la partie inférieure de l'unité, notamment autour du petit massif de serpentinites des carrières de Merlis ; à la terminaison nord-ouest ( $x = 483,02$  ;  $y = 2084,54$ ) de la petite carrière septentrionale, les serpentinites sont surmontées par des amphibolites en voie d'arénisation (isaltérites) dans lesquelles est entaillé le chemin d'accès à la carrière. Au Nord du cimetière de Vayres, les champs recèlent d'abondantes pierres volantes d'un faciès très linéaire ( $L > S$ ).

Dans la partie centrale de l'arc du Thaurion, des amphibolites à texture nématoblastique et grain millimétrique sont intercalées dans des gneiss de type  $\zeta^{5-6}$  ou  $\zeta^4$ . Elles forment des niveaux de puissance décimétrique que l'on suit parfois sur plusieurs centaines de mètres, notamment au Sud et au Nord-Est de Saint-Laurent-sur-Gorre. Ces roches, d'apparence le plus souvent banale et à texture anisotrope nématoblastique, présentent un débit en plaquettes et montrent des passages progressifs soit à des roches plus massives qui présentent une texture doléritique fine, à petites lattes de plagioclase de 1 à 5 mm, soit à des roches d'un vert plus clair, à grain plurimillimétrique à centimétrique, à texture granoblastique, de type *flaser gabbro*. Les affleurements les plus remarquables de métagabbros se rencontrent à l'Ouest de la ferme de Lastipeyras, en bordure du CD. 699 ( $x = 492,064$  ;  $y = 2082,15$ ), et dans la partie nord-est de l'agglomération de Saint-Laurent-sur-Gorre ( $x = 492,90$  ;  $y = 2086,79$ ) où ont également été observés des passages d'amphibolites à texture doléritique relique, comme par exemple en rive gauche du ruisseau de Malatias ( $x = 493,16$ ;  $y = 2087,04$ ).

Péetrographiquement, les métagabbros de l'unité inférieure montrent de nombreuses analogies avec ceux de l'unité supérieure. Ils sont cependant plus pauvres en sphène. Dans le faciès linéaire trouvé au

Nord du cimetière de Vayres, le plagioclase est partiellement polygonisé.

Le chimisme des métagabbros (tabl. 6 a-b-c, en annexe) montre d'une unité gneissique à l'autre des différences proches de celles qui concernent les amphibolites « banales » ( $\delta$ ). Les deux échantillons (RT6 et RT8) de l'unité inférieure ont des teneurs en Y, Zr, Nb, Hf et terres rares qui sont presque aussi faibles que dans les roches ultrabasiques de l'unité inférieure ; ils dérivent probablement de métagabbros. L'échantillon RT6 se singularise par de fortes teneurs en Cr et Ni (respectivement 1 162 et 358 ppm), ce qui le rapproche également des roches ultrabasiques.

• **Unité supérieure des gneiss.** Les métagabbros sont étroitement associés aux roches ultrabasiques de la partie basale de l'unité et n'apparaissent que dans l'angle nord-est de la carte sous forme de corps d'extension relativement importante. Sur la commune de Saint-Victurien, trois endroits sont particulièrement intéressants :

- au Nord, le talus oriental de la petite route menant au hameau des Vignes-à-Dieu montre ( $x = 497,32$  ;  $y = 2099,20$ ), sur une dizaine de mètres d'épaisseur, des variations de taille de grain et/ou d'indice de coloration ; cette disposition rappelle celle des corps de gabbro lité ;

- au Nord-Est de Chandiat, le lit du ruisseau de Chandiat offre, en aval du pont de la D. 3a (cote 215 :  $x = 499,77$  ;  $y = 2099,05$ ) et sur environ 200 de long, une coupe discontinue montrant un phénomène analogue ;

- juste au Sud de la ferme du Montazaud, le fossé et le talus ouest de la D. 3 permettent de voir des amphibolites fortement arénisées surmontant des amphibolo-chloritoschistes (SA).

En dehors des différences constatées macroscopiquement, l'étude en lames minces ne révèle que des caractères proches de ceux des amphibolites à grain fin. La texture est granoblastique à granonématoblastique, rarement rubanée (les variations de grain et/ou de composition modale se font surtout d'un banc à l'autre, à l'échelle de l'affleurement). L'amphibole est une hornblende verte en plages blastiques de taille variable, les plus grandes englobant poëcilitiquement de petits cristaux de quartz et/ou de plagioclase, et ayant parfois un cœur fortement opacifié. Le plagioclase (oligoclase-andésine) a un degré de « séricitisation » qui varie considérablement suivant les échantillons. La biotite brune et/ou la chlorite qui en dérive sont peu fréquentes. Le quartz est très rare. Les minéraux accessoires sont globalement les suivants : sphène, oxydes de fer et/ou titane, apatite, rare zircon et très rare allanite (en inclusion dans de la hornblende).

Géochimiquement (tabl. 6 a-b-c, en annexe), les métagabbros montrent d'une unité gneissique à l'autre des différences notables (cf. ci-dessus « Unité inférieure des gneiss » et plus loin « Conditions de formation des entités géologiques »).

## Roches ultrabasiques

Sur le terrain, les roches ultrabasiques se distinguent aisément grâce à leur teinte verte, avec des nuances diverses à toutes les échelles (de l'affleurement à l'échantillon), et peuvent être facilement divisées en deux types : des péridotites serpentinisées à foliation fruste (A) et des amphibolo-chloritoschistes (SA).

**SA. Amphibolo-chloritoschistes.** Ils sont caractérisés par une rétro-morphose complète des silicates ferromagnésiens primaires (olivine, pyroxène(s)) en amphiboles + chlorite magnésienne + parfois talc. Cette rétro-morphose est accompagnée par le développement d'une schistosité généralement très marquée.

- **Unité inférieure des gneiss.** Ils n'apparaissent cartographiquement que sous forme d'un seul petit corps affleurant grâce à un ancien gratage situé ( $x = 482,80$  ;  $y = 2082,60$ ) à l'Est de Saint-Bazilè.

- **Unité supérieure des gneiss.** Ils n'apparaissent que dans l'angle nord-est de la carte où ils forment, au sein de la partie basale de l'unité, de nombreux petits corps en association spatiale avec des métagabbros. Parmi les nombreux affleurements qui se trouvent au Nord de Saint-Victorien, le meilleur correspond à une petite barre rocheuse E-W située ( $x = 497,92$  à  $498,00$  ;  $y = 2099,68$ ) entre les fermes des Vignes-à-Dieu et du Montazaud. Cette barre est constituée par un faciès à schistosité relativement fruste avec de petits passages lenticulaires très riches en lamelles plurimillimétriques de chlorite vert sombre. À l'Est de cette barre et de la route, le talus d'un chemin permet d'observer en place un faciès très schistosé et d'une teinte vert délavé. De rares affleurements et la disposition cartographique montrent que les amphibolo-chloritoschistes de l'angle nord-est de la carte sont situés sous les métagabbros.

Microscopiquement, on distingue une texture granoblastique ou granonématoblastique et la composition minéralogique suivante : amphibole incolore à vert pâle (trémolite-actinote) en fines aiguilles ou en prismes plus trapus parfois opacifiés au cœur, chlorite incolore (magnésienne) ou vert très pâle, talc sporadique, oxydes métalliques accessoires, dispersés, et hydroxydes de fer associés.

Un échantillon de faciès à schistosité fruste a fait l'objet d'une analyse chimique (cf. tableaux 6a-b, en annexe) qui confirme le caractère ultrabasique ( $SiO_2 = 43\%$ ), mais montre par rapport aux péridotites massives de l'unité inférieure des gneiss des teneurs plus faibles en MgO (23,6 %), Ni (466 ppm) et Cr (1435 ppm), plus fortes en  $Fe_2O_3$  (11,6 %) et surtout en CaO (6,4 %), ce qui implique la présence dans la roche primaire d'un silicate ferromagnésien calcique qui était plus probablement un clinopyroxène qu'une amphibole calcique. La roche originelle était probablement un cumulat ultramafique de type wehrlite à plagioclase ou mélagabbro.

## A. Péridotites serpentinisées

• **Unité inférieure des gneiss.** Elles sont cantonnées dans la partie sud-ouest de la carte, sous forme d'une guirlande de petits corps intercalés dans la partie inférieure de l'unité, suivant un arc qui se prolonge (cf. schéma structural) sur les feuilles La Rochefoucauld et Châlus, à l'Ouest et au Sud respectivement. Le principal corps est celui qui a été exploité dans les carrières de Merlis (Merly) ( $x = 482,9$  à  $483,05$  ;  $y = 2084,3$  à  $2084,6$ ). La carrière sud, malheureusement noyée, montre des serpentinites massives découpées en blocs à surfaces soit planes, portant des stries ou non, soit courbes, enduites de minéraux serpentineux luisants. Localement, on observe d'une part des veines ou des lits, de 1 à 2 cm de puissance, d'amphibolite gris clair, et d'autre part des filons antémétamorphes de roche basique transformée en amphibolite sombre à grain fin. La carrière nord permet de voir deux autres phénomènes : (1) à son extrémité sud-ouest, les serpentinites sont rétrotransformées en schistes à trémolite et chlorite au contact d'un filon de leucogranite aplitique à muscovite; et (2) à son extrémité nord-est on observe, du Sud-Ouest au Nord-Est et corrélativement de bas en haut, la succession suivante : serpentinites massives, serpentinites rétrotransformées en amphibolo-chloritoschistes, amphibolites à grain moyen dérivant de gabbros ( $\delta\theta$ , cf. *supra*). Trois autres corps ont été exploités dans de petites carrières :

- à 400 m au Sud de Bellevue ( $x = 475,45$  ;  $y = 2086,90$ ) où étaient visibles des fractures remplies d'asbeste (amiante) en fibres dures, longitudinales (*slip fibers*) ;

- à 400 m au Nord-Ouest de Bonnefont, autour de la cote 268 ( $x = 479,65$  ;  $y = 2087,80$ ), où les péridotites serpentinisées massives sont bordées du côté nord-est par des serpentinites schisteuses présentant au sommet de la carrière des surfaces à aspect scoriacé ;

- à 600 m à l'Est de Puytreillard ( $x = 480,05$  ;  $y = 2085,67$ ) où l'on voit des roches ultramafiques rubanées : sur un fond gris clair, très fibreux, se détachent des lits lenticulaires de serpentinite noire de 1 à 3 cm d'épaisseur; au Nord de la petite carrière, au milieu d'une zone de lande, sont éparpillés quelques blocs de serpentinite à patine brune et scoriacée typique.

Dans les passages les moins serpentinisés et/ou tectonisés, on observe sur des cassures fraîches une serpentinite massive constituée d'un fond vert sombre recoupé par un réseau de (micro)veinules noires ou parfois grises avec un éclat métallique (magnétite de serpentinitisation). Sur ce fond se détachent d'une part de nombreuses plages vert clair à éclat nacré, à sections rectangulaires ou ovales de 2 mm à 1 cm de long, correspondant à des cristaux de pyroxène(s) complètement bastitisés, et d'autre part quelques cristaux gris-noir à éclat métallique, de 0,5 à 3 mm de long, généralement entourés d'un liseré gris clair : il s'agit de cristaux de spinelle avec une couronne de chlorite magnésienne. Dans les faciès plus serpentinisés et/ou tectonisés, la roche a un aspect « marbré » avec une intrication complexe de taches vert clair et de zones vert sombre à noires, le tout étant recoupé par un réseau de (micro)fissures colmatées par un ou plusieurs des minéraux suivants :

serpentine(s), magnétite de serpentinisation, chrysotile en fibres transversales (*cross fibers*).

L'étude microscopique des serpentinites massives montre une texture maillée, oblitérant fortement à complètement la texture primaire, porphyroclastique, qui évoque celle d'une tectonite ou péridotite mantellique. Dans le fond de la roche, l'olivine ne subsiste qu'en rares petits filots au milieu des minéraux issus de sa serpentinisation : antigorite, chrysotile, chlorite incolore (magnésienne) et magnétite opaque, qui se présente d'une part en petites taches et d'autre part en colmatage de (micro)fissures formant un réseau maillé subcontinu. Les fantômes de porphyroclastes sont des amas de fibres enchevêtrées de trémolite-actinote, chlorite magnésienne, serpentine(s) et talc, correspondant à la bastitisation de cristaux de pyroxène(s) : orthopyroxène seul ou largement prédominant sur le clinopyroxène. Les cristaux (sub)automorphes opaques qui apparaissent parfois dans le fond serpentiniteux ou plus rarement au sein de fantômes de porphyroblastes sont composés de magnétite (chromifère ?) provenant probablement de la déstabilisation de spinelle chromifère.

L'examen en lame mince d'un échantillon de roche ultramafique rubano-litée, provenant de l'ancienne petite carrière de Puytreillard, montre une alternance de lits d'épaisseur centimétrique, les uns sombres, composés d'olivine complètement pseudomorphosée en antigorite + iddingsite (taches rouges visibles macroscopiquement) + chlorite magnésienne + magnétite, les autres clairs constitués de trémolite prédominante en fibres allongées, chlorite magnésienne et magnétite. Il s'agit donc d'une trémolite à lits de serpentinite dérivant vraisemblablement d'une pyroxénite à lits de dunité (cumulat?).

Les analyses chimiques de deux échantillons de péridotites serpentinisées (tableaux 6a-b, en annexe) confirment le caractère ultrabasique ( $\text{SiO}_2 = 38,9-40,3 \%$ ) et très magnésien ( $\text{MgO} = 34,7-36,7 \%$ ) et révèlent de fortes teneurs en Ni (1 979-2 190 ppm) et Cr (2534-2748 ppm). Les teneurs en CaO sont très faibles (0-0,5 %) ce qui confirme l'absence ou la rareté de clinopyroxène dans la roche primaire. Les pertes au feu sont très élevées (de l'ordre de 13 %) par suite de l'abondance des minéraux hydratés : serpentines, amphiboles, chlorite. Les données pétrologiques suggèrent que ces serpentinites dérivent de harzburgites mantellaires.

• **Unité supérieure des gneiss.** Les péridotites n'apparaissent que dans l'angle sud-est de la carte sous forme de petits corps dont le plus important affleure à 400 m au Nord-Ouest de la ferme du Clos-Barriant, autour d'une mare ( $x = 498,64$  ;  $y = 2083,30$ ). À 100 m au Nord-Ouest de la même ferme se trouvent des blocs de serpentinite bréchifiée et silicifiée, avec des lamelles de phyllite vert émeraude. Dans cette serpentinite silicifiée on observe une texture maillée résiduelle ainsi que des fantômes de porphyroclastes. Du quartz cryptocristallin pseudomorphose un minéral qui était vraisemblablement de l'olivine serpentinisée à cause de ses formes arrondies et de l'abondance des traînées de magnétite (plus ou moins hématitisée). Les fantômes de porphyroclastes sont des amas de quartz cryptocristallin, chlorite

magnésienne, mica vert émeraude (fuchsite ?) et phyllite incolore (talc ?). Le quartz se présente en outre en tapissage de géodes et en veinules, en compagnie d'hématite ou non.

### ROCHES PLUTONIQUES EN MASSIFS

Des massifs de roches plutoniques de taille et de composition variées sont dispersés sur toute l'étendue de la feuille Rochechouart. Une arénisation s'est développée sur des surfaces et des profondeurs variables suivant les massifs et les endroits. Une cartographie des zones arénisées aurait été assez aléatoire en raison du couvert végétal et aurait nécessité un balayage intégral des massifs cartographiés précédemment par des géologues qui avaient fait abstraction du manteau d'altérites. Aussi le substratum a-t-il été privilégié sur tout le territoire de la carte. Les endroits où se trouvent les meilleurs affleurements correspondent aux points où des orientations planaires sont indiquées sur la carte, et/ou sont signalés lors de la description de chaque entité.

Conformément aux recommandations du BRGM (Chèvremont *et al.*, 1988), la cartographie des roches plutoniques a été réalisée en tenant compte, à la fois, d'une part des distinctions traditionnelles concernant la composition modale, l'indice de coloration, la texture et la taille de grain, et d'autre part de la typologie des associations magmatiques. Des critères minéralogiques et cristallogiques ont permis de mettre en évidence et de délimiter cartographiquement des entités appartenant à quatre types d'associations magmatiques (cf. fig. 12, p. 106). Il y a donc sur le territoire de la feuille Rochechouart une grande variété d'associations magmatiques.

### Association alumineuse leucocrate

Cette association comprend essentiellement des leucogranites à deux micas. Comme l'indique le préfixe leuco, il s'agit de granites se distinguant par leur teinte claire à très claire due à une faible teneur modale en minéraux colorés. Dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973), le préfixe leuco ne s'applique aux granites que si l'indice de coloration est inférieur ou égal à 5%, alors qu'une limite de 7% est adoptée par la plupart des géologues français et pour la présente carte.

Les différences de texture et/ou de taille de grain permettent de distinguer, sur le terrain et sur la carte, quatre faciès de leucogranites :

- à texture équante et grain moyen ( $\gamma^1$ ) : massifs de Peury et de Saint-Mathieu
- à texture orientée et grain fin à moyen ( $\sigma\gamma^1$ ) : massif de Chéronnac
- à texture équante et grain fin à moyen ( $\rho\gamma^1$ ) } massif de Cognac-la-Forêt
- porphyroïde, à gros grain ( $\rho\gamma^1$ ) }

Localement, le leucogranite orienté passe, par enrichissement rapide en biotite, à un granite subleucocrate à deux micas également orienté ( $\sigma^2$ ). En bordure nord-est du massif de Cognac-la-Forêt se trouve un granite porphyroïde subleucocrate à mésocrate ( $p\gamma^2$ ) dont les relations génétiques avec les leucogranites du massif sont discutées plus loin (cf. « Conditions de formation des entités géologiques »).

En dehors des lamelles de micas, on distingue macroscopiquement du quartz à éclat vitreux et des feldspaths d'aspect laiteux, le plagioclase étant généralement difficile à distinguer du feldspath potassique, sauf dans le faciès porphyroïde caractérisé par la présence de tablettes de feldspath potassique de 1 à plusieurs centimètres de longueur.

Les massifs de leucogranites sont cantonnés dans la moitié sud-est du territoire de la carte et sont intrusifs (cf. fig. 1 et schéma structural) soit dans l'unité para-autochtone des micaschistes pour une partie des massifs de Saint-Mathieu et de Chéronnac (dans le coin sud-ouest de la feuille), soit dans l'unité inférieure des gneiss pour le reste de ces massifs et pour les massifs de Peury et de Cognac-la-Forêt.

$\gamma^1$ . **Leucogranite à grain moyen, à deux micas.** Ce faciès est présent dans deux angles opposés de la carte : dans l'angle nord-est où il constitue la terminaison occidentale du petit massif de Peury, et dans l'angle sud-ouest où il forme une partie de la terminaison nord-est du massif de Saint-Mathieu.

Le grain varie entre 1 mm et 1 cm avec une moyenne de 3-4 mm, et la texture est équante à légèrement orientée, avec une tendance porphyroïde locale. Les lamelles de muscovite sont bien visibles à cause de leur taille qui atteint fréquemment 1 cm.

Au sein du massif de Peury, ce leucogranite est cataclastique le long de la faille de la Cordelle comme le montre un affleurement rocheux situé ( $x = 500,76$  ;  $y = 2099,27$ ) à 400 m au Nord de la Chapelle-Blanche. Ailleurs, les affleurements sont rares et de mauvaise qualité à cause d'une altération argileuse partielle à totale. Par exemple, à 750 m au Sud-Est de la Chapelle-Blanche, un talus se trouvant ( $x = 501,10$  ;  $y = 2098,40$ ) juste au Nord du hangar d'une entreprise, montre une isaltérite de leucogranite sous un mince (20 cm) placage de sable rouge à galets de quartz (F). Près de la bordure sud-ouest du massif, à l'Ouest de la Valette, des pointements rocheux d'aplopegmatites sont dispersés dans les prés. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de répondre fiablement à la question suivante : ces aplopegmatites sont-elles intragranitiques (comme l'indique la carte) et/ou intrusives dans l'encaissant gneissique ?

Au sein du massif de Saint-Mathieu, le leucogranite à grain moyen renferme non seulement de très nombreux petits corps intrusifs de pegmatite et/ou d'aplite, mais encore d'innombrables panneaux de mica-schistes et quelques panneaux de gneiss appartenant à l'unité inférieure. Ces phénomènes sont bien visibles sur les nombreux affleurements

rocheux qui se trouvent sur les deux rives de la Tardoire. Par exemple, sur la rive gauche (nord), à 250 m au Sud-Est de l'extrémité orientale du hameau de Peyrassoulat, une petite carrière abandonnée ( $x = 477,65$  ;  $y = 2083,17$ ) montre toute la complexité géométrique des relations entre leucogranite à grain moyen, pegmatite et micaschistes. Cette complexité est également illustrée par l'image cartographique du massif de Saint-Mathieu.

Les caractères microscopiques sont tout à fait analogues à ceux du faciès à grain fin à moyen, décrits ci-après, à l'exception des faits suivants :

- la biotite est généralement soit décolorée, soit chloritisée et/ou altérée en mica blanc secondaire ;
- de la cordiérite entièrement pinitisée a été observée dans un échantillon cataclastique provenant de la zone du massif de Peury adjacente à faille de la Cordelle, et dans ce même échantillon le quartz est fortement recristallisé et étiré, les macles polysynthétiques du plagioclase sont plus ou moins tordues et les micas présentent de nombreux kinks.

Si l'on se réfère à la notice de la feuille Châlus (Briand *et al.*, 1981 : p. 16), la composition modale moyenne est la suivante : quartz 33 %, orthose 28 %, plagioclase 26 %, muscovite 9 %, biotite 4 %. Le caractère alumineux de ce leucogranite est mis en évidence par la coexistence de deux micas primaires et la présence sporadique de grenat (massif de Saint-Mathieu), de cordiérite ou de sillimanite (observée sur le territoire de la feuille Limoges à 1/50 000; Guyonnaud, 1977 : notice explicative, p. 13).

**$\gamma^2$  Leucogranite orienté à grain fin à moyen, à deux micas.** En dehors de son orientation généralement nette et de sa localisation restreinte à l'angle sud-ouest de la carte, il est identique au faciès équant à grain fin à moyen ( $\gamma^1$ ) du massif de Cognac-la-Forêt, et ne représente vraisemblablement qu'une variante texturale de ce faciès. Il constitue le massif de Chéronnac, les petits corps satellites situés à l'Est de ce massif, et des sills et filons (non cartographiés) de puissance ne dépassant pas un mètre, dans les paragneiss proches du massif de Chéronnac.

Des affleurements rocheux se trouvent au fond de la vallée de la Tardoire, où le leucogranite orienté présente les mêmes caractères mégascopiques que le faciès  $\gamma^1$  du massif de Saint-Mathieu : nombreuses enclaves de micaschistes et intrusions de pegmatites. Plusieurs carrières ont été implantées sur la colline de Puybosse, située juste au Sud de Vayres, dans le massif de Chéronnac. Ailleurs, les rochers sont rares par suite d'une forte arénisation. Dans les isaltérites on reconnaît cependant encore le caractère orienté et l'on observe parfois de petites enclaves surmicacées, comme par exemple au sein d'un petit grattage localisé ( $x = 479,01$  ;  $y = 2085,52$ ) sur la berge méridionale d'un petit étang à 500 m WSW du hameau de Puytreillard (commune de Vayres).

En dehors d'une texture plus nettement orientée dans l'ensemble, l'étude pétrographique ne montre aucune différence avec le leucogranite à grain fin à moyen ( $\epsilon\gamma^1$ ) du massif de Cognac-la-Forêt.

$\sigma\gamma^2$ . **Granite subleucocrate orienté à grain fin à moyen, à deux micas.** Il constitue une différenciation locale, par enrichissement rapide en biotite, du faciès leucocrate ( $\sigma\gamma^1$ ) au sein duquel il apparaît sous forme de petits corps dont les trois principaux ont été délimités sur la carte.

Le corps le plus important (800 m de longueur) se trouve autour du hameau de la Côte où il affleure dans des talus de routes, notamment à l'Ouest du ruisseau où un grattage (x = 479,92; y = 2084,61) permet d'observer une isaltériite de granite relativement riche en biotite avec deux petites enclaves sombres, surbiotitées, à grain fin. L'une de ces enclaves, vraisemblablement ovoïde, montre une section elliptique de 40 cm de grand axe pour 20 cm de petit axe, tandis que l'autre a une forme de galette (20 cm x 3 cm) dont l'aplatissement est subparallèle à l'orientation planaire du granite.

Les deux autres entités cartographiées se situent :

- l'une au Nord-Est de la Buzatière où une ancienne petite exploitation (x = 475,60; y = 2084,72) montre un granite mésocrate orienté, avec des injections de pegmatite à muscovite ;
- l'autre plus au Sud, près de la Férandie, où le talus nord de la petite route allant la Maurinie à Bord permet d'observer un granite mésocrate plus ou moins arénisé, également recoupé par des pegmatites à muscovite.

L'examen en lames minces montre une texture hypidiomorphe grenue avec une orientation planaire plus ou moins nette suivant les échantillons. La composition minéralogique est analogue à celle du faciès orienté leucocrate, à l'exception des caractères suivants : la biotite est plus abondante (7 à 10 % en volume) et plus riche en inclusions de zircon et d'apatite; le plagioclase renferme plus fréquemment des bourgeons myrmékittiques en bordure, au contact de feldspath potassique ; l'ilménite est un minéral accessoire fréquent.

Des analyses cristallochimiques révèlent que la biotite brun-rouge a une composition alumineuse (18,1 à 18,5 %  $Al_2O_3$ ) mais plus magnésienne (6,3 à 6,6 % MgO) que celle des biotites, de même teinte, des faciès leucocrates ( $\epsilon\gamma^1$  et  $\sigma\gamma^1$ ) du massif de Cognac-la-Forêt. La teneur en fluor est de 0,82 à 1,06 % dans la biotite, de 0,35 % dans la muscovite, et de 4,5 % dans l'apatite, ce qui en fait une fluor-apatite. Le plagioclase est relativement calcique (oligoclase) et présente parfois un zonage oscillatoire (An10-23).

$\epsilon\gamma^1$  **Leucogranite à grain fin à moyen, à deux micas.** Le grain de ce faciès est proche du millimètre en moyenne et de 4 mm au maximum. La texture est équante ou présente parfois une orientation planaire fruste qui le rapproche du faciès orienté ( $\sigma\gamma^1$ ). La localisation est restreinte à la partie occidentale du massif de Cognac-la-Forêt.

La principale entité cartographique se situe entre le Peyrat et les Monts. Elle renferme des exploitations par des grattages et des carrières dont la principale, malheureusement noyée, se situe ( $x = 492,78$  à  $492,85$  ;  $y = 2092,06$  à  $2092,15$ ) en bordure ouest de la D. 21, à 300 m au Sud-Ouest de Martegoutte. À 750 m au Nord-Est, un grattage localisé ( $x = 493,38$ ;  $y = 2092,70$ ) en bordure nord de la D. 10 est d'un accès beaucoup plus commode. Ce grattage se trouve juste au Sud du dolmen de Chez-Moutaud qui est taillé dans le même leucogranite à grain fin à moyen. À 500 m au Nord-Ouest, en bordure est de la D. 21, une petite carrière abandonnée ( $x = 492,90$  à  $492,95$  ;  $y = 2092,92$  à  $2093$ ) montre un leucogranite fortement fracturé à proximité de la faille de la Cordelle. La cataclase liée à cette faille est bien visible à 600 m au Nord-Est, dans des talus et fossés de routes à proximité de l'intersection de la cote 302 ( $x = 493,32$  ;  $y = 2093,40$ ).

Plus au Sud, au sein d'une autre entité cartographique, se trouvent les carrières de la Gorretie ( $x = 491,87$  à  $492,12$ ;  $y = 2090,10$  à  $2090,32$ ), encore exploitée en 1992, et de Saint-Cyr ( $x = 492,75$  à  $492,80$ ;  $y = 2090,10$  à  $2090,20$ ), abandonnée. À l'extrémité nord de cette dernière, le faciès fin renferme des schlieren de biotite et surtout des passages lenticulaires porphyroïdes, caractérisés par la présence de tablettes de feldspath potassique de longueur centimétrique. Le faciès fin est anormalement hétérogène autour de ces amas porphyroïdes dont l'origine est ambiguë : différenciations internes ou enclaves de faciès porphyroïde ? Dans la carrière de la Gorretie, le faciès fin se situe au-dessus du faciès porphyroïde, le contact étant suivant les endroits soit très brutal, soit plus ou moins progressif. Ces observations plaident en faveur d'une liaison génétique entre les deux faciès et d'une mise en place subcontemporaine. Dans les deux carrières, le faciès à grain fin à moyen renferme quelques petites ( $< 10$  cm) enclaves surmicacées, sporadiques, de forme ovoïde. Le réseau de fracturation est relativement dense, notamment à proximité des filons de lamprophyre.

À l'extrémité sud-ouest du massif de Cognac-la-Forêt on note en plusieurs endroits la présence d'un sous-faciès très clair (par suite de la rareté de la biotite) et contenant de petits cristaux de grenat rose. Ce sous-faciès hololeucocrate à grenat présente des analogies avec les mobilisats de leucogranite à grenat associés aux gneiss leptynitiques fortement anatectiques situés juste à l'Est de l'étang de la Pouge.

L'étude microscopique montre une texture hypidiomorphe grenue, à tendance monzonitique, et les minéraux cardinaux suivants : quartz, feldspath potassique, plagioclase, muscovite et biotite plus ou moins altérée. Le quartz se présente essentiellement en plages globuleuses et polycristallines à rares inclusions de plagioclase et/ou de biotite, et accessoirement en petits cristaux arrondis au sein de feldspaths. Le plagioclase est (sub)automorphe et parfois zoné, a une composition d'albite à oligoclase acide, et présente une altération en microphyllites incolores (« séricitisation ») de degré variable suivant les échantillons. Le feldspath potassique, perthitique ou non, forme des plages xénomorphes à subautomorphes englobant parfois de petits cristaux de pla-

gioclase ou de biotite; il n'est que très peu « séricitisé » sauf dans un échantillon récolté à proximité de la faille de la Cordelle, dans lequel on note un début de greisenisation se traduisant par une importante pseudomorphose en phyllites incolores sur les deux feldspaths. La muscovite primaire constitue des lamelles de taille variable, isolées ou en petits amas, pouvant être kinkées localement. La biotite, moins abondante (3 à 5 % de la composition modale) que la muscovite, est brun-rouge lorsqu'elle est fraîche ; elle est fréquemment chloritisée et/ou altérée en mica blanc secondaire. Les minéraux accessoires, inclus dans de la biotite en majorité, sont l'apatite, le zircon et le rutile. Le cas échéant, le grenat se présente en cristaux arrondis, à inclusions locales de microcristaux de quartz.

L'examen en lame mince d'une enclave surmicacée révèle une texture granolépido-blastique rubanée due à une succession de lits de 1 à plusieurs millimètres d'épaisseur, avec des teneurs modales en biotite variant d'un lit à l'autre. La biotite, brun orangé et blastique, est globalement prédominante et est accompagnée de muscovite et de quartz : cette enclave est probablement une restite de micaschiste. À la périphérie de cette enclave, la biotite du leucogranite se singularise par la présence de nombreux fuseaux de feldspath potassique.

Des analyses à la microsonde électronique ont permis de préciser la composition du feldspath potassique (Or85-88, Ab12-15) et de la biotite qui est peu magnésienne (4,5 à 4,9 % MgO) et très alumineuse (18 à 19 %  $Al_2O_3$ ), conformément au caractère alumineux du granite lui-même qui se traduit par la coexistence de deux micas et la présence sporadique de grenat. L'apatite contient environ 4 % de fluor ce qui en fait une fluor-apatite. Le fluor est également présent dans les deux micas : 1,2 à 1,6 % dans la biotite, 0,7 à 0,8 % dans la muscovite.

**py<sup>1</sup>. Leucogranite porphyroïde à deux micas.** Il est caractérisé par la présence de tablettes de feldspath potassique dont la longueur varie généralement entre 1 et 3 cm et qui se détachent sur un fond blanchâtre à grisâtre dont la taille de grain varie entre quelques millimètres et 1 cm. Il n'apparaît que dans le massif de Cognac-la-Forêt où il occupe une surface nettement plus importante que le faciès à grain fin à moyen. Les affleurements rocheux (quelques carrières, de petits chaos de boules et des talus de routes) sont peu abondants et/ou de mauvaise qualité, car l'arénisation est généralement très développée. La distinction entre les deux faciès leucocrates du massif de Cognac-la-Forêt est cependant relativement aisée même dans les allotérites : dans celles du faciès porphyroïde, les grains de quartz sont plus arrondis et ont une taille nettement supérieure en moyenne et atteignant fréquemment 1 cm de diamètre.

Les mauvaises conditions d'affleurement et le phénomène de décompression de surface rendent difficiles, malgré le caractère porphyroïde, l'observation et la mesure de l'orientation planaire magmatique. Cette orientation n'est relativement nette que le long de la bordure sud à est du massif où les trajectoires sont subconcordantes avec celles des

- foliations des gneiss encaissants. Quelques petites enclaves surmicacées ont été observées sporadiquement.

Par rapport au faciès à grain fin à moyen, l'étude microscopique ne montre que les différences suivantes :

- le feldspath potassique se présente sous deux formes : d'une part, pour l'essentiel, en grands cristaux (sub)automorphes à nombreuses inclusions de plagioclase, quartz, mica(s), et d'autre part en petites plages xénomorphes interstitielles aux cristaux de plagioclase et de quartz ;
- le plagioclase renferme parfois des bourgeons myrmékites (quartz + albite) en bordure, au contact de feldspaths potassiques.

Les analyses cristallographiques confirment les analogies entre les deux faciès leucogranitiques du massif de Cognac-la-Forêt : les compositions des deux feldspaths et des deux micas sont pratiquement identiques. Dans le faciès porphyroïde on note cependant une plus forte dispersion de la teneur en fluor de la muscovite : 0,2 à 1,6 %.

$\rho\gamma^2$ . **Granite porphyroïde subleucocrate à deux micas.** Ce faciès se distingue du précédent par les facteurs suivants : un indice de coloration plus élevé par suite d'une plus forte teneur modale en biotite, un caractère porphyroïde plus accentué et une orientation planaire généralement très nette, et une localisation restreinte à la bordure nord-est du massif de Cognac-la-Forêt.

Les affleurements les plus intéressants sont les suivants :

- à 500 m au SSW de la Borderie, en bordure ouest de la route du Dognon, à la cote 334 (x = 499,48 ; y = 2096,90), on trouve un petit chaos de boules et un grattage dans l'isaltérite associée ;
- à 300 m au Sud-Est de la Borderie, sur la rive ouest d'un étang (x = 499,85 ; y = 2096,15), les grands (1 à 4 cm) cristaux de feldspath potassique sont abondants et fortement orientés, et le granite porphyroïde est injecté de pegmatites à muscovite et renferme localement un stockwork de minces (10 cm de puissance au plus) filons de quartz géodique ;
- à 500 m au Sud-Est des Vignauds, sur la rive sud-est d'un petit étang (x = 498,17 ; y = 2097,21), des isaltérites montrent que le granite porphyroïde est intrusif dans des paragneiss très anatectiques (diatexites) à cet endroit.

Les grands cristaux de feldspath potassique ont une longueur de 1 à 4 cm en général et sont parfois très abondants au sein de petites accumulations locales comme cela est habituel dans les granites porphyroïdes. Il n'a été observé aucune enclave.

Les caractères microscopiques sont analogues à ceux du leucogranite porphyroïde ( $\rho\Box^1$ ), à l'exception des faits suivants :

- le plagioclase est un peu plus calcique (oligoclase) et toujours zoné avec un cœur fortement pseudomorphosé en micas blancs, et renferme plus fréquemment des bourgeons myrmékites en bordure ;

- la biotite est marron verdâtre, plus abondante (7 à 10 %) et plus riche en inclusions d'apatite et de zircon ;
- l'ilménite est un minéral accessoire fréquent.

Les analyses à la microsonde électronique montrent que cette biotite marron verdâtre est nettement (cf. fig. 12, p. 106) moins alumineuse (16,9 à 17,5 %  $Al_2O_3$ ) et plus magnésienne (7,5 à 7,8 % MgO) que la biotite brun-rouge des leucogranites du massif de Cognac-la-Forêt. Les teneurs en fluor des micas et de l'apatite sont du même ordre que dans ces leucogranites : 1 à 1,1 % dans la biotite, 0,3 à 0,5 % dans la muscovite, 4 à 4,5 % dans l'apatite. Dans les grands cristaux de feldspath potassique on note un zonage de la composition : du cœur vers la périphérie, la teneur en orthose augmente tandis que la teneur en albite diminue, la composition globale étant identique à celle qui a été mesurée dans le cas des échantillons de leucogranites.

### **Association alumineuse mésocrate à subleucocrate**

Dans le cadre de la feuille Rochechouart, l'association alumineuse mésocrate n'est représentée que par deux lobes de la bordure méridionale du massif granitique de la Glane qui occupe une superficie totale de l'ordre de 100 km<sup>2</sup> (cf. schéma structural). L'habitus des cristaux de feldspath potassique permet de distinguer aisément deux faciès de granite à deux micas :

- un faciès porphyroïde caractérisé par la présence de tablettes de feldspath potassique de longueur pluricentimétrique : le granite de Saint-Junien ou de Montrollet-Saint-Junien (Chèvremont, 1992) ;
- un faciès à grain moyen homogène qui n'apparaît qu'au Nord de la Barre, dans l'angle nord-est de la carte : le granite d'Oradour-sur-Glane.

Les relations entre ces deux faciès ne sont pas visibles sur le territoire de la feuille Rochechouart, mais des passages progressifs ont été observés plus au Nord, dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992).

#### **$\gamma^{3Al}$ . Granite à grain moyen, à deux micas, d'Oradour-sur-Glane.**

Ce faciès est profondément arénisé et, au Sud, sa limite avec les gneiss est masquée par des alluvions anciennes et par des altérites argileuses. Le seul affleurement rocheux correspond à un petit grattage situé (x = 499,24 ; y = 2100,65) en bordure ouest de la D. 3 à 300 m au Nord de la Croix-de-Lavergne (cote 306). On y observe un granite fortement diaclasé à orientation planaire fruste, sans enclave apparente, renfermant d'abondantes lamelles de micas : biotite et muscovite en proportions à peu près égales.

En lame mince, ce granite montre une texture hypidiomorphe grenue, monzonitique, avec une légère déformation ductile se traduisant par une extinction onduleuse du quartz. Ce minéral se présente essentiellement en plages globuleuses, polycristallines pour la plupart, et

accessoirement en petits cristaux au sein de feldspaths. Le plagioclase est de l'oligoclase en cristaux subautomorphes à automorphes zonés avec un cœur plus ou moins « séricitisé » et une bordure limpide plus acide (An 10) renfermant parfois des bourgeons myrmékittiques au contact du feldspath potassique. Ce dernier est un microcline perthitique en plages xénomorphes à subautomorphes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite. La biotite, de teinte brun-rouge, et la muscovite primaire constituent chacune 5 à 8 % de la composition modale du granite. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite - en inclusions dans la biotite pour l'essentiel - et de rares oxydes métalliques : magnétite et ilménite.

La teneur relativement élevée en muscovite primaire traduit un caractère alumineux qui a été confirmé par le chimisme de la biotite (cf. fig. 12, p. 106) dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont et coll., 1992).

$\gamma^{3Al}$ . **Granite porphyroïde à deux micas, de Saint-Junien.** Ce faciès affleure nettement mieux que le précédent. Dans la partie nord de la ville de Saint-Junien on trouve sporadiquement des affleurements de taille variable, mais les affleurements les plus spectaculaires se situent le long de la Glane : ce sont le chaos granitique du site Corot (près de la limite nord de la carte) et, en bordure est de la petite route menant à ce site, une « falaise » de granite porphyroïde riche en grands cristaux de feldspath potassique. À la base de cette falaise (x = 487,62; y = 2100,32), le granite porphyroïde est cataclasé et hydrothermalisé le long du contact avec un petit corps (intrusif ?) sous-jacent de granite orienté à deux micas, également cataclasé le long du contact.

Les mesures d'orientation planaire des grands cristaux de feldspath potassique montrent que le granite de Saint-Junien a une fluidalité magmatique à pendage nord, parallèle à la foliation tectono-métamorphique des gneiss sous-jacents au Sud. En revanche, sur son flanc oriental, le granite est franchement sécant sur la tonalite orientée à biotite et hornblende du massif de Saint-Brice-sur-Vienne. Un contact entre granite et tonalite a été observé dans un talus en bordure orientale du dépôt d'ordures de Saint-Junien. À cet endroit (x = 490,95 ; y = 2100,55), le granite plonge à 65° sous la tonalite et présente un faciès rosâtre et peu porphyroïde.

Le granite de Saint-Junien renferme quelques petites enclaves ovoïdes à grain fin, sombres à cause de leur richesse en biotite. La longueur des grands cristaux de feldspath potassique est de 1,5 à 2 cm en moyenne avec un maximum observé de 10 cm. La biotite est toujours nettement prédominante sur la muscovite primaire. À l'Ouest de la Glane, en bordure occidentale du massif, se trouve localement un faciès cataclastique qui présente une forte altération des feldspaths et de la biotite en petits micas blancs et est plus ou moins riche en hydroxydes de fer.

Le granite porphyroïde ne diffère du granite à grain moyen que par la plus grande taille du grain liée à la présence de grands cristaux de feldspath potassique perthitique à inclusions de plagioclase et de biotite, et une composition modale plus forte en biotite (7 à 12 %) et plus faible en muscovite primaire. L'observation microscopique du faciès cataclastique et hydrothermalisé de l'Ouest apporte les précisions suivantes : les deux feldspaths et la biotite sont presque entièrement pseudomorphosés par des assemblages de quartz plus mica blanc plus, dans le cas de la biotite, minéraux de fer et/ou titane, tandis que le quartz primaire est fortement microfissuré et que la muscovite primaire est kinkée.

### Association hybride, calco-alkaline à alumineuse

$\gamma^3$ . **Granite à grain moyen, à biotite et parfois muscovite, des Cars.** Dans l'angle sud-est de la carte, sur une surface d'environ 1 km<sup>2</sup>, affleure l'extrémité septentrionale du massif granitique de Nexon-Les Cars qui s'étend vers le Sud sur le territoire de la feuille Châlus où il forme une éminence remarquable culminant à proximité de l'antenne radio-émettrice des Cars. En raison du manque d'affleurements, il n'a pas été possible de cartographier avec précision la limite du granite avec les paragneiss gris dans lesquels il est intrusif.

Les principaux affleurements se situent sur les versants et dans le talweg de la vallée de l'Arthonnet, entre le moulin des Grolles et celui de Bord. En amont du moulin de Bord on rencontre en outre quelques affleurements de **diorite quartzifère** ( $\eta$ ) à texture planaire, correspondant à des enclaves mésocrates et orientées de taille décamétrique.

Le granite présente une patine leucocrate et une cassure de teinte claire, gris bleuté quand la roche est fraîche, beige à jaunâtre quand elle est altérée. La texture est isogranulaire, le grain étant fin à moyen (2 à 3 mm). Le faciès le plus commun est à deux micas avec une nette prédominance de la biotite sur la muscovite qui se présente en petits cristaux isolés de forme losangique. La texture est rarement équante : on observe généralement une orientation régulière soulignée par la disposition coplanaire des lamelles de mica noir. Sur le fond grenu, clair et homogène, se détachent localement de petits (centimétriques) amas sombres, riches en biotite, à grain fin et de forme elliptique. Parfois on remarque également des taches centimétriques noires, isolées et aplaties, correspondant à des empilements de lamelles biotitiques. Sur un affleurement (x = 501,85 ; y = 2080,85) ont été observées des punctuations rouges : il s'agit de cristaux de grenat millimétriques disposés en traînées orientées.

L'observation microscopique permet de préciser la composition modale moyenne : quartz (35%), plagioclase (36 %), feldspath potassique (19 %), biotite (8 %), muscovite (1 %), zircon et apatite accessoires. Le quartz se présente en plages polycristallines amygdalaires constituées de cristaux imbriqués, montrant souvent des sous-struct-

tures lamellaires et une extinction onduleuse. Le feldspath potassique est présent sous deux habitus : d'une part en cristaux globuleux et perthitiques, et d'autre part en plages interstitielles très finement quadrillées (microcline). Le plagioclase est de l'oligoclase en individus subautomorphes présentant la macle de l'albite et un zonage de composition (An24 au cœur, An 13 en bordure) auquel se superpose fréquemment un zonage d'altération, le cœur étant fortement damouritisé. La biotite, brun-rouge et riche en inclusions de zircon, dessine des alignements discontinus et irréguliers. Le mica blanc, assez peu abondant, est soit primaire en petits cristaux automorphes et isolés ou en amas polycristallins, soit secondaire en très fines paillettes (illite probable) se développant sur des feldspaths. Les minéraux accessoires sont l'apatite, en inclusions aciculaires dans du feldspath potassique, et le zircon en petites inclusions dans de la biotite ou en cristaux indépendants de plus grande taille.

L'étude pétrographique et géochimique réalisée par P. Pastier (1992) sur l'ensemble du massif granitique de Nexon-Les Cars montre la coexistence de plusieurs faciès. Une partie des faciès à biotite seule a des caractères typiques de l'association calco-alkaline, tandis que les autres faciès, en particulier ceux qui renferment de la muscovite, ont une tendance nettement alumineuse comme le confirme l'analyse de biotites à la microsonde électronique : dans les faciès à deux micas, la biotite est riche en aluminium et en fer, ce qui la situe dans un champ à cheval sur les domaines des associations calco-alkaline et alumineuse (cf. fig. 12, p. 106). Toutes ces données plaident en faveur de l'hypothèse d'un télescopage entre deux intrusions granitiques successives, la première intrusion étant composée d'un granite calco-alkalin dont la biotite a subi un rééquilibrage lors de la seconde, composée d'un granite (per)alumineux.

### **Association calco-alkaline *stricto sensu***

#### **Granites-granodiorites**

Dans la partie occidentale de la carte, au sein d'une bande méridienne allant d'Étagnac au Nord à Saint-Gervais au Sud, affleurent des granitoïdes caractérisés par la teinte rosâtre à brunâtre de leurs feldspaths et, corrélativement, de leur arène qui est généralement très développée. Ces granitoïdes constituent d'une part le massif de Chirac-Étagnac, représenté partiellement dans l'angle nord-ouest de la carte, et d'autre part, entre Chabanais et Saint-Gervais, des corps dispersés de superficie variable.

La morphologie des cristaux de feldspath potassique permet de distinguer deux faciès :

- un faciès à grain moyen (< 1cm) relativement homogène, qui correspond aux « granites » de Chirac, de Saint-Gervais et des corps situés entre ces deux localités ;

- un faciès à tendance porphyroïde, caractérisé par la présence de grands cristaux de feldspath potassique de un à trois centimètres de longueur : le « granite » d'Étagnac, qui constitue le cœur du massif de Chirac-Étagnac, comme cela est visualisé sur la carte par le tracé d'une limite entre les deux faciès.

$\gamma^{3-4}$ . **Granite-granodiorite à grain moyen, à biotite, de Chirac et de Saint-Gervais.** Ce faciès étant fortement arénisé, les affleurements rocheux sont rares, dispersés le long de petites vallées. La principale zone d'affleurement se situe au Sud-Ouest d'Étagnac de part et d'autre du ruisseau de l'Étang-de-Cacherat. À l'Est du pont (cote 181) qui enjambe ce ruisseau, deux petites carrières abandonnées se trouvent en bordure sud de la N. 141. Au Nord de cette route ont été cartographiés quatre panneaux de gneiss plagioclasiqne situés au toit du granite. À proximité du principal de ces panneaux, autour de la ferme de Cacherrat (x = 478,10 ; y = 2100,15), le granite a un grain plus fin (< 4 mm) témoignant d'un refroidissement plus rapide. Ailleurs, des talus de routes permettent d'observer une isaltérite granitique qui se désagrège sous le choc du marteau. Dans les champs on observe une arène granitique sableuse à sablo-argileuse, avec ou sans blocs, cette allotérite ayant la teinte rougeâtre à brunâtre caractéristique du granitoïde calcoalcalin.

Au Nord de Saint-Gervais, près des hameaux de Mandat et la Valette, ce granitoïde a été affecté par l'impact de la météorite (cf. « Impac-tites »).

En lame mince le faciès à grain moyen montre une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique. La composition est la suivante : quartz en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes étant globuleuses et polycristallines ; plagioclase subautomorphe à automorphe, zoné avec un cœur « séricitisé » et rarement saussuritisé ; feldspath potassique plus ou moins perthitique, xénomorphe, englobant parfois de petits cristaux de plagioclase, quartz et/ou biotite ; biotite brun-vert, fréquemment chloritisée, en lamelles isolées ou en petits amas. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite (en inclusions dans de la biotite pour l'essentiel) et de rares oxydes de fer.

$p\gamma^{3-4}$ . **Granite-granodiorite à tendance porphyroïde, à biotite et hornblende accessoire, d'Étagnac.** Ce faciès affleure nettement mieux que le précédent, sous forme de boules ou de petites barres rocheuses. Juste à l'Est du cimetière d'Étagnac ont été observées des boules de plusieurs mètres montrant un granitoïde porphyroïde dont les grands cristaux de feldspath potassique ont une longueur atteignant 3 cm et constituent de petites accumulations sporadiques d'extension pluridécimétrique. À l'Est de Chabanais, le « granite » renferme de nombreux panneaux d'extension difficile à estimer (pluridécimétrique à hectométrique ?) de roches plutoniques analogues aux roches intermédiaires à basiques de la « ligne tonalitique » du Limousin (voir page suivante). Les relations entre ces roches sombres, le « granite » et les roches microgrenues filoniennes sont bien exposées

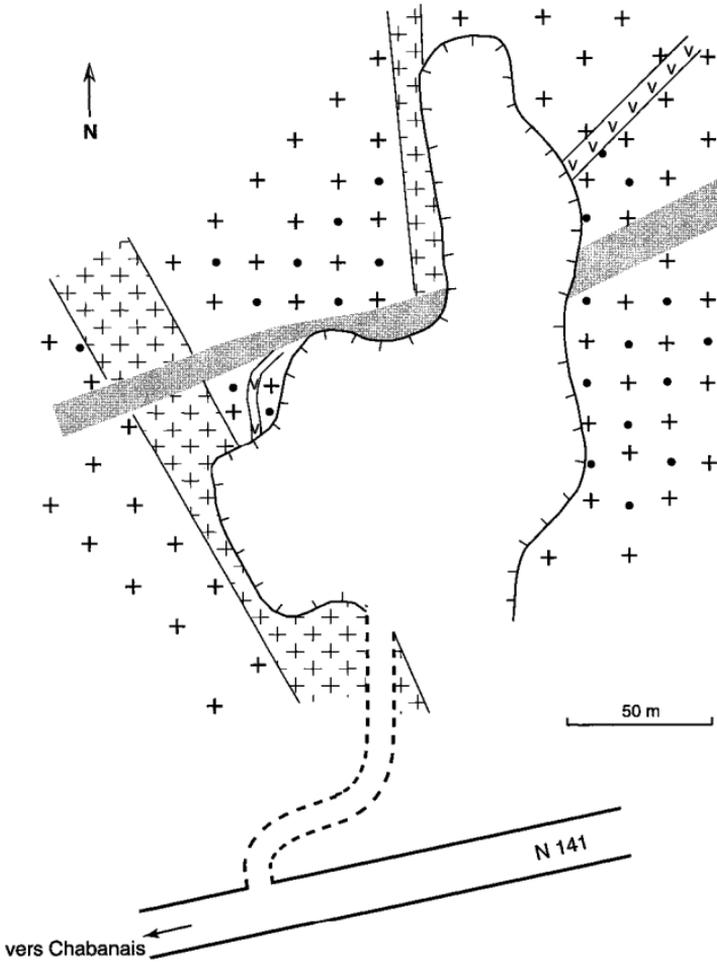
(fig. 2) dans la grande carrière située ( $x = 475,17$  à  $475,32$  ;  $y = 2098,90$  à  $2099,12$ ) à l'Est de Chabonais juste au Nord de la N. 141. On y observe un granitoïde porphyroïde avec d'abondantes enclaves ovoïdes, de 2 à 50 cm de longueur, constituées de **diorite quartzifère** orientée à biotite et amphibole ( $\eta$ ). Le « granite » est fréquemment chargé en amphibole autour de ces enclaves, tandis que le plagioclase de ces enclaves est parfois rubéfié par suite de sa pseudomorphose partielle à totale en feldspath potassique : il y a une hybridation réciproque entre le granitoïde et la diorite quartzifère.

L'étude microscopique montre une composition modale de granite ou de granodiorite (suivant les échantillons) et une déformation ductile relativement intense se traduisant par une extinction fortement onduleuse et une recristallisation partielle du quartz, et par un développement de kinks sur la biotite. Le feldspath potassique est un microcline apparaissant sous deux habitus : d'une part en petites plages xénomorphes et d'autre part, essentiellement, en grands cristaux plus ou moins automorphes, perthitiques, englobant de petits cristaux de plagioclase, quartz, sphène et rare hornblende. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe et zoné (An25-15) avec un cœur fréquemment piqué par des phyllites incolores en micropaillettes (illite probable) ou en petites lamelles (phengite probable), et par de l'épidote localement ; des bourgeons myrmékittiques apparaissent sporadiquement en bordure au contact du feldspath potassique. La biotite a une teinte brun-vert et est localement décolorée et/ou pseudomorphosée en chlorite verte, épidote et/ou prehnite ; elle constitue 7 à 10 % de la composition modale. Hornblende verte, sphène, apatite, minéraux opaques (magnétite et rare pyrite) et allanite sont des minéraux accessoires, associés à de la biotite en majeure partie.

La biotite a une composition relativement pauvre en aluminium et riche en magnésium, qui la situe dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins s.s. (cf. fig. 12, p. 106).

### **Roches intermédiaires à basiques, orientées (massifs et petits corps de la « ligne tonalitique » du Limousin)**

Sur le terrain, les roches plutoniques intermédiaires à basiques se distinguent aisément des granites et granodiorites par leur texture orientée à grain moyen (1 mm à 1 cm) à gros (1 à 3 cm) et par leur teinte sombre due à leur richesse en minéraux colorés : mica noir en lamelles et très fréquente amphibole en cristaux prismatiques et plus ou moins fibreux, noirs à verdâtres. À ces minéraux très sombres sont intimement associés, en proportions variables, des minéraux blancs : plagioclase d'aspect nacré à laiteux et fréquent quartz vitreux et limpide. Aux épontes de filons de microgranite ou de veinules hydrothermales, le plagioclase prend parfois une teinte rose saumon ou rouge brique témoignant d'une potassification partielle à totale. Dans les faciès les plus sombres et grenus on observe à l'œil nu des cristaux de sphène, caractérisés par leur teinte brun mielleux et des sections losangiques, et parfois des plages de sulfures se distinguant par leur éclat



-  Brèche silicifiée et minéralisée en barytine
-  Lamprophyre
-  Microgranite porphyrique à biotite
-  Granite-granodiorite porphyroïde à biotite et localement hornblende (massif d'Étagnac)
- a - zone riche en enclaves de diorite quartzifère orientée à hornblende et biotite et en injections de leucogranite rose aplitique à pegmatitique
- } Filons

Fig. 2 - Schéma géologique de la carrière de Chabanais

métallique et leur couleur rosâtre (pyrrhotite) ou jaune d'or (chalcopysite).

Des affleurements typiques et d'accès facile se trouvent :

- dans la partie sud-ouest de la ville de Saint-Junien en bordure nord de la N. 141, notamment à l'intérieur du virage situé ( $x = 487,10$ ;  $y = 2099,57$ ) à l'Est de la cote 187 (avec un parking en face, à l'extérieur du virage) ;
- au Sud de Saint-Junien et de la Vienne, dans la carrière abandonnée du Puy-de-Valette ( $x = 489,56$  à  $489,65$  ;  $y = 2098,26$  à  $2098,40$ ), transformée en stand de tir.

Sur ces affleurements on observe d'abondantes injections de granite à grain moyen, orienté ou non, et/ou de pegmatite rose. Des exemples d'arénisation avec boules résiduelles sont visibles juste au Sud de Saint-Junien dans les talus des routes D. 116, au moulin Gady, et D. 675, au Nord de l'intersection (cote 211) avec la D. 86 qui mène à Saillat-sur-Vienne.

Ces roches intermédiaires à basiques se trouvent en deux types de gisement :

- pour une très faible partie, en enclaves dans le « granite » porphyroïde d'Étagnac (cf. *supra*) ;
- pour l'essentiel, en corps d'extension très variable en surface ( $0,01$  à  $9 \text{ km}^2$ ) au sein des roches métamorphiques de l'unité supérieure des gneiss essentiellement, dans la moitié septentrionale de la carte, de part et d'autre des vallées de la Vienne et de la Gorre.

Les principaux corps sont les massifs de Saint-Junien, Saint-Brice-sur-Vienne et la Brégère, situés respectivement au Sud, à l'Est et au Sud-Est de la ville de Saint-Junien. La cartographie de ces trois massifs a été réalisée en modifiant quelque peu les contours de la carte à 1/50 000 établie par M.T. Peiffer (1982).

Les variations internes des teneurs modales en minéraux cardinaux (plagioclase, quartz, amphibole, biotite) sont fréquentes à toutes les échelles : du massif au petit affleurement. On peut cependant distinguer cartographiquement, par ordre de basicité et d'indice de coloration croissants, les trois classes de roches suivantes :

- tonalites à biotite et fréquente hornblende ( $\gamma^5$ ) ;
- diorites quartzifères à hornblende et biotite ( $\eta$ ) ;
- diorites et/ou gabbros à hornblende abondante et biotite ( $\eta\theta$ ).

En cas de forte arénisation et/ou d'absence de contrôle en lame mince, on a utilisé pour les petits corps le symbole  $\eta$  qui correspond au terme moyen et globalement prédominant.

Ces roches plutoniques ont une orientation planaire généralement nette, tendant même - en bordure des trois massifs et au sein des petits corps - vers une foliation, parfois schisteuse au contact des gneiss, qui traduit une orthogneissification plus ou moins poussée suivant les endroits. Les plans correspondants et la linéation minérale portée localement par ces plans sont parallèles à ceux des roches métamorphiques environnantes. Les relations entre roches plutoniques et métamorphiques (unité supérieure des gneiss pour l'essentiel) sont quelque peu ambiguës. La présence dans les roches magmatiques de nombreuses enclaves ovoïdes d'amphibolites et de rares petits panneaux de gneiss est *a priori* un argument en faveur d'une intrusion du magma dans la série métamorphique. Cependant, comme l'avaient déjà observé M. Chenevoy (1957) puis M.T. Peiffer (1985), les diorites et tonalites orientées de la région de Saint-Junien montrent des passages progressifs à des gneiss fréquemment chargés en leucosomes témoignant d'une légère anatexie (faciès de métatexites) et/ou riches en intercalations d'amphibolites rubanées ou non. C'est le cas à l'Ouest de Saint-Junien, dans un secteur allant de Roche à Raquiaud, où de nombreux petits corps de diorite-tonalite, de puissance métrique à pluridécamétrique, alternent avec des passages de gneiss plus ou moins métatextitiques. L'interprétation de ces observations est discutée plus loin dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

$\gamma^5$ . **Tonalites à biotite et fréquente hornblende.** Les tonalites ont un grain moyen et ne sont pas toujours faciles à distinguer sur le terrain car elles ressemblent soit à des diorites, lorsqu'elles sont à amphibole > biotite, soit à des gneiss quartzo-plagioclasiques (gneiss gris) lorsqu'elles sont à biotite seule. La distinction est d'autant plus difficile que l'arénisation est plus développée. En dehors du massif de Saint-Brice-sur-Vienne et du petit corps de Saillat-sur-Vienne où elles sont prédominantes, les tonalites ne forment, au sein des corps de roches intermédiaires à basiques, que des passages lenticulaires de faible extension impossibles à distinguer cartographiquement des diorites quartzifères environnantes. À l'Est de Chabanais, une tonalite remarquablement fraîche affleure (x = 476,45 ; y = 2098,20) de part et d'autre de la voie ferrée qui longe la Vienne sur sa rive sud. Cette tonalite à biotite se trouve en bordure orientale du massif granitique à granodioritique de Chirac-Étagnac. Ses relations avec ce massif ne sont malheureusement pas visibles à l'affleurement.

Au microscope apparaît une texture hypidiomorphe grenue plus ou moins oblitérée par une texture granoblastique orientée qui témoigne d'une orthogneissification embryonnaire à bien développée, suivant les cas. Les tonalites renferment les mêmes minéraux cardinaux que les diorites quartzifères mais sont plus riches en quartz (par définition) et en biotite, et plus pauvres en hornblende, voire dépourvues de ce silicate ferromagnésien et calcique. Le quartz se présente en plages plus ou moins recristallisées, étirées dans les faciès à tendance orthogneissique. Des traces de feldspath potassique interstitiel ont été observées dans une tonalite située au contact de gneiss gris en bordure d'un corps dioritique, au Nord de l'île, dans le talus limitant un petit par-

king adjacent du côté nord, à la N. 141 ( $x = 485,00$  ;  $y = 2099,82$ ). Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les diorites, l'allanite étant le plus fréquent. Un télescopage entre une altération endogène et une altération supergène se traduit par une séricitisation plus ou moins intense du plagioclase, parfois accompagnée d'une saussuritisation, et par une décoloration et/ou une chloritisation de la biotite avec exsudation d'hydroxydes de fer ou non.

Pour le massif de Saint-Brice-sur-Vienne, M.T. Peiffer (1985) a déterminé un indice de coloration moyen de 35 % et a donné les précisions suivantes : le plagioclase est de l'andésine (An38-48) et l'amphibole est riche en fer (17,6 % de FeO pour 9,4 % de MgO).

**η. Diorites quartzifères à hornblende et biotite.** Globalement, elles constituent le terme prédominant et sont plus homogènes que les termes plus basiques en ce qui concerne la taille de grain et les variations de la composition modale. Elles sont nettement orientées à orthogneissiques.

L'observation au microscope montre une texture granoblastique planaire à granonématoblastique qui oblitère fortement à complètement la texture magmatique, hypidiomorphe grenue. Le plagioclase est de l'andésine avec zonage de composition (An40-50) fréquemment oscillatoire, auquel se superpose un zonage d'altération, le cœur étant plus ou moins séricitisé et/ou parfois saussuritisé, voire calcitisé. Le quartz se présente essentiellement en petites plages xénomorphes mono- à polycristallines montrant soit une extinction onduleuse, soit une recristallisation, et accessoirement en inclusions dans de la hornblende ou du plagioclase. L'amphibole est une hornblende verte en plages subautomorphes devenant blastiques ou pœciloblastiques dans les faciès gneissiques. La biotite est fortement pléochroïque (subincoloré à marron verdâtre), en lamelles localement kinkées avec rares inclusions de zircon ; une chloritisation partielle à totale est fréquente et parfois accompagnée d'un développement d'épidote, de prehnite ou même de feldspath potassique en amandes écartant les feuilletés. Les minéraux accessoires sont les suivants : oxydes métalliques (magnétite et/ou ilménite), sulfures, sphène, apatite, allanite, rare zircon. Ils sont en majeure partie associés aux silicates ferromagnésiens hydroxylés.

En dehors d'une altération propylitique généralement discrète, on observe localement, aux épontes de fissures colmatées par du feldspath potassique (adulaire), une forte altération hydrothermale caractérisée par une pseudomorphose quasi complète du plagioclase en mica blanc (illite probable) et feldspath potassique, et de la biotite en chlorite plus minéraux de fer et/ou de titane.

D'après M.T. Peiffer (1985) la hornblende est un peu plus magnésienne (10,5 % de MgO et 16,7 % de FeO) que dans les tonalites.

**ηθ. Diorites et/ou gabbros à hornblende abondante et biotite.** Ces roches sont mésocrates à mélanocrates et très pauvres en quartz ou totalement dépourvues de ce minéral. Elles apparaissent sporadique-

ment en bouffées d'extension variable dans les diorites quartzifères. La seule entité distinguée sur la carte est un petit corps qui affleure dans un talus situé ( $x = 480,85$  ;  $y = 2098,02$ ) juste au Nord des bassins de décantation de l'usine de pâte à papier de Saillat-sur-Vienne. Ce corps renferme des passages de hornblendite avec des prismes d'amphibole atteignant 3 cm de longueur. Entre ces prismes on observe macroscopiquement les minéraux suivants : plagioclase, sphène, sulfures disséminés. L'orientation planaire est très fruste.

Une étude microscopique de cette hornblendite confirme qu'il s'agit d'un cumulat de hornblende avec plagioclase intercumulus. Cette hornblende est verte et zonée et englobe de petits cristaux de plagioclase précoce ; elle est parfois piquetée de paillettes de biotite faiblement chloritisée et renfermant des amandes de prehnite et/ou d'épidote. Dans les plages interstitielles, le plagioclase est zoné, a des macles polysynthétiques légèrement tordues et est localement altéré en un ou plusieurs des minéraux suivants : séricite, épidote, calcite. Les minéraux accessoires sont les suivants : sphène, minéraux opaques (oxydes et sulfures), apatite en abondants petits prismes inclus dans du plagioclase ou de la hornblende.

#### *ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS INTRUSIFS*

Elles comprennent du quartz et divers types de roches subvolcaniques et de roches plutoniques.

**Q. Quartz.** La grande faille de la Cordelle, dont le tracé fluctue autour de la diagonale SW-NE du rectangle de la carte, est jalonnée par de nombreux essaïms filoniens et filons isolés à remplissage de quartz. Au Nord-Ouest de cette faille, les filons de quartz sont peu abondants et au Sud-Est ils sont très rares.

Les filons qui jalonnent la grande faille ont fréquemment été exploités, comme par exemple à l'Est de la Cordelle où une carrière ( $x = 494,16$  à  $494,35$  ;  $y = 2094,27$  à  $2094,37$ ), située juste au Sud de la route de Cognac-la-Forêt, montre un filon de quartz blanc laiteux bordé du côté nord par une cataclasite silicifiée de teinte verdâtre. Au Nord du Planchat ( $x = 489,05$  ;  $y = 2091,15$ ), des gneiss leptynitiques fortement cataclasés sont recoupés par un lacs de filons de quartz de 1 à 20 cm de puissance, le quartz étant massif sauf au cœur des filons les plus épais où il se présente en peignes.

Dans l'angle nord-est de la carte, la faille de la Cordelle recoupe un filon de quartz N165 qui se trouve au sein du leucogranite de Peury. Ce filon jalonne vraisemblablement la grande faille d'Oradour-sur-Glane qui est décrochée de façon senestre par la faille de la Cordelle (cf. schéma structural). Au Nord-Ouest de cette dernière, quelques filons de quartz recoupent les unités métamorphiques suivant une direction soit N120-160, soit N05-10. Le principal filon inventorié se trouve ( $x = 487,50$  à  $487,56$  ;  $y = 2090,77$  à  $2091,00$ ) dans la forêt de

Rochechouart, au Sud de la Motte. De direction N10 et de plusieurs mètres de puissance, il a été exploité suivant un alignement de granges de près de 300 m de long passant par le point coté 319. De nombreux blocs colluviaux se trouvent sur les pentes en contrebas.

Dans la partie nord-ouest de la carte, de part et d'autre de la vallée de la Vienne, existent des filons quartzeux minéralisés qui sont décrits plus loin dans le chapitre consacré aux gîtes et indices miniers. La seule structure visible en surface est le filon de quartz à mispickel (QAs) de direction N165 qui a été découvert, lors des levés de la présente carte, en bordure de la D. 675 à 400 m au Nord-Est du pont sur la Gorre.

### Roches subvolcaniques

Les unités métamorphiques et les massifs plutoniques sont recoupés par de nombreux filons de roches éruptives subvolcaniques : microgranites porphyriques, leucocrates ou mésocrates, prédominants ; microgranodiorites porphyriques ; lamprophyres.

$\mu\gamma^1$ . **Microleucogranites granophyriques et/ou porphyriques à petits phénocristaux, à deux micas.** Les filons de ces roches sont cantonnés dans la moitié occidentale de la carte et sont abondants dans l'angle sud-ouest où ils recourent les massifs granitiques de Saint-Mathieu et de Chéronnac et leur encaissant métamorphique. Ces filons ont une direction subméridienne prédominante et une puissance variant généralement entre 50 cm et quelques mètres, mais pouvant quelquefois dépasser 10 m. Certains filons ont fait l'objet d'une petite exploitation.

Ces microleucogranites ont, comme l'indique le préfixe leuco, une teinte très claire, grège ou rose pâle. Les phénocristaux ont une abondance variable suivant les endroits mais leur taille est toujours petite et homogène, de 1 à 2 mm, et leur nature minéralogique est qualitativement constante : quartz de forme variable (section carrée ou arrondie) au sein d'un même échantillon, plagioclase en cristaux blanchâtres à section carrée ou rectangulaire, feldspath potassique en tablettes roses.

Un faciès de teinte grège, relativement riche en petits phénocristaux, a été exploité dans une petite carrière située ( $x = 476,30$  ;  $y = 2086,55$ ) à 400 m au Nord-Est de Châtillou sur la commune de Chéronnac. Les talus et fossés ouest de la route (D. 87) de Chéronnac à Peyrassoulat permettent d'observer deux filons présentant une bordure fluidale, très pauvre en petits phénocristaux : l'un ( $x = 477,25$  ;  $y = 2084,40$ ) juste au Nord du château, l'autre ( $x = 477,20$  ;  $y = 2083,92$ ) au Sud-Est de la ferme du Masselieu. La fluidalité planaire apparaît très nettement sur les échantillons patinés et/ou sur les cassures fraîches.

Le faciès rose se singularise non seulement par sa teinte, mais également par les caractères suivants des phénocristaux : leur taille ne dépasse que rarement 1 mm, le plagioclase est vert pâle, le quartz est

presque toujours arrondi et montre une fine auréole rose sur des plans de coupe à la scie. Une carrière, encore en activité en 1992, se trouve ( $x = 474,56$  ;  $y = 2088,37$ ) à 500 m à l'ENE du Mas, juste au Sud d'une petite route. Elle montre un épais ( $> 20$  m ?) filon de microleucogranite rose avec d'abondantes diaclasses, parfois tapissées d'argiles noires, qui vers le Nord recoupe le contact entre des paragneiss et le « granite » de Saint-Gervais fortement arénisé.

L'étude microscopique de ce faciès rose révèle une texture granophyrique : les sphérolites de quartz + orthose sont très abondantes. Les phénocristaux représentent 15 à 20 % de la roche en volume et sont constitués des minéraux suivants, par ordre d'abondance décroissante : quartz plus ou moins automorphe, isolé ou en petits amas, présentant fréquemment des golfes de corrosion et généralement auréolé de sphérolites ; plagioclase piqueté de micropaillettes de phyllite incolore (illite probable) ; feldspath potassique. La mésostase est formée de sphérolites, quartz, plagioclase, biotite très altérée, mica blanc en amas de micropaillettes.

Le faciès grège a des caractères microscopiques analogues à l'exception de l'absence de sphérolite et de la présence dans certains échantillons d'un liseré d'orthose autour des phénocristaux de plagioclase. Les bordures fluidales sont pauvres en phénocristaux (5 %) et montrent parfois des fissures à remplissage de quartz parallèles à la fluidalité et au rubanement éventuel qui se traduit par une alternance de lits grèges et de lits roses. On y note une forte altération du plagioclase, opacifié par des produits argileux et piqueté de paillettes de mica blanc, ainsi que de la biotite entièrement pseudomorphosée en chlorite + minéraux de Fe-Ti + parfois mica blanc. Une analyse chimique (éch. 5C45 ; tabl. 8, en annexe) montre sa richesse en  $\text{SiO}_2$  (75,65 %) et  $\text{K}_2\text{O}$  (5,33 %).

$\mu\gamma^1$ . **Microleucogranites porphyriques à grands phénocristaux, à deux micas.** Ce faciès, qualifié de « nougat » par les habitants de la région, se distingue du précédent ( $\mu\gamma^1$ ) d'une part par la taille de ses phénocristaux, qui atteint fréquemment 1 cm pour le quartz et 2 à 3 cm pour les feldspaths, et d'autre part par sa localisation dans la moitié orientale de la carte où il forme un faisceau de filons d'orientation moyenne N145. Ce faisceau filonien recoupe toutes les entités de roches cristallines de cette moitié orientale, à l'exception des filons de lamprophyre.

Sur un fond dont la teinte est grise, rose ou brun chocolat, se détachent d'abondants phénocristaux que leur taille permet d'identifier facilement : quartz vitreux en plages de 1 mm à 1 cm, plus ou moins arrondies, isolées ou en petits amas ; plagioclase en cristaux de 2 mm à 2 cm de long, d'un blanc laiteux avec fréquemment un cœur verdâtre témoignant d'un zonage d'altération se superposant à un zonage de composition ; feldspath potassique rose en tablettes de 5 mm à 3 cm de long, altérées au centre ; biotite en petites lamelles de 1 à 2 mm.

Dans les secteurs où il affleure, ce type de roche a été abondamment utilisé comme pierre à bâtir, ainsi qu'on peut le constater sur de nombreuses façades, et se retrouve en pierres volantes dans les champs. À 500 m à l'Ouest de la ferme de Grandchamp (commune de Saint-Brice-sur-Vienne), une petite carrière abandonnée (x = 491,32; y = 2099,16) montre un faciès qui a un aspect de béton à cause de son fond gris et de la forme arrondie des phénocristaux de quartz. Le hameau de la Bregère (commune de Saint-Martin-de-Jussac) est construit sur un épais (> 10 m ?) filon qui affleure à l'extrémité nord-ouest du hameau et le long du chemin menant au ruisseau. Ce filon est constitué d'un faciès à mésostase brun chocolat et à phénocristaux abondants (40 à 50 % en volume) et atteignant 3 cm de long pour le feldspath potassique. Un autre filon, clouant le contact entre le massif granitique de Cognac-la-Forêt et son encaissant gneissique méridional, affleure à la Brunie et à la Bareille, sur la commune de Saint-Cyr.

L'observation en lames minces ne révèle une texture légèrement granophyrique que dans le cas du filon passant à l'Ouest de la ferme de Grandchamp. Les autres échantillons étudiés ne renferment pas de sphérolites. Globalement, le pourcentage volumique de phénocristaux varie entre 20 et 50 %. L'examen de ces phénocristaux permet de compléter les données macroscopiques : le quartz montre parfois des golfes de corrosion et/ou des inclusions de plagioclase ou de biotite ; le plagioclase est généralement criblé de micropaillettes de phyllite(s) incolore(s) ; le feldspath potassique, nettement plus abondant que dans le faciès à petits phénocristaux ( $\mu\gamma^1$ ), est perthitique et englobe parfois de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite ; la biotite est décolorée et/ou pseudomorphosée en chlorite + minéraux de Fe-Ti + mica blanc. La mésostase est formée de quartz, feldspath potassique, albite, biotite altérée, mica blanc primaire ou secondaire. Zircon et apatite sont des minéraux accessoires.

Un échantillon provenant du filon de la Bregère se singularise par la présence de petites (1 cm) enclaves arrondies à grain fin (1 mm) à composition de diorite quartzifère à biotite.

$\mu\gamma^3$ . **Microgranites porphyriques à biotite.** Ils constituent quelques petits stocks et surtout des filons d'orientation subméridienne et de 1 à 10 m de puissance visible, cantonnés dans le quart occidental de la moitié septentrionale de la carte. Ils se distinguent des microleucogranites à petits phénocristaux ( $\mu\gamma^1$ ) par deux critères :

- les phénocristaux ont une taille de plusieurs millimètres à 1 cm et sont parfois tellement abondants (jusqu'à 70 % en volume) que la roche a un aspect de granite ;
- la mésostase a une teinte grise (avec des nuances diverses) dans les roches les plus fraîches et beige, rouge brique ou lie-de-vin dans les roches altérées.

Dans la grande carrière abandonnée située (x = 475,17 à 475,32; y = 2098,90 à 2099,12) à l'Est de Chabanais juste au Nord de la N. 141, se trouvent deux filons de microgranite porphyrique (fig. 2). Celui qui est à l'extrémité sud-ouest de la carrière se singularise par un

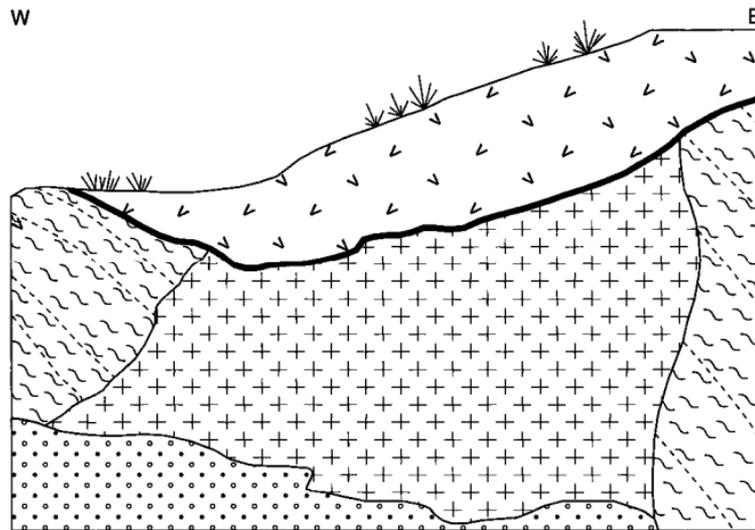


Fig. 3 - Coupe de la carrière de Champonger

-  Débais de la carrière
-  Brèche polygénique de retombée (*vbr*)
-  Plancher de l'astroblème
-  Filon de microgranite porphyrique à biotite ( $\mu\gamma^3$ )
-  Paragneiss plagioclasiqque micacé ( $\zeta^{1-2}$ ), choqué

0 1m

fond gris sur lequel se détachent des phénocristaux de quartz arrondi et surtout de feldspath zoné avec un cœur rouge brique et une bordure grise. Au Sud de cette carrière, sur la rive sud de la Vienne, à l'Ouest du passage à niveau de la cote 158, le talus de la voie ferrée donne une coupe discontinue de 500 m de long qui montre plusieurs filons de microgranite recoupant le « granite » d'Étagnac ( $p\gamma^{3-4}$ ) et une grosse enclave de diorite quartzifère.

C'est dans ces microgranites qu'on observe le plus fréquemment des cônes de percussion dans un rayon de 2,5 km autour du centre de l'astrolème de Rochechouart-Chassenon (cf. « Impactites »). C'est le cas par exemple dans la petite carrière abandonnée de Champonger ( $x = 478,36$  ;  $y = 2094,01$ ) (fig. 3) où le filon de microgranite rouge possède en outre à chaque éponte une bordure figée caractérisée par un grain nettement plus fin et un plus faible pourcentage de phénocristaux.

L'étude en lames minces permet de constater que la texture n'est jamais granophyrique. La taille de grain de la mésostase varie entre 40  $\mu\text{m}$  et 0,1 mm. Les phénocristaux ont une taille relativement homogène, de 3 à 4 mm en moyenne, et une abondance très variable (10 à 70 % en volume). Ils sont constitués des minéraux suivants par ordre d'abondance décroissante : plagioclase en cristaux isolés ou accolés par syneusis, à zonage oscillatoire très fin avec une composition variant entre An20 et An40 ; quartz généralement monocristallin, à extinction onduleuse, avec de fréquents golfes de corrosion ; biotite fortement pléochroïque (beige à marron verdâtre) en lamelles de taille variable à rares inclusions de zircon et/ou d'apatite; rare feldspath potassique. La mésostase comprend quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et parfois des associations myrmékittiques de quartz et d'albite. Les minéraux accessoires les plus courants sont l'apatite, le zircon et l'ilménite; allanite zonée, sphène et/ou pyrite sont présents sporadiquement.

On observe fréquemment une altération hydrothermale de type propylitique : les feldspaths sont envahis par des phyllites incolores en micropaillettes (illite probable) ou en petites lamelles (phengite probable) tandis que la biotite est partiellement à complètement pseudomorphosée en chlorite verte + minéraux de Fe-Ti + parfois épidote ou mica blanc secondaire. Dans le cas du filon de la partie sud-ouest de la carrière de Chabonais, on note, au cœur des phénocristaux de plagioclase, une forte altération en feldspath potassique qui est à l'origine de la teinte rouge brique observée macroscopiquement, ainsi qu'un développement tardif de calcite en remplissage de veinules et en taches sur de la biotite et du plagioclase.

Les analyses cristallographiques effectuées sur des microgranites analogues du territoire de la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont et coll., 1992) montrent que la biotite a une composition relativement pauvre en Al et riche en Mg, qui permet de rattacher ces microgranites au granite d'Esse (fig. 1) et à l'association subalcaline magnésio-potassique (cf. plus loin « Conditions de formation des entités géologiques » et fig. 12).

$\mu\gamma^{3-4}$ . **Microgranites-granodiorites porphyriques à biotite et parfois hornblende.** Ces roches se distinguent des précédentes ( $\mu\gamma^3$ ) par leur teinte toujours grise, plus ou moins sombre, la présence sporadique d'amphibole en prismes pouvant atteindre 5 mm de long, et leur localisation dans la partie sud-ouest de la carte sous forme de filons d'orientation N160 prédominante qui recoupent les massifs granitiques de Saint-Mathieu et de Chéronnac.

La plupart des filons affleurent sous forme de boules comme par exemple celui qui arme la colline située à l'Ouest de la Férandie (commune de Chéronnac). Les boules situées juste à l'Ouest du sommet de cette colline ( $x = 475,65$  ;  $y = 2084,07$  ;  $z = 287$ ) sont constituées d'un faciès gris qui est relativement riche en phénocristaux, comprenant des prismes d'amphibole, et qui renferme de petites enclaves ovoïdes sombres à grain très fin et porphyriques. La petite carrière abandonnée située ( $x = 475,13$  ;  $y = 2081,57$ ) à 700 m à l'Ouest de la Côte montre une partie d'un autre filon qui, à son éponte orientale (la seule visible), présente une bordure figée au contact du leucogranite à grain moyen ( $7^1$ ) du massif de Saint-Mathieu.

L'étude microscopique permet de préciser que le taux volumique de phénocristaux varie entre 20 et 35 % environ et que la composition est granitique à granodioritique, voire tonalitique. Les phénocristaux de plagioclase et de quartz présentent les mêmes caractères que dans les microgranites porphyriques. Le feldspath potassique n'a été observé que dans la mésostase. Dans tous les échantillons étudiés, la biotite des phénocristaux et de la mésostase ne subsiste qu'en reliques décolorées car elle est partiellement à totalement pseudomorphosée en chlorite verte + minéraux de Fe-Ti + épidote en fuseaux. Lorsqu'elle est présente l'amphibole, verte ou zonée avec un cœur brun et un cortex vert, constitue des phénocristaux. Outre le feldspath potassique et de la biotite altérée, la mésostase comprend du quartz xénomorphe, du plagioclase fortement opacifié par des minéraux argileux, et de fréquentes myrmékites. Apatite et oxydes de fer et/ou titane sont des minéraux accessoires.

Une enclave sombre montre une composition de microdiorite porphyrique (15 à 20 % de phénocristaux), légèrement quartzifère, avec un développement tardif de feldspath potassique (hybridation par le magma granitique à granodioritique ?). Les phénocristaux sont constitués uniquement de plagioclase fortement « séricitisé », tandis que la mésostase comprend les minéraux suivants, par ordre d'abondance décroissante : plagioclase « séricitisé », amphibole brune, biotite chloritisée, quartz, feldspath potassique tardif, oxydes de fer et/ou titane.

Il n'a pas été réalisé d'analyses cristallochimiques de biotite car ce mica est trop altéré dans les échantillons étudiés en lames minces. Cependant, les roches ont une composition modale allant vers un pôle granodioritique voire tonalitique, ce qui implique qu'elles appartiennent à une association qui est plus probablement calco-alkaline *stricto sensu* que subalkaline (ou calco-alkaline potassique).

v. **Lamprophyres.** Il s'agit de roches filoniennes microgrenues riches en biotite et/ou amphibole, dont la teinte varie d'un vert très sombre dans les faciès frais, à un vert d'autant plus délavé que l'altération (endogène et/ou supergène) est importante. Les filons ont une puissance variant entre 0,2 et 3 m et une direction subméridienne (N15W à N15E) prédominante. Ils se trouvent au sein de la plupart des principaux massifs granitiques et de leur encaissant gneissique proche. Sur la carte, c'est à l'intérieur du massif granitique de Cognac-la-Forêt qu'apparaît la plus forte densité de filons de lamprophyres. Cela s'explique en partie par le fait que Cogéma a réalisé sur ce massif une prospection tactique pour uranium qui a permis de détecter et de délimiter, grâce à leur radioactivité, des filons qui ne sont pas ou peu visibles en surface. En revanche, dans le massif de Saint-Mathieu, également prospecté par Cogéma, il n'a été détecté, dans le cadre de la feuille Rochechouart, qu'un seul filon lamprophyrique.

Les meilleurs points d'observation se trouvent d'une part dans le talus de la voie ferrée qui longe la Vienne sur sa rive sud, comme par exemple à l'Est de Chabanais où ont été repérés quatre filons dont le plus occidental ( $x = 475,38$  ;  $y = 2098,56$ ) a une puissance de 3 m et une très mince (1,5 mm) bordure figée au contact du « granite » porphyroïde d'Étagnac, cataclasé à microbréchifié, et hydrothermalisé le long de ce contact ; et d'autre part dans les carrières suivantes :

- la carrière située ( $x = 475,17$  à  $475,32$ ;  $y = 2098,90$  à  $2099,12$ ) à l'Est de Chabanais montre (fig. 2) un filon de direction N50 qui recoupe non seulement le « granite » porphyroïde d'Étagnac et ses enclaves de diorite quartzifère, mais également un filon de microgranite porphyrique à biotite, ce qui souligne le caractère tardif des lamprophyres ;

- la carrière de Champagnac ( $x = 483$  à  $483,3$  ;  $y = 2096,0$  à  $2096,5$ ) permet d'observer plusieurs filons N10 qui recoupent des paragneiss micacés et dans lesquels l'impact de la météorite (cf. « Impactites ») s'est traduit localement par des fentes de tension à remplissage carbonaté et/ou par un développement de brèches hydrothermales à quartz-carbonates-sulfures ;

- la carrière de la Gorretie ( $x = 491,87$  à  $492,12$  ;  $y = 2090,10$  à  $2090,32$ ) montre, au sein du leucogranite à grain fin à moyen de Cognac-la-Forêt, un faciès fortement argilisé constituant de minces (50 cm) filons N140-150 aux épontes ondulantes dont certains se ferment en biseau vers le haut. À 400 m au Sud-Ouest du hameau de la Gorretie, un faciès vert délavé à prismes d'amphibole atteignant 1 cm de long affleure ( $x = 491,45$  ;  $y = 2090,10$ ) dans le talus est de la D. 102 juste au Nord du pont sur la Gorre (cote 234).

L'étude en lames minces révèle une texture microgrenue ou parfois microlitique avec une fluidalité planaire locale. Cette texture est en général légèrement porphyrique avec 1 à 15 % de phénocristaux d'un ou plusieurs des minéraux suivants : plagioclase (oligoclase-andésine) fortement séricitisé, prédominant; quartz auréolé de calcite ou non, amphibole, olivine ou clinopyroxène entièrement pseudomorphosé(e)

en chlorite + carbonates + oxydes de fer. Quelques échantillons renferment de petites amygdales de quartz, phyllites ou plus rarement pyrite. En dehors des phénocristaux et des amygdales, les minéraux sont les suivants : plagioclase généralement très altéré, quartz ; biotite décolorée ou pseudomorphosée en chlorite + minéraux de Fe-Ti + parfois carbonate(s) ou épidote, minéraux accessoires : oxydes métalliques et, localement, pyrite. La composition modale la plus courante est celle d'une microdiorite quartzifère riche en biotite chloritisée.

Au sein de l'astroblème, les échantillons renfermant des cônes de percussion se singularisent par d'abondantes microfissures à remplissage d'hydroxydes de fer, alors que ceux qui proviennent de la carrière de Champagnac se distinguent par une minéralisation en petits (< 1 mm) cristaux dispersés de pyrite et un important développement de calcite sous deux formes : disséminée et en veinules.

## Roches plutoniques

### Leucogranites divers non orientés à muscovite seule ou à deux micas

Ils sont intrusifs dans les unités gneissiques et les différents massifs plutoniques sous forme de filons de direction variable, de sills ou de petits stocks. La taille de grain permet de distinguer quatre classes :

- leucogranites aplitiques ( $a\gamma^1$ ) : < 1 mm ;
- leucogranites à grain moyen ( $m\gamma^1$ ) : 1 mm à 1 cm ;
- pegmatites (P) : 1 cm à 30 cm ;
- aplopegmatites à grain très hétérogène (aP) : 1 mm à 10 cm.

$a\gamma^1$ . **Leucogranites aplitiques.** Le faciès purement aplitique est rare. Seuls deux filons figurent sur la carte :

- l'un, dans l'angle nord-ouest, recoupe le « granite » porphyroïde d'Étagnac et correspond sur le terrain à un alignement N35 de pierres volantes de couleur rose ;
- l'autre, dans le quart méridional, recoupe suivant une direction N175 un petit corps de leucogranite orienté ( $o\gamma^1$ ) et son encaissant gneissique, arme la colline située au Sud des Gardelles (commune d'Oradour-sur-Vayres) et a été exploité dans un alignement de petites carrières juste au Nord de la cote 325 (x = 485,45 ; y = 2085,45).

Il est analogue au leucogranite à grain fin à moyen du massif de Cognac-la-Forêt ( $r\gamma^1$ ), à l'exception du fait que la muscovite est toujours nettement prépondérante sur la biotite, voire le seul mica présent. Dans le filon situé au Sud des Gardelles on observe macroscopiquement des plages d'apatite verte, et microscopiquement de la tourmaline bleutée très accessoire.

$m\gamma^1$  **Leucogranites à grain moyen.** Le faciès à grain moyen n'apparaît qu'à deux endroits de la carte :

- au Sud-Ouest, à 1,2 km au Sud-Ouest de Saint-Gervais où il constitue un petit corps, cartographié d'après des pierres volantes, qui est vraisemblablement un satellite du massif de Saint-Mathieu situé plus au Sud ;

- au centre de la moitié septentrionale où il constitue deux corps, intrusifs dans les paragneiss de l'unité supérieure, situés sur la commune de Chaillac-sur-Vienne : l'un est visible au Nord-Est du hameau de Cramaux sous forme de pierres volantes incluant un sous-faciès fortement hydrothermalisé, et l'autre au Sud-Ouest de ce hameau, autour de la cote 249 (x = 486,74; y = 2095,51) où il a été exploité dans de petites carrières et est limité du côté ouest par un filon de lamprophyre N35.

Il est analogue au faciès à grain moyen ( $\gamma^1$ ) des massifs de Saint-Mathieu et Peury, à l'exception d'une prédominance ubiquiste de la muscovite sur la biotite. Les échantillons fortement hydrothermalisés sont composés de mica blanc très abondant en lamelles enchevêtrées, quartz, apatite (5 à 7 %) et rare biotite décolorée. Au sein du corps situé au Sud-Ouest de Cramaux, on note une forte déformation ductile se traduisant par une extinction en échiquier du quartz et par une déformation des lamelles de muscovite et des macles des cristaux de plagioclase.

P, aP. **Pegmatites, aplopegmatites.** Les pegmatites et aplopegmatites se présentent en bouffées, filons, sills et petits stocks au sein des gneiss et des diverses roches plutoniques en massifs. La taille du grain est très variable d'une entité cartographique à l'autre et même au sein d'une même entité dans le cas des aplopegmatites. Les pegmatites ont été exploitées aux endroits indexés sur la carte.

### Granitoïdes orientés

À l'exception d'un filon situé en bordure méridionale du «granite» de Saint-Gervais, ils sont intrusifs, sous forme de filons, sills et petits stocks, dans les gneiss de l'unité supérieure et les roches intermédiaires à basiques de la « ligne tonalitique » qui sont étroitement associées à ces gneiss. L'indice de coloration et la composition modale permettent de distinguer trois classes pétrographiques :

- leucogranites orientés à deux micas ( ${}_o\gamma^{1-2}$ ) ;
- granites orientés à deux micas (biotite > muscovite) ( ${}_o\gamma^3$ ) ;
- granites-granodiorites à deux micas ou à biotite seule ( ${}_o\gamma^{3-4}$ ).

◻<sup>1-2</sup>. **Leucogranites orientés à deux micas.** Ils constituent :

- d'une part un filon N100 intercalé entre la bordure méridionale du massif de granite-granodiorite de Saint-Gervais et l'encaissant paragneissique de ce massif; ce filon affleure sous le mur oriental du cimetière de Saint-Gervais et surtout dans deux petites carrières, situées (x = 477,70 ; y = 2088,15) à 500 m ESE de Saint-Gervais, qui montrent un leucogranite orienté fortement arénisé (isaltérite) avec des veinules de quartz enfumé et des bouffées de pegmatite ;

- d'autre part des sills N155 dans des paragneiss de l'unité supérieure au Sud-Est de Juillac et au Nord-Est de Labrousse (commune de Rochechouart) ; deux de ces sills, formés d'un faciès rose très fracturé (probable cataclase d'impact), affleurent dans le talus est de la D. 675 au Nord de Labrousse.

Ils présentent de nombreuses analogies pétrographiques avec le leucogranite orienté ( $\sigma\gamma^1$ ) du massif de Saint-Mathieu-Chéronnac. Dans le filon de Saint-Gervais, la biotite (2 à 3 %) a une teinte variable, brun-rouge à verdâtre, et renferme parfois du feldspath potassique en petites amandes écartant les feuillettes, tandis que la muscovite primaire (6 à 8 %) contient quelques reliques d'andalousite qui soulignent le caractère alumineux du leucogranite correspondant.

$\sigma\gamma^2$ . **Granites orientés à deux micas (biotite > muscovite).** Ils sont spatialement associés aux massifs et petits corps de roches intermédiaires à basiques intercalés dans l'unité supérieure des gneiss et apparaissent corrélativement dans deux parties de la carte :

- dans l'angle sud-est où ils constituent un corps satellite du massif granitique ( $\gamma^3$ ) des Cars ;
- dans le tiers septentrional où ils forment des filons ou des sills de puissance et de longueur variables.

L'arénisation n'a laissé subsister que quelques petits îlots rocheux principalement situés au fond ou sur les flancs des vallées comme celle de la Gorre : au Sud du hameau de Lésignas (commune de Chaillac-sur-Vienne) se trouvent plusieurs affleurements rocheux et une petite carrière abandonnée ( $x = 484,83$  ;  $y = 2096,38$ ) qui montre un granite orienté mésocrate à biotite et rare muscovite, avec des injections de pegmatite. Dans les arènes en place ou légèrement remaniées, ce granite se distingue assez facilement des paragneiss ou des roches plutoniques de la famille des diorites quartzifères.

Un faciès subleucocrate, relativement riche en muscovite, constitue un mince corps intercalé entre la bordure méridionale du granite porphyroïde à deux micas de Saint-Junien ( $\sigma\gamma^{3Al}$ ) et les paragneiss encaissants, comme le montre un affleurement situé ( $x = 487,65$  ;  $y = 2100,22$ ) en bordure orientale de la petite route menant au site Corot à Saint-Junien. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer fiablement la nature de ce corps : filon ou bordure figée du laccolite granitique ?

L'étude microscopique du faciès mésocrate confirme l'orientation planaire et révèle une texture franchement monzonitique : le feldspath potassique se présente essentiellement en grandes plages xénomorphes englobant de nombreux petits cristaux de plagioclase, biotite, quartz. La taille de grain est de quelques millimètres en moyenne avec un maximum de 1 cm. En dehors du feldspath potassique, les minéraux cardinaux sont les suivants : quartz essentiellement en plages polycristallines et accessoirement en gouttelettes dans des feldspaths ; plagioclase acide (sub)automorphe présentant parfois d'une part un zonage oscillatoire auquel se superpose, le cas échéant, un zonage d'altération

en microphyllites incolores, et d'autre part des bourgeons myrméctiques en bordure ; biotite brun-rouge ou orangée (7 à 12 % de la composition modale) parfois riche en inclusions de zircon et localement chloritisée. La muscovite ne se présente qu'en rares paillettes accolées aux lamelles de biotite. Apatite, zircon, allanite et oxydes de fer et/ou titane sont des minéraux accessoires.

$\sigma\gamma^{3-4}$ . **Granites-granodiorites orienté(e)s à deux micas ou à biotite seule.** Sur le terrain, ils se distinguent difficilement (par un indice de coloration légèrement plus élevé en moyenne) des granites orientés à deux micas ( $\sigma\gamma^3$ ). Ils sont étroitement associés aux trois principaux massifs de roches intermédiaires à basiques orientées (Saint-Junien, Saint-Brice-sur-Vienne, la Bregère) et à leur encaissant gneissique immédiat, et ne sont corrélativement présents qu'au Nord-Ouest de la faille de la Cordelle, au sein d'une bande N140 d'environ 5 km de large. Le principal corps se trouve au Nord du hameau de Chaban sur la rive sud de la Vienne. Il affleure en plusieurs endroits, notamment juste à l'Est de la D.116 (x = 494,35; y = 2097,78) sous forme d'un chaos de boules, et en bordure sud de la petite route rejoignant la D.116, dans une petite carrière abandonnée (x = 494,50 ; y = 2097,63).

En lames minces ces roches sont analogues aux granites orientés ( $\sigma\alpha^3$ ), à l'exception, d'une teneur modale plus faible en feldspath potassique et plus forte en plagioclase ou, localement, en quartz, ce qui leur confère une composition granitique à granodioritique ; et d'une teneur modale en biotite (7 à 15 %) globalement plus forte.

Des analyses cristallochimiques ont permis de préciser la composition du plagioclase : An32 à An20 du cœur à la périphérie, et de la biotite : 17,2 à 17,6 %  $Al_2O_3$ , 7,1 à 7,4 % MgO et 0,08 à 0,13 % F. Cette biotite occupe (cf. fig. 12, p. 106) un champ à cheval sur la limite entre les domaines alumineux et calco-alcalin s.s. L'apatite contient 4,6 % de fluor.

### **Syénite quartzifère**

$\sigma$ . **Syénite quartzifère potassique à actinote magnésienne, sphène, magnétite et rare biotite.** Elle constitue un gisement qui est unique non seulement sur la carte, mais également sur tout le territoire français, dans l'état actuel des connaissances en tout cas. Ce gisement est localisé (x = 486,72 ; y = 2093,93) vers le centre du quart méridional de la carte. Il affleure sous forme de boules de taille métrique constituant un petit chaos étendu sur une dizaine de mètres de diamètre, au milieu de prés à 300 m au Nord-Est de l'Ecubillou (commune d'Oradour-sur-Vayres). À cet amas de boules se superpose une légère anomalie radioactive révélée au scintillomètre (SPP2) : 200 à 250 chocs/seconde contre 50 dès qu'on quitte l'affleurement. Des formations superficielles masquent les relations avec les gneiss de l'unité inférieure environnants.

La roche a une texture équante et un grain moyen : 2 à 3 mm en moyenne avec un maximum de 1 cm. Sur des cassures fraîches on remarque quelques cavités miarolitiques fréquemment tapissées de petits cristaux de quartz pyramidé et l'on est surtout frappé par la teinte rose violacé due à l'abondance des tablettes de feldspath potassique. Entre ces tablettes on distingue macroscopiquement, d'une part du quartz peu abondant, et d'autre part de petits amas de minéraux colorés : sphène jaunâtre, amphibole vert pâle, oxydes métalliques, rares sulfures de fer. Aucune enclave n'a été observée.

L'étude microscopique confirme l'extraordinaire abondance de feldspath potassique : 70 à 75 % en volume d'après une estimation rapide à l'aide de grilles de pourcentage. Ce feldspath, finement perthitique, se présente en cristaux automorphes jointifs de longueur plurimillimétrique avec un maximum de 1 cm. Les interstices sont occupés par du quartz (5 à 15 % en volume) avec de nombreux sous-grains, de l'albite en amas de petits cristaux, et des groupements de minéraux colorés : sphène localement pseudomorphosé en leucoxène, amphibole vert pâle (actinote), minéraux opaques, zircon en nombreux petits prismes, allanite. Les minéraux opaques, inventoriés par C. Laforêt (BRGM, communication orale, 1992) au microscope à réflexion, sont les suivants : magnétite prédominante, ilménite associée à la magnétite sous forme de lamelles d'exsolution ou de plages accolées, rares sulfures (pyrite et pyrrotite). De l'apatite est fréquemment associée aux concentrations de minéraux colorés. La biotite, brune et plus ou moins décolorée, n'a été observée que sous forme de quelques paillettes sporadiques incluses dans des tablettes de feldspath potassique.

Dans la classification internationale (Streckeisen, 1973), la composition modale du stock quartzo-feldspathique est celle d'une syénite quartzifère à deux feldspaths alcalins.

Des analyses à la microsonde électronique permettent de préciser que le plagioclase est une albite presque pure ( $An < 01$ ) et que la composition du feldspath potassique varie dans la gamme Or82-91, Ab08-18, Cn0,4-2, la teneur en BaO se situant entre 0,2 et 1,03 %. L'actinote est fortement magnésienne :  $Mg/(Mg+Fe) = 0,70$  à  $0,75$ . Ce même rapport est de 0,53 dans la biotite qui est en outre peu alumineuse : 11 à 11,9 % d' $Al_2O_3$  dans les paillettes les moins altérées, ce qui la situe dans le domaine alcalin et magnésien (cf. fig. 12, p. 106). Cette biotite n'est que faiblement fluorée ( $F = 0,5$  %) contrairement à l'apatite qui contient 3,2 à 3,4 % de fluor, ce qui en fait une fluor-apatite. La magnétite est très pure, ses teneurs en  $TiO_2$  et MnO étant nulles ou très faibles.

Les analyses chimiques de la roche (tabl. 8, en annexe) confirment le caractère ultrapotassique :  $K_2O = 11,5$  %. Il s'agit de *la roche magmatique la plus potassique connue en France ...* abstraction faite des brèches de fusion du cœur de l'astrolème de Rochechouart-Chassenon qui sont issues d'un magmatisme très particulier. En ce qui concerne les éléments en traces on note une forte teneur en Zr (1 550 à

1 760 ppm) liée à l'exceptionnelle abondance de zircon, une teneur en Th de 27 ppm et une teneur en U de 5 ppm seulement.

## IMPACTITES

### Historique

L'évolution des observations et des interprétations relatives aux singulières brèches de la région de Rochechouart peut être comparée à celle d'une enquête policière s'égarant sur de fausses pistes pendant de longues années jusqu'à la découverte de la surprenante solution de l'énigme. Un historique détaillé est donné (en langue allemande) par F. Kraut (1969c). Il est intéressant d'en rappeler ici les principales étapes. La première référence connue est la « Statistique de la France publiée par ordre de Sa Majesté l'Empereur et Roi - Département de la Haute-Vienne - Paris, 1808 » qui mentionne l'existence dans la région de Rochechouart de brèches à matrice parfois compacte, parfois vacuolaire et argileuse. Ces brèches intriguèrent les minéralogistes de l'époque : leur origine était-elle volcanique ou ... artificielle?

De 1808 à 1967 les interprétations sur l'origine des brèches ont oscillé entre trois hypothèses : volcanique (Manes, 1833; Glangeaud, 1910), sédimentaire (Coquand, 1858; Mallard, 1869; Kraut, 1935, 1937) ou mixte : en 1901, dans la première édition de la carte géologique à 1/80 000 Rochechouart, les brèches sont cartographiées en « conglomérats permien » alors que dans la notice sont distinguées (1) « des brèches très grossières dont les fragments sont arrachés aux roches immédiatement voisines » et (2) « des brèches à fragments plus variés et plus petits, cimentés par une argile qui pourrait être d'origine volcanique ». Dans la deuxième édition de la feuille Rochechouart à 1/80000, achevée en 1953 mais publiée en 1967 seulement, F. Kraut (*in* Caillière *et al.*, 1967) fit une autre distinction entre (1) des brèches volcaniques et (2) des brèches tectoniques constituées de fragments de roches métamorphiques cimentés par une pâte résultant du broyage des mêmes éléments.

En juin 1967, F. Kraut fit une publication annonçant une hypothèse révolutionnaire : ces brèches pourraient être dues à un impact de météorite (Kraut, 1967). La présence locale de quartz « clivé » dans les brèches est l'indice majeur qui a guidé F. Kraut vers cette interprétation. Rappelons qu'à l'époque la NASA préparait les premiers pas de l'homme sur la Lune au travers du programme Apollo ; ce contexte ne pouvait qu'être favorable à la formulation d'une hypothèse météoritique et à son acceptation par la communauté scientifique. L'hypothèse météoritique fut confirmée par quatre publications en 1969 (Kraut, 1969a,b,c; Kraut *et al.*, 1969) dont l'une (Kraut, 1969b) relatait la découverte de cônes de percussion dans des filons de microgranite. C'est donc incontestablement à F. Kraut que revient le mérite d'avoir trouvé la solution de l'énigme en démontrant que le coupable était tombé du ciel à une vitesse foudroyante.

Les travaux ultérieurs apportèrent des données complémentaires. E. Raguin (1972) établit avec des élèves de l'École des mines de Paris une carte des « brèches de Rochechouart ». Puis P. Lambert apporta, à travers deux thèses (1974a, 1977), des compléments cartographiques et des informations nouvelles concernant notamment la taille (de l'ordre de 20 km de diamètre) et l'âge (160 à 210 millions d'années) du cratère, la nature de la météorite et les conditions (température, pression) du métamorphisme de choc subi par les roches de la région au moment de l'impact. Il contribua en outre à la mise en évidence d'une anomalie gravimétrique négative au cœur de la structure (Pohl *et al.*, 1978).

Enfin, des études complémentaires plus ponctuelles ont été réalisées par des géologues allemands (Bischoff et Oskierski, 1987 ; Oskierski, 1983 ; Oskierski et Bischoff, 1983 ; Reimold *et al.*, 1983a,b,c, 1984a,b, 1987).

Malgré toutes ces études, il n'existait pas jusqu'à présent de carte géologique éditée et de notice donnant l'extension cartographique et la description des impactites en tant que telles. Seule la Carte géologique de la France et de la marge continentale à l'échelle du 1/1500 000 (1980) mentionne l'existence de l'*astroblème de Rochechouart*, et ce uniquement par un symbole (une étoile !) indiquant sa position sur la carte, sans la moindre explication dans la notice. La présente carte à 1/50000 comble cette lacune en donnant, pour les phénomènes liés à l'impact, une image cartographique et des descriptions synthétiques prenant en compte les nombreux travaux antérieurs.

## Répartition spatiale

Les lambeaux d'impactites sont répartis sur une surface elliptique d'environ 12 km de grand axe et 10 km de petit axe. À sa naissance, il y a 160 à 210 Ma, le cratère avait un diamètre de l'ordre de 20 km (Lambert, 1974a). Depuis, l'érosion a considérablement modifié le paysage et donné lieu à un bel exemple d'inversion de relief : les nombreux lambeaux d'impactites se trouvent essentiellement sur les plateaux. Les entailles naturelles (vallées) ou artificielles (carrières) permettent d'observer la partie basale du cratère et les effets de l'impact sur le socle cristallin sous-jacent. Le niveau d'érosion fluctue de quelques dizaines de mètres par rapport au plancher de l'astroblème, ce qui est sur notre planète un cas exceptionnel.

L'impact de la météorite a :

- d'une part donné naissance à des roches nouvelles : les impactites *stricto sensu* que sont les différents types de brèches [roches constituées d'éléments lithiques (rocheux) anguleux liés par une matrice ou un ciment naturel] polygéniques, allochtones à subautochtones, et accessoirement les pseudotachylites et les brèches hydrothermales ;
- d'autre part provoqué des modifications de la texture des roches du socle sous-jacent au cratère, ce qui se traduit par des brèches monogéniques de dislocation (ou de fragmentation), des cataclases et la for-

mation locale, dans les matériaux adéquats, de cônes de percussion (*shatter cones*).

L'ensemble des roches ainsi créées ou modifiées présente une zonéographie tridimensionnelle (cf. carte et coupe AA' présentée en marge de celle-ci) :

- au cœur de l'astroblème se trouvent des vestiges de *brèches polygéniques de fusion (fbr) (impact melts)* : la matrice est très abondante et a un aspect de roche volcanique, fréquemment vacuolaire, tandis que les éléments sont rares et petits, et présentent des taux de fusion variables ;
- les autres brèches polygéniques forment des lambeaux répartis sur toute l'étendue de ce qu'il reste du cratère. Il s'agit de *brèches de retombée* constituées d'éléments de taille et d'abondance variables suivant les affleurements, dans une matrice qui est purement clastique dans le cas général. Ces brèches allochtones renferment localement du verre et sont alors qualifiées de *suévites*, distinguées sur la carte par le symbole *vbr* et par une surcharge dont la couleur varie suivant que le verre se trouve soit sous forme de petits fragments épars : brèches de type Chassenon, soit dans la matrice : brèches de type Montoume, à l'extrémité sud de l'astroblème ;
- les *brèches de dislocation* et les *cataclasites d'impact* sont situées sous les brèches de retombée et apparaissent cartographiquement de façon discontinue sur toute l'étendue de l'astroblème, là où l'érosion ne les a pas enlevées tout en ayant été suffisante pour ôter le manteau de brèches de retombée qui les recouvrait. Les brèches de dislocation sont généralement monogéniques et sont soit autochtones, soit légèrement déplacées (subautochtones). Dans ce dernier cas elles peuvent être polygéniques (polylithologiques) si elles se sont formées, avec un brassage peu important, à un endroit où le socle cristallin comporte différents types de roches. Cartographiquement, les brèches de dislocation ne sont pas distinguables des cataclasites d'impact et ces deux types de roches sont figurés, sans contour à cause des mauvaises conditions d'affleurements, à l'aide d'une même surcharge de teinte bleue sur un fond dont la couleur est celle de la roche mère ;
- les *cônes de percussion* apparaissent localement dans un rayon d'environ 2,5 km autour du point central de l'astroblème, au sein des roches cristallines adéquates et là où l'érosion a enlevé les brèches de retombée qui les recouvraient. Ils sont indiqués sur la carte par une surcharge ponctuelle sur les roches cristallines dans lesquelles ils se sont développés au moment de l'impact. Ces roches sont essentiellement des microgranites à biotite filoniens et parfois des lamprophyres filoniens, voire des gneiss leptynitiques ou des amphibolites.

Dans les roches cristallines sous-jacentes au cratère, des *pseudotachylites* ont été observées par différents auteurs qui ne précisent pas les points d'observation, de sorte qu'il est impossible de les positionner sur la carte. Cependant, ce type particulier de mylonite, à aspect vitreux, est abondant dans la grande carrière de Champagnac (commune de Rochechouart) où il peut être distingué facilement grâce à sa

teinte sombre. La figure 6 (voir plus loin p. 84) donne une vision panoramique de cette carrière qui permet d'explorer en trois dimensions la partie basale du cratère et le socle cristallin sous-jacent constitué de roches variées dans lesquelles se sont développées non seulement des pseudotachylites mais encore des brèches hydrothermales dont la liaison avec l'impact a été démontrée (Bischoff et Oskierski, 1987). Cette extraordinaire carrière se situe sur la rive gauche de la Gorre, vers l'extrémité nord-est de l'astroblème.

## Brèches, cataclasites d'impact, pseudotachylites

### Brèches polygéniques allochtones

Elles sont constituées, en proportions variables, d'une part de fragments anguleux de roches variées (d'où le qualificatif de polygénique ou polyolithologique), provenant du socle varisque local, et d'autre part d'une matrice qui lie ces fragments - les éléments de la brèche - et renferme ou non du verre et/ou des minéraux de dévitrification. Par ordre de teneur croissante en verre et/ou produits de dévitrification, les différents types de brèches polygéniques sont les suivants :

| Type géographique<br>(Kraut, 1969c; Raguin, 1972) | Type « dynamique »<br>(Lambert, 1974a,b) | Type pétrographique<br>(présente carte)                |
|---|--|--|
| Rochechouart                                      | C  | - à matrice clastique :<br>sans verre                  |
| Chassenon   | D  | à fragments de verre épars                             |
| Montoume  | D  | - rouges à matrice clastique et<br>localement vitreuse |
| Babaudus  | E  | - de fusion, généralement vacuo-<br>laire              |

Dans la classification de P. Lambert (1974a,b), le métamorphisme de choc croît de A à E, les types A et B correspondant, respectivement, aux cataclasites d'impact et aux brèches monogéniques, entités qui n'ont été cartographiées ni par F. Kraut, ni par E. Raguin. Le type E correspond au terme anglais *d'impact melt breccia* et aux *tagamites* des géologues d'Europe de l'Est.

F. Kraut a constaté (1969c) que les brèches contenant du verre (types Chassenon, Montoume et Babaudus) se situent au-dessus des brèches « mécaniques » (type Rochechouart).

**br[1]. Brèches polygéniques à matrice clastique, sans verre (type Rochechouart).** Les brèches polygéniques à matrice clastique se subdivisent en deux types : (1) sans verre (type Rochechouart) et (2) à fragments de verre épars (suévites de type Chassenon). L'étroite association spatiale de ces deux types et les conditions d'affleurement font qu'il n'est pas possible de tracer des limites entre eux ; le type avec

verre est simplement distingué par une surcharge dans les secteurs cartographiés, de la même façon, par E. Raguin (1972).

Parmi toutes les brèches polygéniques, le type sans verre (sauf rares traces locales) est le plus répandu, celui qui occupe les plus grandes surfaces affleurantes, et celui dont la taille des éléments varie dans l'intervalle le plus large : 1 mm à 1 m, voire plus à certains endroits. Ces brèches ont une matrice purement clastique et ne présentent que très ponctuellement un classement, une orientation et/ou une stratification.

Elles ont été presque entièrement érodées dans la partie nord-est de l'astroblème et subsistent ailleurs sous forme de lambeaux dont les plus importants par leur superficie sont ceux de Chassenon, à l'Ouest, et de Bors-Mandat-Videix entre Pressignac et Saint-Gervais, au Sud-Ouest. Elles ont été exploitées, comme pierres de construction, dans de nombreuses carrières dont les plus importantes sont indiquées sur la carte.

Des affleurements caractéristiques et d'accès très facile se trouvent sur les rives de la Graine à Rochechouart. Il s'agit du piton rocheux situé juste à l'Ouest du château, et du Roc du Bœuf qui se trouve sur la rive opposée. Le piton a une hauteur d'une vingtaine de mètres et à sa base on remarque un débit en dalles qui, d'après P. Lambert (1974b), ne correspond pas à une stratification mais à un fluage parallèle au contact avec le socle, le pendage de ce contact étant dans ce cas dû à la proximité d'une faille postérieure au dépôt de la brèche. À cet endroit, les fragments les plus volumineux sont constitués de gneiss gris et ont des formes parallélépipédiques. Les autres fragments sont formés de ces mêmes paragneiss, de gneiss leptynitiques ou de microgranites. La matrice a une teinte généralement grise et consiste en des débris fins à très fins (poussières) de ces roches cristallines et/ou des minéraux de ces roches. Les brèches ont une couleur variant en fonction de la nature, taille et proportion des fragments. Elles présentent fréquemment de petites cavités, primaires (vides entre des éléments) ou secondaires (dissolution ou ablation de fragments par l'érosion).

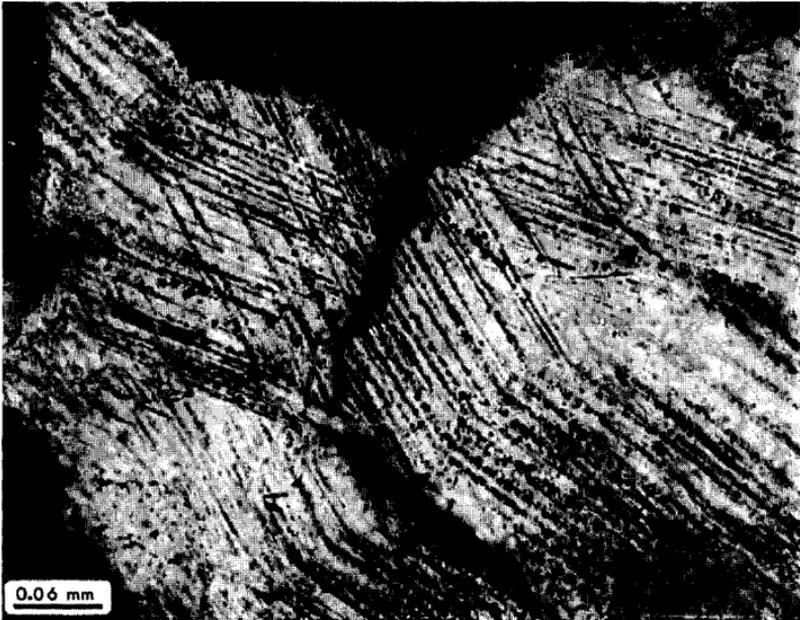
Dans le lambeau de Bors-Mandat-Videix et dans la partie occidentale du lambeau de Chassenon, les fragments de granite-granodiorite et/ou de microgranite porphyrique sont fréquents et parfois volumineux. Or, ces roches éruptives, plutoniques à subvolcaniques, sont également abondantes dans le socle environnant.

Les fragments ne sont que très rarement constitués d'amphibolite et personne n'a jamais observé d'élément de roche ultrabasique, de roche plutonique intermédiaire à basique ou de leucogranite.

La nature pétrographique des fragments reflète donc, qualitativement et quantitativement, la constitution du socle cristallin sous-jacent au cratère, conformément à l'hypothèse formulée ci-dessus : les brèches polygéniques sans verre sont dues à la retombée, au fond du cratère, de débris rocheux et de poussières provenant de l'éclatement du socle local lors de l'impact.

L'observation microscopique en lames minces confirme la texture clastique de la matrice et apporte une information qui a été fondamentale pour la résolution (Kraut, 1967) de l'énigme posée par l'origine des brèches de la région de Rochechouart-Chassenon : dans les éléments des brèches polygéniques se trouvent fréquemment des cristaux de quartz « clivés ». P. Lambert (1974a,b, 1977) a montré que ces pseudoclivages correspondent (photo 1) à des plans de dislocation très rapprochés (de l'ordre de quelques microns) et très fins (de l'ordre du micron). Les feldspaths et/ou la biotite présentent parfois des *kink bands*. La biotite a en outre fréquemment subi une exsudation de fer, se traduisant par une forte pigmentation par de la limonite cryptocristalline. On note parfois une facturation des minéraux et/ou des torsions des macles des feldspaths.

Les débris lithiques présentent localement des signes d'un métamorphisme de choc plus important, se traduisant sur les feldspaths par les phénomènes suivants (Kraut, 1969c; Lambert, 1974a) : perte de biréfringence, effondrement du réseau cristallin, isotropisation ou même début de fusion.



**Photo 1** - La clé de l'énigme géologique que constituèrent pendant longtemps les brèches de la région de Rochechouart-Chassenon : vue microscopique de cristaux présentant des "pseudoclivages", c'est-à-dire des plans de dislocation très fins et très rapprochés (ici dans un échantillon de gneiss leptynitique provenant du centre de l'astroblième).

**br[2]. Brèches polygéniques à matrice clastique, à fragments de verre épars (suévites de type Chassenon).** Elles sont caractérisées par la présence de fragments de verre qui enrobent parfois de petits débris lithiques et sont eux-mêmes emballés dans une matrice clastique analogue à celle des brèches de type Rochechouart. Ces fragments ont une longueur de quelques millimètres à plusieurs centimètres et une abondance variable suivant les endroits et/ou les échantillons, mais ne dépassant jamais 15 % en volume. Généralement, ils ont une teinte vert foncé, ce qui facilite leur identification, et ont subi une forte argilisation. La matrice est grisâtre à verdâtre. Ces suévites sont localement multicolores par suite de la teinte verdâtre des fragments de verre et de la présence d'éléments de roches cristallines de teintes variées, comportant notamment des microgranites et/ou granites-granodiorites rubéfiés. En dehors de la présence de verre, les suévites de Chassenon se distinguent des brèches de type Rochechouart par une taille des éléments plus petite en moyenne et par une moindre abondance globale des petites cavités.

Au Nord-Est de Chassenon, juste à l'Est de la cote 189 ( $x = 478,35$  ;  $y = 2096,10$ ), la route (D. 160) de Saillat-sur-Vienne est entaillée dans ce type de brèches que l'on trouve également dans les champs avoisinants sous forme de pierres volantes. Les débris de verre sont bien visibles sur des échantillons lavés par la pluie ou par l'observateur, surtout si ces échantillons sont encore mouillés. À Longeas (Chassenon), le site gallo-romain de *Cassinomagus* a été construit en majeure partie avec des brèches extraites des carrières qui se trouvent un peu plus au Sud. À Chassenon, la carrière des arènes gallo-romaines ( $x = 478,25$  ;  $y = 2095,75$ ), malheureusement remblayée, montrait (Lambert, 1974a, 1977) un phénomène intéressant et observé nulle part ailleurs : une suévite surmontée d'une roche finement litée de type cinérite, constituée de fins débris de roches et de minéraux du socle déposés à plat, parallèlement à l'horizontale actuelle.

Au microscope, le verre montre une teinte vert sombre à jaune clair, rarement incolore, et une texture fluidale et généralement vacuolaire. F. Kraut (1969c) a observé la présence de tridymite (silice de haute température) en remplissage de vacuoles, et a constaté que le verre a un indice de réfraction anormalement élevé ( $> 1,52$ ) pour sa composition rhyolitique à trachytique, ce qui d'après W. von Engelhardt (1967) est une des caractéristiques des verres diaplectiques, plus lourds et plus réfringents que des verres volcaniques de même composition chimique. En dehors du verre, les observations sont les mêmes que pour les brèches polygéniques sans verre.

**vbr. Brèches polygéniques rouges à matrice clastique et vitreuse (suévites de type Montoume).** Elles se distinguent des suévites de type Chassenon par les caractères suivants du verre : teinte rouge sang à rouge violacé (qui est une spécificité en elle-même), abondance plus grande, altération beaucoup plus faible, et présence sous l'une et/ou l'autre des deux formes suivantes :

- en fragments épars comme dans le cas du type Chassenon ;

- en constituant partiel, localement abondant, d'une matrice qui est à prédominance clastique globalement.

Les sous-types à matrice purement clastique et à matrice mixte (clastique et vitreuse) sont étroitement associés sur les affleurements et donc indissociables cartographiquement. Dans le cas d'une matrice mixte, la teinte rouge affecte également la partie clastique de la matrice et les éléments lithiques ou certains de leurs minéraux du moins.

Les trois lambeaux distingués sur la carte se situent tous dans la partie sud-ouest de l'astroblème et couronnent de petites collines. Les lambeaux des cotes 268 et 281 surmontent des brèches polygéniques sans verre. Celui de Montoume se singularise par sa position géographique : c'est le plus méridional de tous les lambeaux de brèches polygéniques ; sur la carte et sur la coupe AA' en marge, il a été figuré comme reposant directement sur le socle cristallin, mais cette configuration n'est pas certaine car des éboulis et colluvions de pente masquent sa base.

Plusieurs carrières ont été implantées sur la colline rouge de Montoume. La plus grande se situe juste à l'Est du sommet. En y entrant on est frappé non seulement par la couleur rouge mais également par un découpage naturel suivant des plans subverticaux délimitant de grosses colonnades frustes comparables aux prismes de certaines coulées basaltiques (Raguin, 1972). Les débris lithiques de la suévite ont une taille relativement homogène et petite (longueur de quelques centimètres en général), mais sont répartis de façon hétérogène. En effet, d'un endroit à l'autre, on note pour les éléments des variations importantes de la proportion globale par rapport à la matrice et/ou des proportions de chaque type lithologique : les éléments sont surtout constitués de gneiss ici, et de granite-granodiorite et/ou microgranite là. Dans les fragments de roches éruptives, les feldspaths ont fréquemment une teinte brun chocolat tandis que le quartz est parfois si laiteux qu'il ressemble à du feldspath normal.

La diversité lithologique des éléments est conforme à celle du socle environnant. Localement on observe des fragments de verre de teinte rouge qui englobent fréquemment de petits débris de roches ou de minéraux provenant du socle cristallin et qui sont eux-mêmes enrobés par la matrice, comme dans le cas des suévites de Chassenon. Suivant les endroits, la matrice est soit purement clastique, soit mixte avec une proportion variable de clastes et de verre rouge qui forme des traînées, fréquemment fluidales, de longueur pouvant atteindre plusieurs décimètres.

L'étude microscopique montre les mêmes phénomènes de métamorphisme de choc que dans les suévites de Chassenon, à l'exception des différences suivantes : le verre est nettement moins vacuolaire et le quartz montre moins fréquemment des plans de dislocation, d'après F. Kraut (1969c). Ce dernier a mis en évidence un autre caractère : dans les éléments et dans la partie clastique de la matrice, de nombreux cristaux, plus ou moins isotropisés, présentent en « lumière polarisée »

(entre nicols croisés) un aspect tellement spongieux que l'on n'arrive plus à savoir s'il s'agit de quartz ou de feldspath. La biotite est toujours ferruginisée. Au sein du verre matriciel on remarque parfois de petites zones renfermant des microlites de feldspath potassique.

La teinte rouge de la suéville de Montoume est due à une forte pigmentation par des (hydr)oxydes de fer.

**fbr. Brèches polygéniques à fort taux de fusion (type Babaudus)** (*impact melt breccias*). Dans ces brèches, situées au cœur de l'astroblème, les éléments sont généralement peu abondants et parfois même inexistantes, de sorte que ce ne sont que rarement des brèches *stricto sensu* (au moins 50 % d'éléments en volume).

Elles ont une épaisseur faible, de quelques mètres au plus (Raguin, 1972), et surmontent des brèches polygéniques de type Rochechouart (Kraut, 1969c; Oskierski, 1983). Cependant, pour connaître fiablement leur géométrie et leurs relations de terrain avec les autres types de brèches et/ou le socle cristallin, il faudrait procéder à des reconnaissances par tranchées, puits et/ou sondages courts, si possible carottés, car les affleurements sont isolés, petits et très dispersés. Ces affleurements sont situés dans une zone comprenant les hameaux de Fonceverane et Valette (commune de Pressignac) et le hameau de Babaudus et les fermes des Petits-Ajax et du Recoudert (commune de Rochechouart).

Macroscopiquement, ces brèches présentent les caractères spécifiques suivants :

- les débris lithiques sont peu abondants et ont une taille de 2-3 cm dans l'ensemble et des contours évanescents ; en général, leur texture est vacuolaire et le taux de fusion trop important pour que l'on puisse reconnaître leur nature lithologique originelle ;
- la matrice est abondante et généralement riche en vacuoles et/ou amygdales dont la forme est beaucoup plus fréquemment très allongée (avec une longueur de un à plusieurs centimètres) que subsphérique (avec un diamètre infracentimétrique).

Les fragments lithiques dont le taux de fusion est faible à moyen sont reconnaissables, constitués de roches analogues à celles du socle cristallin de l'environnement immédiat : granites-granodiorites, microgranites porphyriques, paragneiss plagioclasiques micacés et gneiss leptynitiques.

Dans le détail on note des variations de faciès dues à un ou plusieurs des facteurs suivants : teinte, taille et nature des éléments, texture de la matrice. Le faciès prédominant a une teinte jaune-beige et des éléments fortement fondus de taille proche du centimètre. Il affleure entre autres dans le hameau de Valette, sous les maisons et autour de la petite mare située juste à l'Ouest de la route de Fonceverane.

Une pierre volante trouvée dans un jardin de Valette est originale par la présence d'une géode de 6 cm de diamètre, constituée d'agate très finement zonée, avec un cœur blanc et un cortex gris.

Au Sud-Ouest de Valette, sur un chemin, un affleurement rasant permet d'observer en place un faciès violacé, très pauvre en éléments et très riche en vacuoles, allongées et orientées, tapissées d'hydroxydes de fer ou d'un minéral amorphe vert pâle.

À l'Ouest de Valette, un petit grattage a été réalisé dans un faciès grisâtre, formé d'éléments de paragneiss, granite et microgranite, de 1 à 50 cm de long, dans une matrice grise à violacée, peu vacuolaire et présentant une fluidalité qui se moule sur les éléments avec des mouvements capricieux.

Enfin, des brèches verdâtres ou multicolores ont été trouvées en pierres volantes en différents endroits du secteur correspondant au cœur de l'astroblème.

Comme l'avait bien observé F. Kraut (1969c), l'étude en lames minces permet de distinguer deux variétés de verre : l'une est presque incolore et très vacuolaire, l'autre est jaunâtre à verdâtre, avec une fréquence fluidalité soulignée par des traînées d'hydroxydes de fer, et renferme localement d'innombrables microlites d'orthose ayant 0,1 mm de long et 0,01 mm de large en moyenne. Les microlites présentent parfois une terminaison fourchue. Par ailleurs, une texture de trempe a été observée dans un échantillon de faciès verdâtre.

Le cas échéant, les vacuoles sont remplies essentiellement par des amas de phyllites comprenant d'une part des chlorites vert émeraude riches en fer et d'autre part des interstratifiés qui, d'après une étude en diffractométrie X réalisée au BRGM par F. Pillard (1992, inédit), sont soit irréguliers de type Ro avec diverses proportions de smectite et d'illite, soit réguliers de type R1 avec diverses proportions d'illite, chlorite, smectite. Ces phyllites sont généralement fibroradiées et des analyses à la microsonde électronique montrent que certaines sont à la fois chromifères et nickelifères avec un maximum de 0,45 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et 0,75 % NiO. La présence de mariposite (phengite chromifère) a été signalée par J. Galvier (comm. pers., 1993). Le remplissage est fréquemment zoné avec un cœur phylliteux ou parfois siliceux et une auréole qui est soit simple, composée d'hématite ou d'orthose, soit double : hématite et, en périphérie, orthose.

L'abondance de feldspath potassique est confirmée par les analyses chimiques :

- pour 45 analyses de brèches de type E, la teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  est de 10,2 % en moyenne avec un écart-type de 1,8 % seulement (Lambert, 1977), ce qui signifie que la phase vitreuse elle-même est hyperpotassique ;
- trois analyses (tabl. 8, en annexe) réalisées dans le cadre du présent travail donnent une teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  comprise entre 9,2 et 11,8 % un rapport K/K+Na extrêmement élevé : 0,94 à 0,97.

Géochimiquement, ces brèches se singularisent par de fortes anomalies positives :

- d'une part en Ni : 150 ppm en moyenne avec un maximum de 600 ppm (Lambert, 1977) ;
- d'autre part en Cr : ce métal n'a pas été dosé par P. Lambert, mais les trois analyses (tabl. 8, en annexe) réalisées dans le cadre du présent travail montrent qu'il y a une corrélation positive entre Cr et Ni, avec un maximum de 310 ppm Cr dans l'échantillon le plus riche en Ni (269 ppm).

Ces données et les autres résultats des analyses sont commentés dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

L'étude microscopique des éléments montre, globalement et parfois même dans une seule lame mince, tous les stades du métamorphisme de choc, depuis une simple fracturation des minéraux jusqu'à une fusion presque complète.

### **Brèches monogéniques de dislocation, cataclasites d'impact**

Dans des zones d'extension variable affleurent des roches métamorphiques (paragneiss micacés et gneiss leptynitiques) ou plutoniques (granites-granodiorites) bréchifiées et/ou cataclasées lors de l'impact de la météorite. Ces zones sont cartographiées à l'aide d'une surcharge spécifique sur l'entité de socle affectée et sans contour à cause : (1) des passages généralement progressifs au socle intact, et (2) des mauvaises conditions d'affleurement et des confusions possibles avec les dislocations superficielles dues à l'érosion. À environ 6 km du centre du cratère, le sondage carotté de Chéronnac (cf. « Gîtes et indices miniers ») a permis à P. Lambert (1977) de mettre en évidence non seulement plusieurs passages de brèches monogéniques (type B) et de cataclasites avec parfois des pseudotachylites associées, mais encore un passage de brèche polygénique à matrice clastique (type C). Les figures 4 et 5 illustrent clairement la complexité de la répartition, le long des 131,5 m du sondage, de ces impactites développées au sein des trois différents types de roches de socle recoupées par le sondage.

Les **brèches de dislocation** (ou de fragmentation) sont généralement monogéniques (un seul constituant lithologique) et (sub)autochtones, constituées d'éléments de taille variable (1 cm à 1 m) peu déplacés les uns par rapport aux autres, les espaces entre ces éléments étant vides ou occupés par une matrice clastique qui provient du broyage de la roche disloquée et a une abondance variable suivant les endroits, mais très réduite dans l'ensemble. Comme le souligne P. Lambert (1974a), le caractère autochtone est relatif à cause des mouvements de réajustement qu'a subi le cratère juste après l'impact. Localement, les brèches sont allochtones par suite d'un léger déplacement et/ou d'une injection le long de fractures dans le socle sous-jacent, formant des sortes de filons (*breccia dykes*) qui se terminent en biseau. Elles sont polygéniques lorsqu'elles se sont formées, avec un brassage suffisant, en un lieu de contact entre plusieurs types de roches cristallines.

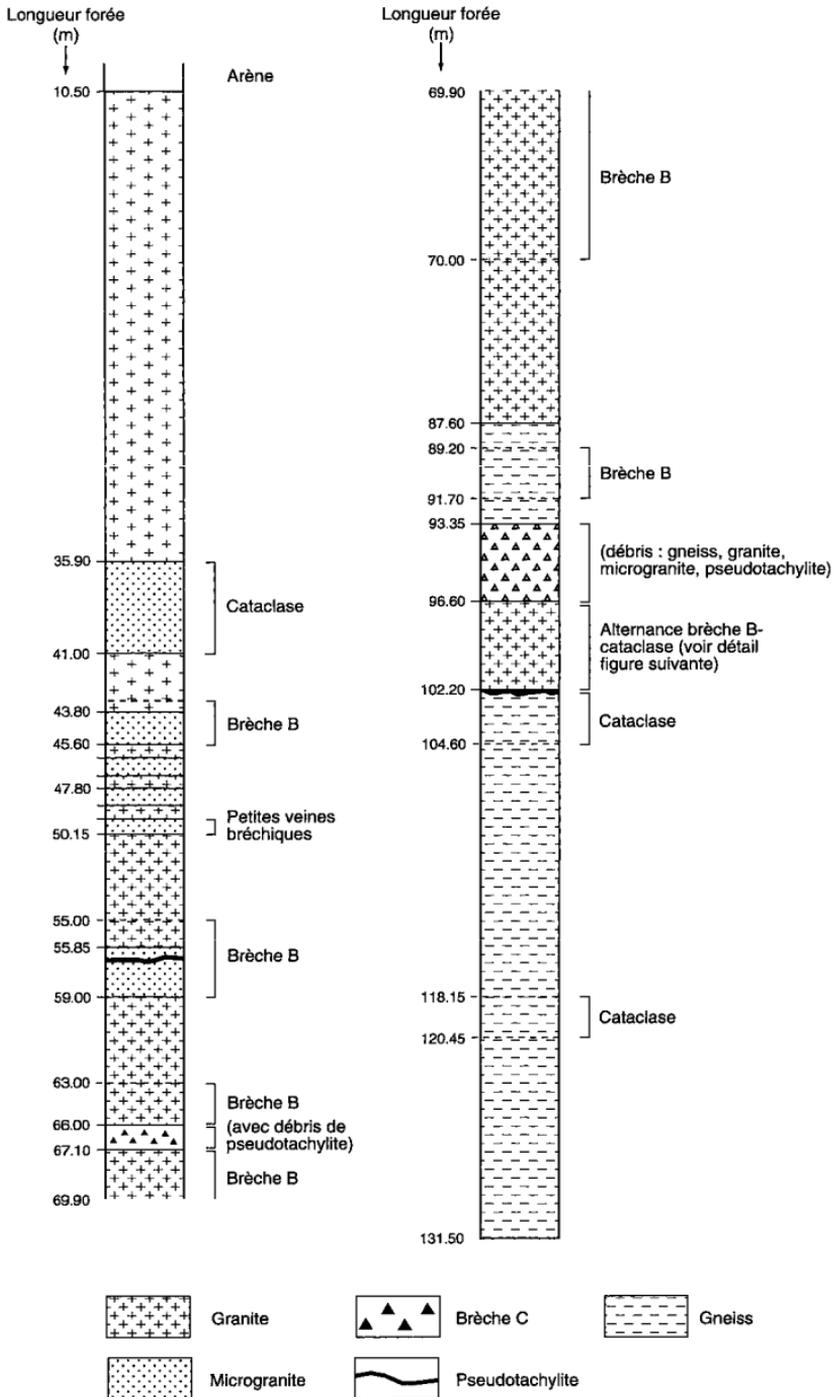


Fig. 4 - Log général du sondage carotté de Chéronnac (extrait de Lambert, 1977)

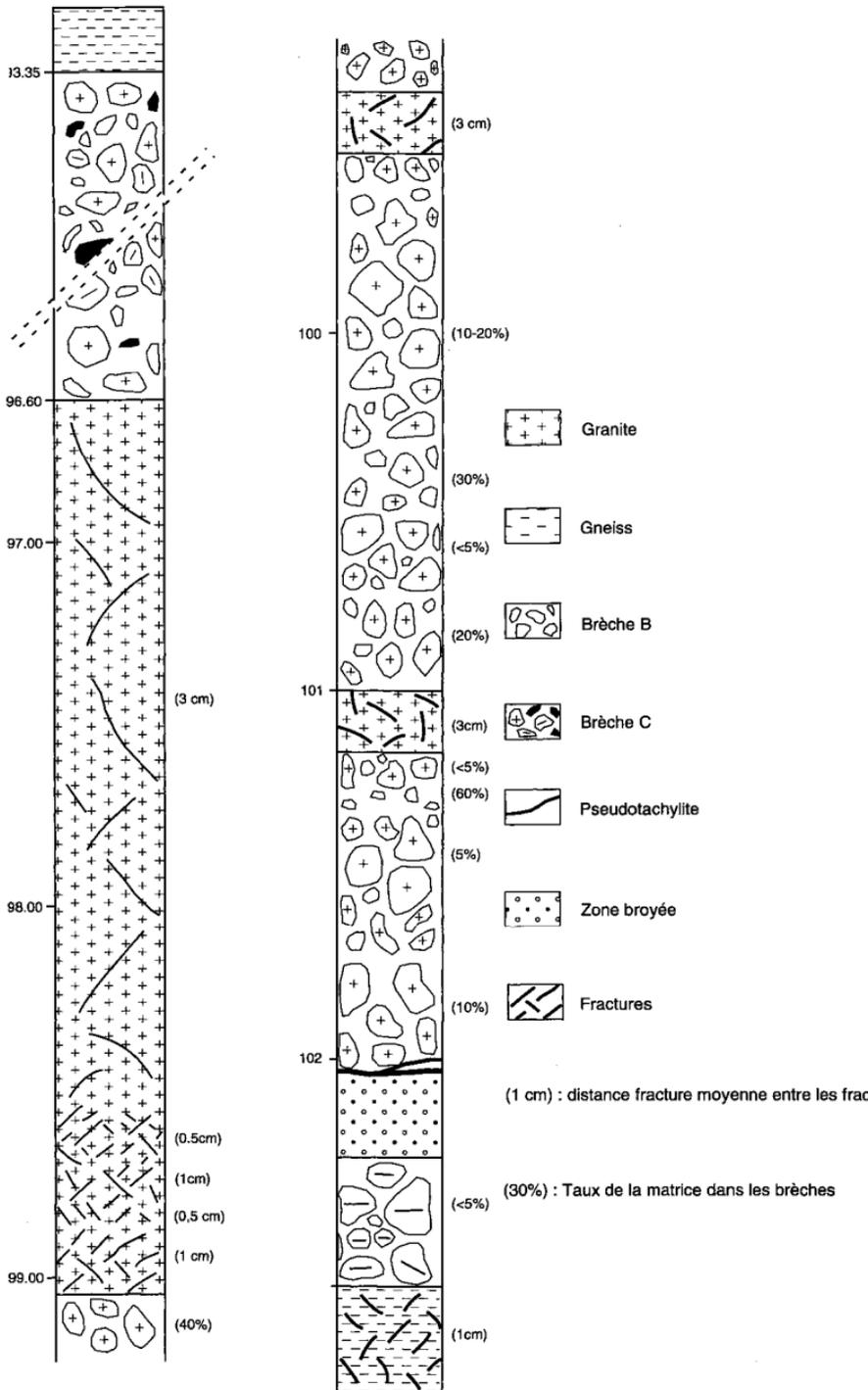


Fig. 5 - Log détaillé d'une partie du sondage de Chéronnac  
(extrait de Lambert, 1977)

De bons affleurements de brèches monogéniques développées dans des paragneiss plagioclasiques se trouvent :

- juste à l'Est du cimetière de Pressignac, dans les talus de la D. 161 (route de Rochechouart) ;
- au Sud-Ouest de Saillat-sur-Vienne, dans la tranchée de la voie ferrée immédiatement à l'Est du passage à niveau ( $x = 481,41$  ;  $y = 2097,52$ ) sur la D. 160 (route de Chassenon) ;
- à l'extrémité sud de Rochechouart, dans une petite carrière abandonnée située ( $x = 482,52$  ;  $y = 2092,15$ ) en bordure est de la D. 10, sur la rive nord de la Graine.

À 400 m au Nord du hameau de Mandat, dans le talus ouest de la route de Pressignac, un arrachement ( $x = 477,22$  ;  $y = 2090,87$ ) montre une brèche de dislocation constituée d'éléments de granite-granodiorite plus ou moins arénisés dans une matrice finement broyée et argilisée. Le « granite » de Saint-Gervais a probablement été disloqué par l'impact tout autour de Mandat, comme l'indique la carte, mais la très forte arénisation rend difficile l'observation du phénomène.

À l'extrémité ouest ( $x = 483,1$  ;  $y = 2096,2$ ) de la carrière de Champagnac (fig. 6), un corps d'amphibolites permettait d'observer, en 1993, le gradient vertical du phénomène de dislocation : les amphibolites sont transformées en brèche monogénique dans la partie supérieure de la carrière et simplement fracturées dans la partie inférieure.

Dans les gneiss leptynitiques de Rochechouart, la distinction entre brèches de dislocation et cataclasites d'impact est généralement aléatoire car ce matériau quartzo-feldspathique est nettement plus compétent que les paragneiss micacés et a donc été plus fortement fracturé. De nombreux affleurements rocheux se trouvent le long de la vallée de la Graine, notamment sur la rive droite (nord) où deux d'entre eux sont particulièrement intéressants :

- au moulin de la Côte ( $x = 481,87$  ;  $y = 2092,60$ ), la dislocation affecte des paragneiss gris surmontés de gneiss leptynitiques roses recoupés par un filon bréchiq (*breccia dyke*) de 25 cm de puissance au maximum, composé d'éléments du même gneiss rose ;
- en contrebas (sud) du château de Rochechouart, à environ 100 m à l'Est du piton de brèches polygéniques, se trouve un rocher de gneiss leptynitique rose bréchifié ; c'est dans un faciès identique qu'a été creusé un souterrain qui part vers l'Est à partir de l'entrée située dans la cour du château ; cela signifie que ce château se situe sur une partie inclinée (probablement par faille) du plancher de l'astroblème, marqué ici par un contact, non visible à l'affleurement, entre des brèches polygéniques de retombée et des brèches monogéniques de dislocation.

Les **cataclasites d'impact** sont des cataclasites au sens large se distinguant de celles qui sont liées à des failles comme celle de la Cordelle par une organisation généralement anarchique, par l'abondance des fissures ouvertes (avec un écart interfissural de l'ordre de 1 cm) et la disposition en étoile de certains de ces vides fréquemment tapissés d'hydroxydes de fer, par l'absence de direction d'étirement, de plans

de laminage, etc. D'après L. Bischoff et W. Oskierski (1987), leur épaisseur est pluridécamétrique et elles sont sous-jacentes et légèrement antérieures aux brèches de dislocation.

L'étude micropéetrographique des brèches de dislocation et des cataclasites d'impact montre l'existence locale soit de traces de métamorphisme de choc telles que des quartz présentant des plans de dislocation (photo 1), soit d'une légère altération hydrothermale se traduisant par exemple dans des fissures de cataclasites par un développement de petits amas de chlorite verte fibroradiée ; cette altération semble être contemporaine de la déformation due à l'impact.

### **Brèches hydrothermales, pseudotachylites**

L'extraordinaire carrière de Champagnac (x = 483 à 483,3 ; y = 2096 à 2096,5) permet d'explorer en trois dimensions (fig. 6) la partie basale du cratère et les effets sur le socle sous-jacent. Ce socle comprend des roches variées : paragneiss plus ou moins micacés à rares intercalations d'amphibolites, recoupés par plusieurs générations de roches éruptives intrusives.

Le plancher du cratère est marqué par un horizon bleu nuit, de quelques centimètres à plusieurs décimètres d'épaisseur, constitué d'une microbrèche à éléments infracentimétriques, liés par une abondante matrice argileuse, et correspondant soit à une couche de fusion argilisée (d'après U. Schärer, comm. pers., 1993), soit à un remplissage d'une faille liée au processus de cratérisation. Au-dessus de cet horizon se trouvent des brèches rarement polygéniques, généralement monogéniques allochtones à subautochtones. Au-dessous de l'horizon bleu nuit, le socle a subi des transformations autochtones. En fonction de leur rhéologie et de leur degré d'anisotropie, les roches de ce socle ont réagi de façon différentielle à l'impact. Les paragneiss et les rares amphibolites sont cataclasés à bréchifiés immédiatement sous le plancher du cratère, mais généralement simplement fracturés plus bas. Les différentes roches éruptives intrusives sont des matériaux compétents qui ont subi une fracturation intense, accompagnée de la mise en place de quelques filons bréchiques et surtout d'un important développement de pseudotachylites et de brèches hydrothermales.

Les **brèches hydrothermales** constituent la principale originalité de la carrière de Champagnac. Des géologues allemands les ont découvertes (Reimold *et al.*, 1983a) et ont montré qu'elles étaient en relation avec l'impact de la météorite (Reimold *et al.*, 1984a,b, 1987 ; Bischoff et Oskierski, 1987).

L'horizon argilisé bleu nuit a servi d'écran à la circulation des fluides hydrothermaux, car les brèches hydrothermales lui sont toujours sous-jacentes ou à la limite adjacentes, des hydrothermalites essentiellement carbonatées formant localement de minces lentilles accolées à la base de cet horizon.



Dans les paragneiss, seules quelques fractures ont un remplissage hydrothermal dont la puissance ne dépasse généralement pas le centimètre. En revanche, les roches éruptives plutoniques (tonalite-granodiorite, leucogranites) ou subvolcaniques (lamprophyres) sont fréquemment les hôtes de véritables brèches hydrothermales à carbonates et/ou quartz, accompagnés généralement de pyrite plus parfois mispickel et rarement de fluorine. Ces mêmes minéraux se trouvent également en remplissage de fentes de tension et autres fractures, d'orientation N-S prédominante, dans tous les types de roches de socle exposées dans la carrière.

La nature des carbonates est variable : calcite prédominante, ankérite, sidérose, dolomite. Le quartz, blanc à gris, se présente sous différentes formes : massive, rubanée, géodique. De la fluorine violette se trouve en placages aux épontes de certaines veines hydrothermales. La minéralisation sulfurée est disséminée ou concentrée en petits amas.

Les éléments des brèches hydrothermales ont fréquemment subi une altération hydrothermale se traduisant par un développement plus ou moins intense d'un ou plusieurs des phénomènes suivants :

- silicification, imprégnation de pyrite ;
- chloritisation et carbonatation des minéraux ferromagnésiens : biotite et/ou (dans des amphibolites et certaines granodiorites) amphibole ;
- pseudomorphose du plagioclase en micas blancs, carbonate(s), feldspath potassique secondaire ;
- séricitisation du feldspath potassique primaire.

A 1 km au Nord-Est de l'église de Chassenon, sur un chemin menant à la Vienne, un affleurement rocheux rasant ( $x = 478,62$  ;  $y = 2096,68$ ) montre une amphibolite qui fait effervescence à l'acide, par suite d'une calcitisation complète de l'amphibole, et qui est minéralisée en pyrite disséminée aux épontes de fentes en échelon à remplissage de calcite + rare quartz. Ces fentes et l'altération hydrothermale associée sont vraisemblablement liées à l'impact, car dans la zonéographie de l'astrobème cet affleurement se situe dans une position analogue à celle de la carrière de Champagnac. Aussi est-il possible que la facturation hydrothermale engendrée par l'impact affecte une large zone, peu entamée par l'érosion, qui pourrait s'étendre jusqu'à la carrière de Chabonais (située à seulement 4 km de Chassenon) où une altération hydrothermale à carbonates et sulfures est visible dans les différents types (cf. fig. 2) de roches magmatiques. Pour tester la validité de cette hypothèse, il faudrait procéder à une étude des inclusions fluides et/ou de géochimie isotopique sur les roches des deux carrières.

Les **pseudotachylites** sont des mylonites à aspect vitreux formées lors de l'impact par friction le long de plans de cisaillement. Dans la carrière de Champagnac, elles sont abondantes au sein des matériaux les plus compétents, se distinguent par leur teinte vert sombre à gris-vert, constituent des veines de 1 mm à 1 dm de puissance et coexistent fréquemment avec les remplissages hydrothermaux décrits ci-dessus. Comme le signalent L. Bischoff et W. Oskierski (1987), ces pseudota-

chylites se présentent - soit en îlots isolés, soit en schlieren - en association intime avec du quartz, clairement plus tardif, minéralisé en pyrite. Elles ont subi une silicification et une chloritisation partielle à totale, provoquée par les fluides hydrothermaux qui ont donné la paragenèse à quartz-pyrite-carbonates.

En dehors de la carrière de Champagnac, des pseudotachylites, de couleur claire, ont été observées par P. Lambert (1977) le long du sondage de Chéronnac (fig. 4 et 5) et ailleurs, sous forme soit de veines, soit de débris dans des brèches polygéniques allochtones de type C ou D. En cas d'argilisation, ce qui est fréquent, il est très difficile de les distinguer d'une fine matrice clastique.

### **Cônes de percussion**

La découverte de ces cônes (Kraut, 1969b) avait confirmé de façon éclatante l'hypothèse d'une origine météoritique (Kraut, 1967; Kraut et al., 1967) des brèches de la région de Rochechouart-Chassenon.

Les cônes de percussion (ou de pression) se traduisent dans la roche hôte par un débit naturel suivant des surfaces coniques dont les génératrices sont matérialisées par des stries divergentes à partir d'un point qui est le sommet ou apex du cône. La hauteur des cônes observés varie entre 1 et 20 cm. Les cônes de taille supérieure à 4-5 cm sont fréquemment constitués d'une juxtaposition de cônes plus petits dont le nombre et la taille sont proportionnels à la taille du grand cône. Les génératrices sont parfois courbes, voire disposées en queue de cheval.

Ils apparaissent principalement dans les matériaux compétents, isotropes et à grain relativement fin, que sont les microgranites filoniens et, accessoirement, les lamprophyres filoniens. En général ils sont sub-verticaux avec la pointe vers le haut. L'affleurement le plus intéressant et le plus pédagogique est celui de la petite carrière abandonnée de Champonger. On peut y voir et toucher le plancher du cratère qui repose, en discordance angulaire très nette (voir fig. 3), sur des paragneiss micacés choqués, recoupés par un filon de microgranite porphyrique à biotite de teinte rougeâtre, d'orientation subméridienne, d'environ 6 m de puissance, présentant une bordure figée à chaque éponte. Ce microgranite est criblé de cônes de percussion sur toute l'étendue du filon visible sur le front de taille (fig. 3).

Dans les plans de foliation des paragneiss de la carrière de Champonger, on note localement quelques stries en éventail qui correspondent à des cônes très frustes. En d'autres endroits, des cônes à section très aplatie ont été observés dans des plans de foliation de gneiss leptynitiques. Enfin des mini-cônes ( $h = 1$  cm) aplatis ont été vus sur les plans de foliation d'une amphibolite à grain fin.

Dans les roches renfermant des cônes, l'étude microscopique montre un ou plusieurs des phénomènes suivants : microfissuration de

la roche, perte de biréfringence et dislocation des cristaux de feldspaths, rare pseudoclivage du quartz.

P. Lambert (1977) a réalisé une étude microstructurale sur quatre sites. Pour deux de ces sites, les axes des cônes ont un pendage de 75° et sont dirigés vers le point d'impact probable de la météorite.

Qu'est devenue cette météorite ?

### Les traces de la météorite

P. Lambert (1974a) a montré que la météorite avait une énergie cinétique de l'ordre de  $1,2 \cdot 10^{28}$  erg (cf. plus loin « Conditions de formation des entités géologiques »). Au moment de l'impact, la dissipation de cette énergie a provoqué, entre autres, la sublimation (passage direct de l'état solide à l'état vapeur) de la météorite. Cependant, il y a eu condensation des vapeurs métalliques ainsi générées et de fines particules sont retombées.

Dans la carrière de Champonger, célèbre pour ses cônes de percussion (cf. *supra*), W. Horn et A. El Goresy (1981) ont détecté, dans des microfractures des paragneiss sous-jacents au plancher de l'astroblème (voir fig. 3), des micro veinules et de très fines particules d'un alliage contenant en moyenne 73 % Fe, 17 % Cr et 8 % Ni (en poids) et de faibles quantités de Co ; la présence de Cr et Ni est compatible avec les anomalies positives en ces deux métaux mises en évidence dans les brèches à fort taux de fusion situées au cœur de l'astroblème et dans certaines des phyllites que renferment ces brèches. La forte teneur en chrome de ces condensats laisse supposer que la météorite n'était pas métallique mais pierreuse.

P. Lambert (1977), qui n'a pas fait doser le chrome, donne une composition quelque peu différente (sidérite à 95 % Fe et 5 % Ni), fondée sur la mise en évidence dans les brèches à fort taux de fusion, des phénomènes suivants :

- une forte anomalie positive en Ni, se traduisant dans les échantillons les plus contaminés (27 analyses) par une teneur en Ni de 202 ppm en moyenne avec un écart-type de 169 ppm, le facteur d'enrichissement par rapport aux gneiss et granites du socle étant en moyenne de 22 (et de 3 dans les brèches polygéniques sans verre de type Rochechouart) ;
- dans l'échantillon le plus riche en Ni (700 ppm) ont été séparées des sphérules métalliques de 10 à 20  $\mu$ m de diamètre, ne contenant que du fer ;
- des analyses à la microsonde électronique ont permis de détecter des teneurs non négligeables en Ni d'une part dans des chlorites vertes (0,5 % NiO) remplissant des vacuoles et des microfissures, et d'autre part dans des limonites (1 à 3 % NiO) ;
- de la bravoïte, très rare et entourée de limonite, a un rapport Ni/Co de 19,5 très proche du rapport cosmique qui est de 20.

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES*

Généralement meubles, les formations superficielles forment une couverture quasi continue sur toute l'étendue de la feuille, le substrat rocheux n'affleurant que sporadiquement, en barres et chicots rocheux, principalement au fond des vallées ou sur leurs versants. Dans l'ensemble elles sont liées à la morphologie actuelle. Tertiaire, voire plus ancien pour les altérites, leur âge n'est pas connu avec précision et en l'absence de fossiles (exception faite des bois silicifiés que renferment les alluvions anciennes de la carrière du Bouchet à Saint-Junien) et de datations radiométriques, il est discuté sur des critères de position morphologique, de degré d'altération et de place des formations dans le contexte géologique régional.

Sur les plateaux, la couverture de formations superficielles est essentiellement constituée d'altérites (en place ou plus ou moins remaniées). Elle est plus continue et en moyenne plus épaisse dans les secteurs gneissiques. Dans la moitié nord de la carte, sur les interfluves entre les principales vallées (Vienne, Gorre et Graine), on observe localement des lambeaux de formations détritiques anciennes qui sont partiellement à entièrement résiduelles (RF, RFv), en surface en tout cas, ou qui ont une disposition stratifiée conservée (F, Fv), visible dans des carrières comme celle du Bouchet au Sud de Saint-Junien ou, exceptionnellement, dans des talus comme dans le cas du petit lambeau de Fv de Chabonais.

Les versants sont tapissés de formations de gélifluxion liées au gel quaternaire; leur représentation, à l'échelle du 1/50000, présente peu d'intérêt par rapport à celle du substrat rocheux dont la nature est connue par la pétrographie des chicots rocheux et des gélifracsts soliflués. Aussi ces formations n'ont-elles pas été figurées.

Les fonds de vallées sont recouverts par des alluvions subrécentes à récentes (Fy-z), d'âge pléistocène supérieur à holocène.

Les bas de versants et les fonds de vallons sont tapissés de formations colluviales (C) constituées de matériaux apportés par le ruissellement diffus (limons, sables, petits fragments lithiques).

### **Formations fluviales**

Les alluvions anciennes (Paléogène ? à Pléistocène moyen) sont des sables fins à grossiers avec des intercalations de passées riches en galets et de lentilles de silt. Elles sont localisées au Nord-Ouest de la faille de la Cordelle, où les interfluves culminent tous en dessous d'une altitude de 300 m. Au Sud-Est de cette faille, les sommets des interfluves sont plus élevés, en particulier dans le massif granitique de Cognac-la-Forêt. Le relief formé par ce massif a limité l'extension des écoulements fluviaux vers le Sud.

Bien qu'elles soient le plus souvent résiduelles, les alluvions anciennes se répartissent ici en trois niveaux définis par leur altitude au-dessus du cours actuel de la Vienne et par quelques différences lithologiques.

La réalisation de la feuille Rochechouart terminant la cartographie géologique à 1/50 000 des plateaux limousins, les notations des alluvions ont été attribuées en harmonie avec les cartes voisines.

**F. Alluvions très anciennes, sur interfluves 90 à 100 m au-dessus du lit de la Vienne. Rf. Faciès résiduel, souvent remanié.**

Localisés en rive droite (nord) de la Vienne, en amont de Saint-Junien et en rive gauche (sud), en aval de cette ville, ces lambeaux d'alluvions se répartissent selon une large bande ENE-WSW, recoupant l'axe de la vallée de la Vienne pour rejoindre l'amont du bassin-versant de la Charente. L'affleurement de référence est une sablière située ( $x = 488,6$  à  $489,1$  ;  $y = 2095,9$  à  $2096,1$ ) à environ 4 km au Sud de Saint-Junien, près du hameau du Bouchet. Le front de taille a une puissance de 7 m environ et, selon l'exploitant, les alluvions auraient une quinzaine de mètres d'épaisseur (altitude de 276 m à 291 m environ); il peut être subdivisé en deux ensembles superposés.

Visible sur 2 à 6 m, l'ensemble inférieur est constitué de sables moyens à grossiers, un peu empâtés de fraction fine : sablon, silt et argile, en particulier dans sa partie inférieure. Les parties les plus sableuses présentent une stratification oblique à entrecroisée, en corps lenticulaires de quelques décimètres à quelques mètres de largeur. Les plus vastes présentent souvent à leur base des galets (quartz blanc ou enfumé prédominant, leucogranite pourri et gneiss leptynitique) formant localement de vastes lentilles conglomératiques meubles. L'ensemble inférieur renferme aussi des lentilles constituées de sablon, silt et argile dont les plus vastes peuvent avoir plusieurs dizaines de mètres de long et deux mètres d'épaisseur. De teinte gris à beige ocreux, parfois rosâtre ou violacée, ces lentilles fines sont d'anciennes vases déposées dans les bras morts et les flaques d'eau laissés par les variations de cours du réseau fluvial de l'époque. Leur partie supérieure présente localement des traces de trous de racines, indiquant une colonisation par la végétation et un début d'évolution pédologique. La partie supérieure de cet ensemble inférieur contient des fragments de bois silicifiés atteignant fréquemment une longueur de 1 m et un diamètre de 15 cm, dont l'intérêt stratigraphique sera discuté plus loin.

La limite entre les deux ensembles peut être progressive, mais elle est le plus souvent soulignée par un ravinement, particulièrement net quand les sables supérieurs recouvrent un niveau silteux. Dans ce cas, le contact est très souvent accidenté de chicots, minuscules falaises et chenaux. Galets de quartz, de leucogranite et de silt argileux abondent dans les creux de la surface de ravinement.

Dans l'ensemble supérieur, les chenaux fluviaux apparaissent beaucoup plus larges et la stratification est plus souvent subhorizontale

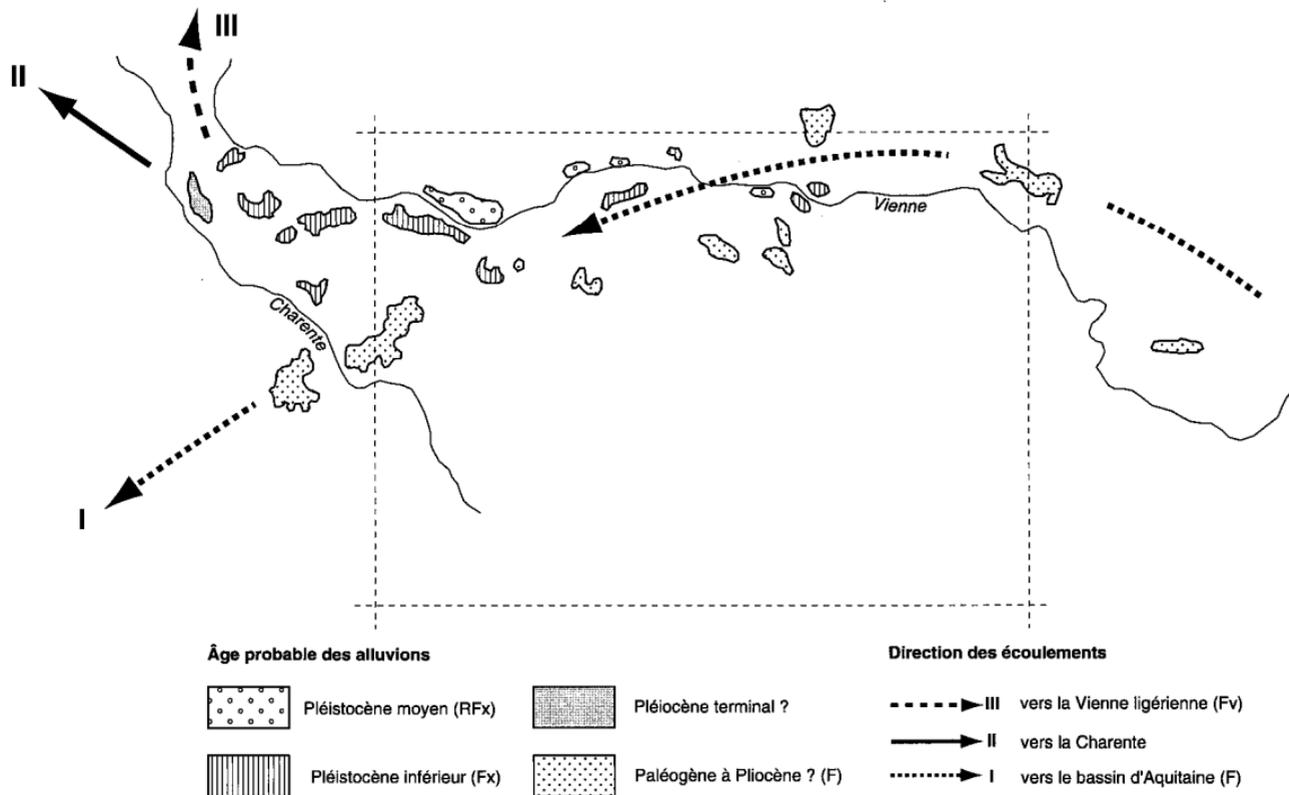


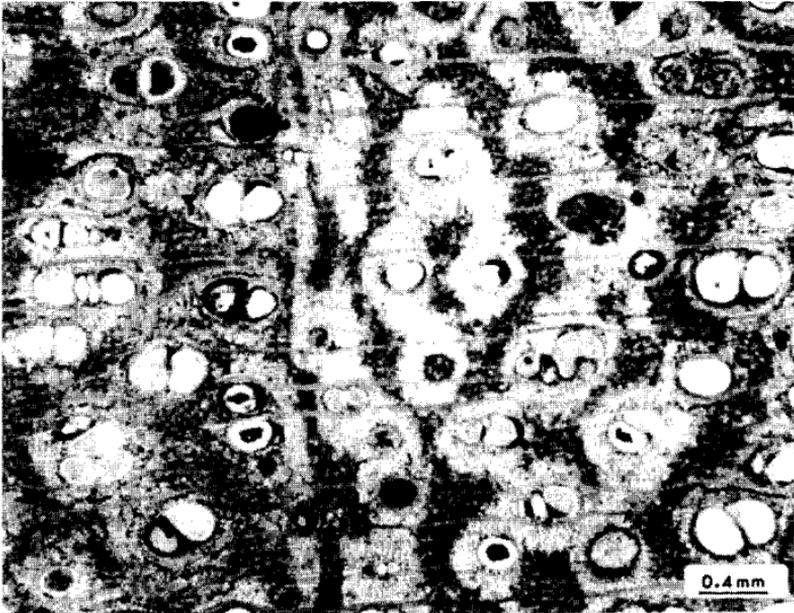
Fig. 7 - Évolution du système fluvial de la haute Vienne et de la haute Charente du Tertiaire au Quaternaire

qu'inclinée. La base des chenaux est souvent riche en galets (quartz, leucogranite). Les lentilles de matériau fin sont rares et de petites dimensions. Dans leur partie supérieure, sur 1,5 à 2 m ou dans toute leur masse quand ils sont peu épais, les sables de l'ensemble supérieur sont colorés en rouge par des oxydes de fer et un peu empâtés d'argile d'illuviation. Des traînées grises subverticales représentent des zones de réduction autour d'anciennes racines.

Cette coupe ressemble beaucoup à celle de Buxerolles, aux environs de Limoges (Flageollet, 1976), et la répartition des lambeaux d'alluvions F (fig. 7) montre bien qu'ils jalonnent un ancien cours d'eau qui a divagué sur la pénélaine du Nord de Limoges (Guyonnaud, 1977) vers Angoulême ou le Nord de l'Aquitaine. Cette traînée de lambeaux d'alluvions apparaît relayée vers l'Ouest et le Sud-Ouest par les plages détritiques, plus ou moins mêlés d'altérites, des feuilles à 1/50000 La Rochefoucauld (RCIII-IV; Capdeville *et al.*, 1982) et Montbron (Le Pochat et coll., 1986). Remarquons que sur la feuille La Rochefoucauld, dans l'interfluve Charente-Vienne, à La Péruse, figure un lambeau d'alluvions anciennes noté Fv, comme la plus haute terrasse de la Vienne, bien que celle-ci soit située 30 m en contrebas seulement. Le lambeau de La Péruse pourrait être le témoin d'un dernier écoulement vers une paléo-Charente avant la capture du haut bassin de la Vienne par la Vienne ligérienne.

Les autres coupes observées montrent, comme au Bouchet et à Buxerolles, un niveau généralement plus grossier au sommet ravinant soit des sables et graviers (carrière des Séguines ; Chèvremont et coll., 1992), soit des sables argileux (lambeau de Pressignac ; Flageollet, 1976). Des silex taillés, de facture acheuléenne (Fitte et Texier, 1969) ont été récoltés dans des sables à stratification entrecroisée surmontant les alluvions grossières au sommet de la carrière située ( $x = 501,2$  ;  $y = 2098,9$ ) près du hameau de la Chapelle-Blanche, sur la commune de Saint-Victurnien. Comme J.C. Flageollet (1976), on peut penser qu'il s'agit d'un remaniement local par un petit ruisseau postérieur au dépôt de la masse principale, car limiter le creusement de la vallée de la Vienne au seul Quaternaire supérieur n'est pas concevable. Si une origine périglaciaire peut être envisagée pour le dépôt supérieur grossier (cf. Flageollet, 1976), avec un âge « ancien » (Prétigien ?), nous serons plus réservés pour les sables sous-jacents. Ils renferment des bois silicifiés qui appartiennent, selon C. Privé-Gill (communication écrite, 1993), à une espèce tropicale proche de *Laurinoxylon variable* (lauracée) ou d'*Erythrophloeoxylon schoelleri* (légumineuse ; photo 2). Cette dernière espèce est connue dans des dépôts rupéliens (34-28 Ma) en Aquitaine (Boureau, 1957). Les derniers climats à cachet tropical en France datent du Pliocène inférieur (5,3-3,4 Ma).

D'un point de vue granulométrique, la fraction sableuse des alluvions F présente un mode assez large, généralement compris entre 0,3 et 0,8 mm, selon la grossièreté du matériau. La fraction sableuse comprend des feldspaths altérés et un peu de muscovite, principalement dans les niveaux inférieurs. La fraction fine (silt et argile) est générale-



**Photo 2** - Vue microscopique (en lumière "naturelle") d'un échantillon de bois silicifié provenant de la carrière de sables anciens du Bouchet à Saint-Junien. La texture de cette légumineuse (*Erythrophloeoxylon schoelleri*) est remarquablement bien conservée.

ment supérieure à 10 % et dépasse souvent 20 %, en particulier dans les niveaux rubéfiés supérieurs, empâtés d'argile d'illuviation, et dans les niveaux inférieurs. Dans les passées à galets, la fraction rudite peut dépasser 50 %, alors que dans les faciès fins la fraction silteuse peut prédominer, avec un pourcentage d'argile non négligeable (une valeur de 18 % est indiquée pour un faciès fin de Pressignac ; Flageollet, 1976). Les galets ont généralement une dimension inférieure à 10 cm, mais dans l'ensemble supérieur, certains peuvent atteindre et dépasser 20 cm (la Chapelle-Blanche, Pressignac). La forme des galets est très variable et peut être subanguleuse à arrondie. L'indice d'émoûssé moyen Cailleux est compris entre 100 et 200 et semble augmenter vers l'aval. La présence de galets de quartz très émoûssés (indice compris entre 400 et 500) permet de poser une hypothèse de travail sur l'existence possible en Limousin de conglomérats marins côtiers d'âge mésozoïque. Ceux-ci auraient été entièrement démantelés et ces galets en seraient les seules reliques.

**Fv. Alluvions anciennes, en terrasses 60 à 70 m au-dessus du lit de la Vienne. RFv. Faciès résiduel, souvent remanié.** Mis à part un lambeau coiffant un replat au-dessus du faubourg de Glane, à l'Ouest de Saint-Junien, ces lambeaux d'alluvions sont tous localisés au Sud de la Vienne. Sableuses, ces alluvions ont été exploitées en car-

rières entre Chaillac et Saillat-sur-Vienne (sablères de Chaumeix et du Bugearas). Au Sud de Chaumeix, dans une sablière abandonnée ( $x = 484,35$  à  $484,5$  ;  $y = 2098,2$  à  $2098,35$ ), le front de taille recoupe de haut en bas :

- 2 m de silt argileux gris-blanc à ocre presque rougeâtre, localement coupé de veines grises ;
- 0,10 à 0,30 m de grès ferrugineux grossier en dalle subhorizontale ou en plusieurs niveaux anastomosés ;
- 1,50 m de sable grossier à graveleux à stratification oblique à entrecroisée, liée à l'imbrication de chenaux, larges de 0,50 à 2 m.

La fraction grossière (supérieure à 2 mm) du niveau inférieur, constituée de graviers subanguleux de longueur ne dépassant guère 1 cm, compte pour 40 % du matériau. La fraction sableuse présente un mode étalé entre 0,3 et 0,8 mm. Les grains sont essentiellement quartzeux, mais le matériau comprend un peu de feldspaths et de muscovite.

Dans la carrière abandonnée située ( $x = 485,2$  à  $482,5$  ;  $y = 2098,5$  à  $2098,7$ ) à l'Est de Bugearas, 3 à 5 m de sable grossier semblable à celui de Chaumeix recouvre des isaltérites argileuses développées sur des brèches de dislocation intragneissiques dues à l'impact de la météorite. Au contact s'est développé un liseré noirâtre, riche en oxydes de manganèse, dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 20 cm. Selon J.C. Flageollet (1976), la présence d'accumulations manganiques serait caractéristique des alluvions Fv. À Bugearas, la fraction grossière compte pour 10 à 25 % du matériau (grains les plus gros : 2 cm dont quelques fragments de granite et de gneiss). La fraction sableuse peut être plus grossière qu'à Chaumeix (mode dépassant 0,8 mm dans certaines passées).

Les alluvions Fv peuvent renfermer des galets, principalement de quartz, plus rarement de gneiss et de granite altéré. Entre Chassenon et Chabanais, de nombreux galets gisent dans les champs ; leur taille maximale est voisine de 15 cm. Sur la feuille voisine La Rochefoucauld, dans les carrières de Maison-Neuve au Sud-Ouest d'Exideuil, 3 m de sables et graviers rouges, très riches en galets dans leur partie inférieure (taille maximale 13 cm) ravinent des sables blancs à rouges, à fine stratification entrecroisée.

Plus au Nord, en aval du coude de la Vienne, les alluvions Fv forment la plus haute terrasse fluviale de la vallée (Flageollet, 1976). À défaut de marqueurs chronologiques, un âge quaternaire assez ancien peut leur être attribué en raison de leur position topographique élevée et de leur degré d'altération.

**RFX. Alluvions anciennes, situées 5 à 40 m au-dessus du lit de la Vienne, résiduelles et remaniées.** À Saint-Brice-sur-Vienne et Saint-Martin-de-Jussac et surtout en rive droite de la Vienne, en aval de Saint-Junien, des galets résiduels et des sables rubéfiés tapissent des replats situés 15 à 40 m au-dessus du lit de la Vienne et les versants en contrebas. Largement prédominants, les galets de quartz sont

accompagnés de quelques galets de gneiss et de granite, peu altérés. Dans l'ensemble, ils sont plus gros que dans les alluvions plus anciennes ; les plus gros peuvent atteindre exceptionnellement une taille de 50 cm (en amont de Chabonais).

**Fy-z. Alluvions subrécentes à récentes.** Suivant la largeur de la vallée et /ou la nature du substrat rocheux, elles constituent une couverture continue ou sont piégées dans de petits bassins alternant soit avec des barres ou des seuils rocheux franchis par des chenaux ou des cascades, soit avec des boules de roches plutoniques comme dans le cas du chaos granitique du site Corot, dans la vallée de la Glane, à l'extrémité ouest de Saint-Junien.

La tranche la plus superficielle des alluvions est constituée de sables fins plus ou moins argileux noyant des cailloux et de petits blocs. Ces sables sont composés en majeure partie de quartz, feldspaths et micas, ces derniers formant parfois de petites concentrations, en compagnie d'oxydes métalliques (Fe et Mn essentiellement) ou non. Ces alluvions fines, d'âge holocène, recouvrent fréquemment des alluvions plus grossières, correspondant à une importante phase de remblaiement à la dernière période froide du Quaternaire.

### **Formations colluviales**

**C. Colluvions.** Dans les fonds de vallons, les apports latéraux par ruissellement sur les versants prédominent fréquemment sur les apports longitudinaux des ruisseaux principaux. Le matériel essentiellement colluvial est, selon la pente des versants et la nature du substrat rocheux, plus ou moins fin et généralement constitué de limons, sables ou petits graviers pouvant envoyer des blocs résiduels de quartz, de roches cristallines ou de brèches d'impact météoritique. Ces colluvions ne doivent pas être confondues avec les formations de gélifluxion tapissant généralement les parties moyennes et supérieures des versants et recouvertes par les colluvions dans la partie inférieure des versants. Ces formations sont constituées par des fragments de roches (blocs et cailloux) emballés dans des altérites remaniées par gélifluxion. Elles recouvrent la plupart des versants sur une épaisseur de l'ordre de 2 m, mais n'ont pas été représentées.

En bas des versants se trouvent des sols hydromorphes à pseudogleys, voire à gleys (horizons à chimisme réducteur liés à la présence d'une nappe d'eau stagnante) dans les fonds mal drainés. Ces sols gris sont en général abondamment couverts de joncs.

### **Altérites**

Des travaux anthropiques permettent ou ont permis d'observer, sous un sol généralement peu épais (20 à 50 cm), des altérites qui sont de deux types : isaltérites et allotérites.

$\zeta^{1-2}$ ,  $\zeta^2$ ,  $\zeta^4$  **M. Isaltérites : arènes sablo-argileuses à texture et structure reconnaissables** (développées aux dépens d'un substrat cristallin dont la roche gneissique prédominante est indiquée par sa teinte atténuée et son symbole). Elles présentent toutes les transitions entre une roche cristalline encore cohérente et une roche tout à fait friable dans laquelle on peut encore identifier, difficilement, la composition minéralogique et la texture. Elles ont été figurées sur les plateaux de la moitié nord-est de la carte.

**Allotérites : altérites de faciès divers à texture et structure effondrées, sur substrat cristallin indéterminé.** D'épaisseur variable difficile à estimer, elles recouvrent partiellement les principaux plateaux et sont associées spatialement à des isaltérites et/ou à des lambeaux de résidus d'alluvions anciennes dans le cas. des interfluves Glane-Vienne, Vienne-Gorre et Gorre-Graine.

### Dépôts anthropiques

**X. Déblais divers.** Les dépôts anthropiques les plus volumineux ont été figurés sur la carte. Il s'agit :

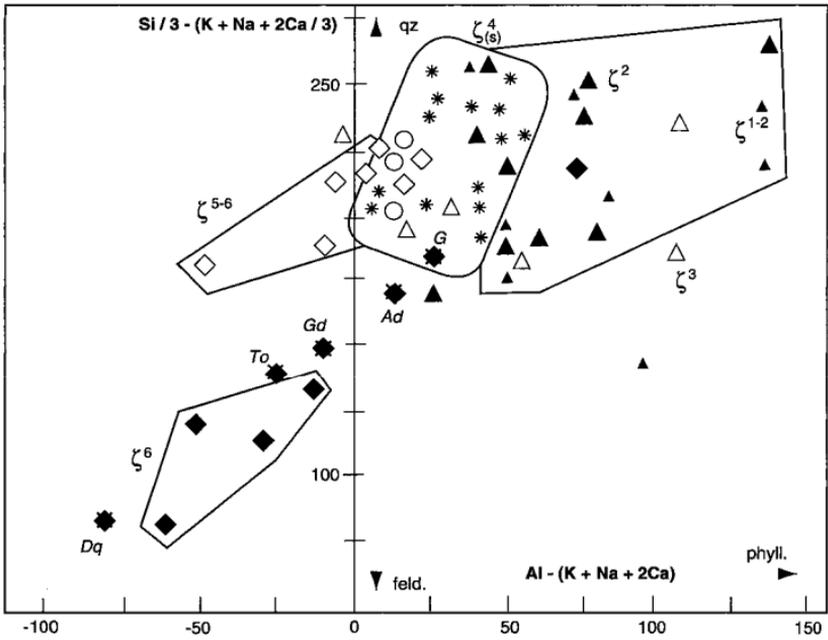
- des déblais de la carrière de Pagnac situés sur la rive droite (nord) de la Vienne en limite orientale de la carte, la carrière se trouvant un peu plus à l'Est sur le territoire de la feuille Limoges dans des gneiss leptynitiques ;
- des déblais de la carrière de Champagnac déposés à l'Ouest et à l'Est de cette carrière, sur la rive gauche (sud) de la Gorre ;
- des déchets de l'usine de pâte à papier de Saillat-sur-Vienne, déposés sur les deux rives de la Vienne.

Les dépôts d'ordures ménagères de Saint-Junien et de Rochechouart ne sont pas représentés sur la carte.

### *CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES*

Ce chapitre et le suivant font appel à des interprétations qui sont forcément en partie subjectives et dépendantes des connaissances et des idées actuelles. Certaines de ces idées sont susceptibles d'évoluer, voire d'être complètement bouleversées dans le futur, comme le montre l'historique des interprétations relatives aux singulières brèches de la région de Rochechouart-Chassenon.

Pour les roches cristallines, les interprétations reposent en grande partie sur les nombreuses données géochimiques inédites acquises d'une part dans le cadre du présent travail et d'autre part par le C.R.P.G. (fichier Artemise, Nancy) lors de la prospection du massif granitique de Cognac-la-Forêt par Cogéma. Ces données figurent dans les tableaux 2 à 8 en annexe.



Q = f (% quartz); A = index d'aluminosité [= f (% minéraux alumineux: muscovite, biotite, chlorite)]. Dq, To, Gd, Ad, G: compositions de référence des diorites quartzifères, tonalites, granodiorites, adamellites, granites, selon Debon et Le Fort (1988).  
 $\zeta^{1-2}$  à  $\zeta^6$ : cf. légende de la carte;  $\zeta^4_{(s)}$ : inclut  $\zeta^4_{(s)}$  (USG) et  $\zeta^4$  (UG).  
 qz: quartz; feld.: feldspaths; phyll.: phyllites

**Fig. 8 - Composition des formations métamorphiques dans le diagramme Q = Si / 3 - (K + Na + 2Ca / 3) vs A = Al - (K + Na + 2Ca)**

## **ROCHES MÉTAMORPHIQUES**

Sur la feuille Rochechouart sont représentées les trois principales unités métamorphiques du socle cristallin du Massif central : unité supérieure des gneiss, unité inférieure des gneiss, et unité para-autochtone des micaschistes.

### **Caractères géochimiques - Nature des protolites**

Dans cette rubrique, il est supposé que le métamorphisme a été iso-chimique c'est-à-dire qu'il n'a pas ou très peu modifié les caractères chimiques intrinsèques des entités originelles (antémétamorphes) ou protolites.

#### **Micaschistes ( $\xi^1$ )**

Il est généralement admis qu'ils dérivent de roches sédimentaires détritiques de type pélites. Aucun échantillon n'a fait l'objet d'analyse chimique dans le cadre du présent travail.

#### **Gneiss**

Les gneiss ont été subdivisés en différents types, distingués par leur exposant numérique, grâce à des différences lithologiques qui se retrouvent géochimiquement dans les compositions en éléments majeurs. Les différences de contenu lithologique et/ou géochimique rendent cependant nécessaire l'étude de chaque unité séparément.

#### **• Unité inférieure des gneiss (UIG) (tabl. 2, 3 et 5, en annexe)**

$\zeta^{1-2}$ . Les variations de  $K_2O$ ,  $Na_2O$  et  $CaO$  observées dans ces gneiss peuvent être attribuées aux hétérogénéités lithologiques liées à la migmatisation. L'excès d'alumine, dû à la présence de muscovite et de biotite (proportions inférieures à 8 %), est élevé et contrôle une répartition des compositions dans un champ alumineux et siliceux caractéristique de grés-pélites (fig. 8).

$\zeta^3$  et  $\zeta^4$ . Siliceux ( $SiO_2 > 73\%$ ) et leucocrates, ces gneiss sont marqués par des variations importantes de  $K_2O$ ,  $Na_2O$  et  $CaO$ . Sur la figure 8, les gneiss de type  $\zeta^4$  se répartissent dans ou à proximité du champ de composition des roches magmatiques leucocrates (leucogranites à biotite, rhyolites), ce qui suggère une origine orthodérivée, volcanique ou plutonique. Les gneiss de type  $\zeta^3$  ont une aire de répartition beaucoup plus large, enveloppant à la fois le domaine des gneiss  $\zeta^4$  et celui des gneiss  $\zeta^{1-2}$  et  $\zeta^2$ , ce qui rend ambiguë la caractérisation du protolite.

$\zeta^{5-6}$ . Pour un caractère ferromagnésien et plagioclasique marqué, comparable à celui de granodiorites ou de tonalites (biotite normative : 10-16 %), les proportions élevées de quartz normatif (30-40 %) éloignent ces gneiss des compositions des roches plutoniques communes (fig. 8). Une origine sédimentaire (grauwackes) de ces gneiss est plus probable.

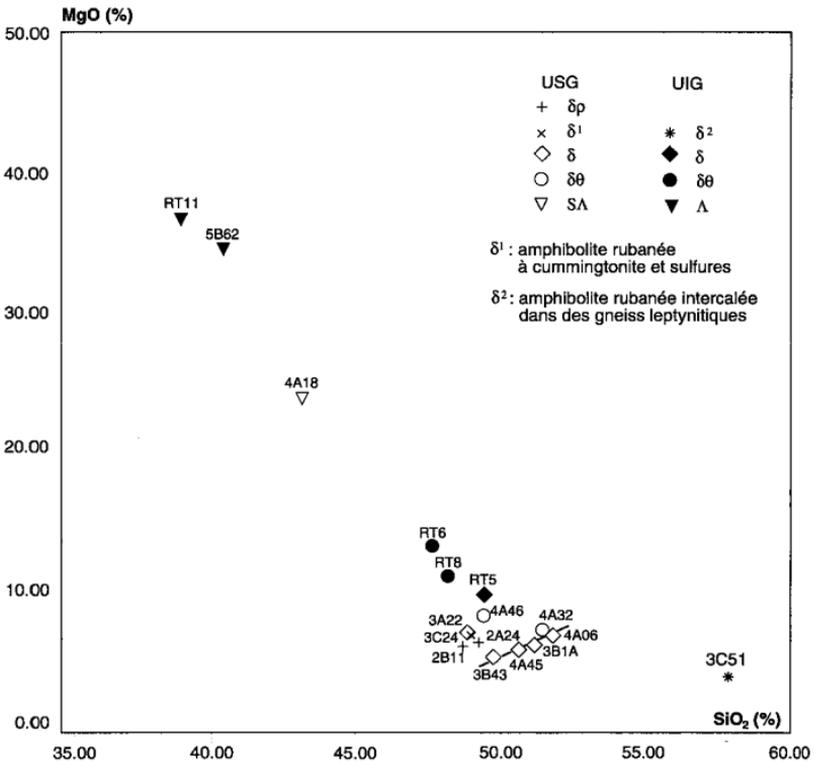


Fig. 9 - Position des amphibolites et des roches ultrabasiques dans le diagramme MgO vs SiO<sub>2</sub>

$\zeta^8$  (à-silicates-calciques). Ce gneiss très particulier, qui n'a été observé qu'en un seul endroit de la carte, se distingue très nettement des autres types de gneiss et se rapproche de certaines amphibolites par son chimisme. Il pourrait dériver d'une roche riche en calcium, sédimentaire, volcanique ou mixte, ayant subi un métamorphisme régional, puis une skarnification et une silicification provoquées par l'intrusion du corps leucogranitique qui se trouve à proximité immédiate.

• **Unité supérieure des gneiss (USG)** (tabl. 4 et 5, en annexe)

$\zeta^2$  (à plagioclase, biotite  $\pm$  muscovite). Leur composition est très variable ( $64 \% < \text{SiO}_2 < 75 \% ; 0,8 \% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 6,0 \%$ ), corrélativement à l'hétérogénéité pétrographique de cette entité, et toujours très alumineuse. Ces compositions s'apparentent à celles de grauwackes alumineuses et de formations gréséo-pélimitiques peu feldspathiques (fig. 8). L'échantillon 2A02, qui représente un faciès schisteux et graphiteux (S) a une composition comparable à celle des termes  $\zeta^2$  les plus ferromagnésiens et peralumineux.

$\zeta_s^4$  ( $\zeta^4$  et  $\lambda\zeta^4$ ). Dans cet alinéa, l'indice « s » leur a été attribué pour faciliter la comparaison avec les gneiss  $\zeta^4$  de l'UIG qui leur sont similaires pétrographiquement et sur le plan de la composition en éléments majeurs (fig. 8 ; tabl. 3 et 4, en annexe). Ils se singularisent par des teneurs plus élevées en terres rares et un fractionnement moins important entre terres rares légères et lourdes en relation avec une plus grande abondance de zircon ( $\text{Zr} > 110$  ppm contre  $\text{Zr} < 75$  ppm dans les gneiss  $\zeta^4$  de l'UIG ; tabl. 3 et 4). De même que les gneiss  $\zeta^4$ , ils sont probablement orthodérivés.

$\zeta^6$ . Faiblement siliceux, ces gneiss sont très ferrifères ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 11\% ; \text{MgO} < 1,4 \% ; \text{XFe} > 0,80$ ). La figure 8 montre que ces gneiss ont des compositions proches de celles de diorites quartzifères et tonalites métalumineuses. Toutefois, les teneurs élevées en Zr et Hf, voire en Y et Nb (tabl. 4, en annexe), sont peu compatibles avec une origine orthodérivée. Aussi, le protolite était-il plus probablement formé de sédiments grauwackeux métalumineux à contribution élevée de constituants magmatiques basiques et enrichis en minéraux résistants (zircon, xénotime), que de roches strictement éruptives.

**Amphibolites et roches ultrabasiques** (tabl. 6a-b-c, en annexe)

Si l'on excepte l'échantillon 3C51 qui représente probablement une amphibolite paradérivée, les amphibolites de l'UIG se distinguent de celles de l'USG par un caractère plus magnésien (fig. 9), moins ferrifère et moins titanifère (fig. 10); ces caractéristiques et les valeurs plus élevées de la variable  $\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$  et du rapport  $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  (tabl. 6a) suggèrent que ces amphibolites, et notamment les métagabbros, dérivent de cumulats d'olivine  $\pm$  orthopyroxène relativement riches en magnésium.

Pour les amphibolites de l'USG, la tendance cumulative des métagabbros est moins nette (fig. 9) et les trois échantillons d'amphibolites rubanées minéralisées en sulfures dérivent vraisemblablement de tufs

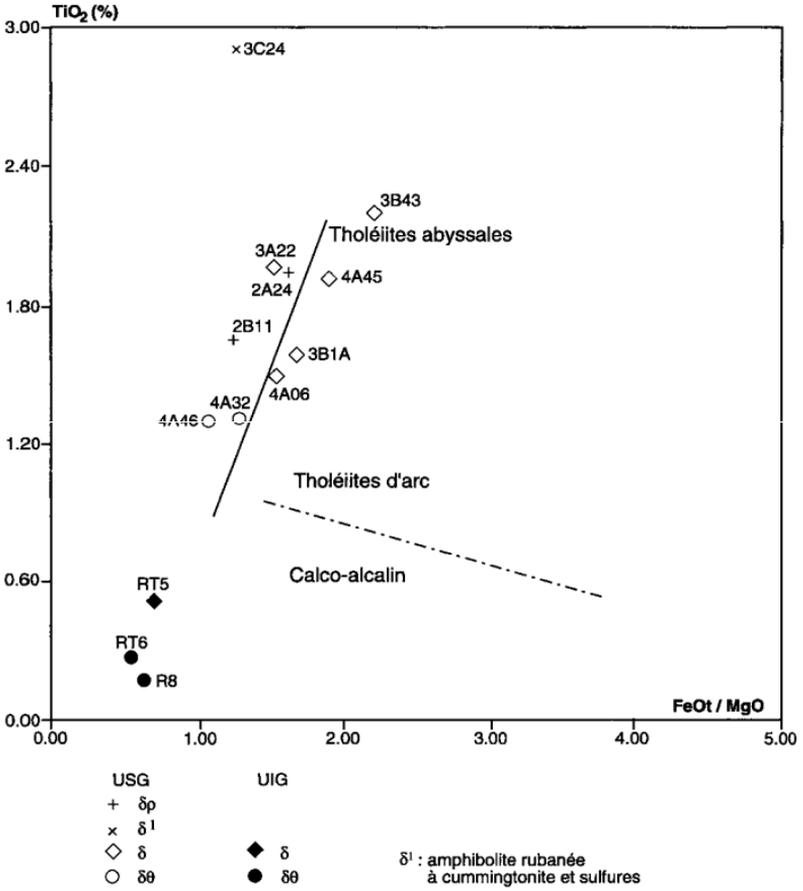


Fig. 10 - Position des orthoamphibolites dans le diagramme  $TiO_2$  vs  $FeOt / MgO$  (Miyashiro, 1975)

basaltiques comme cela est le cas pour ce type d'amphibolites ailleurs dans le Limousin (Cabanis *et al.*, 1983; Santallier, 1981, etc.). Les teneurs en terres rares (tabl. 6c) sont de 15 à 40 fois supérieures à celles des chondrites et sont plus élevées que dans les amphibolites de l'UIG.

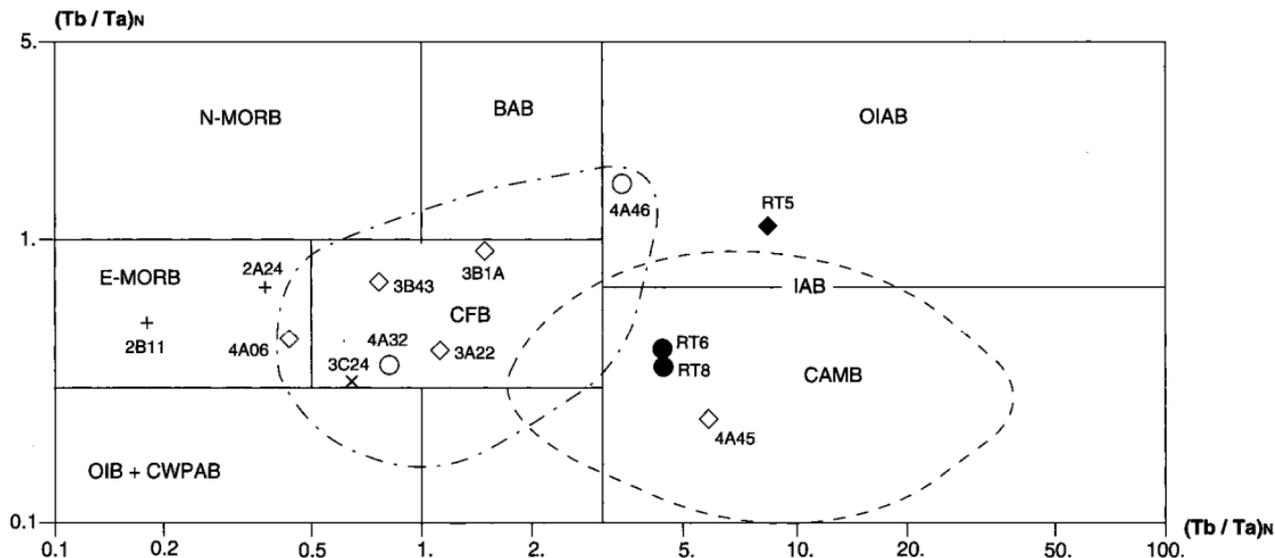
Les péridotites serpentinisées (A) et les amphibolo-chloritoschistes (SA) ont des compositions qui s'apparentent à celles des roches ultrabasiques (métaharzburgites, métapéridotites) étudiées par ailleurs dans le Limousin (Guillot et Floc'h, 1979; Maillet *et al.*, 1984). Dans les échantillons 5B62 et RT11, représentant des métaharzburgites mantellaires (tectonites) situées dans la partie basale de l'UIG, les teneurs en Cr, Ni et Co sont élevées (tabl. 6b), alors que les teneurs en terres rares (tabl. 6c) sont extrêmement basses. L'échantillon 4A18, provenant de la partie basale de l'USG, a une composition de wehrlite à plagioclase ou de mélagabbro ; en accord avec les données de terrain les amphibolo-chloritoschistes situés dans l'angle nord-est de la carte, au sein de la partie basale de l'USG, dérivent donc probablement de cumulats ultramafiques sous-jacents aux gabbros métamorphisés eux en amphibolites de type 80.

**Considérations paléogéodynamiques concernant les protolites des ortho-amphibolites.** Dans le diagramme  $TiO_2$  vs  $FeOt/MgO$  (fig. 10), l'ensemble des 10 échantillons d'amphibolites de l'USG montre une nette affinité de tholéiite abyssale. Les trois échantillons d'ortho-amphibolites de l'UIG occupent un champ se situant à la fois dans le prolongement de la lignée tholéiitique et dans le domaine calco-alcalin, ce qui ne permet pas d'en tirer une conclusion fiable, d'autant qu'il s'agit de métacumulats.

D'après D. Thiéblemont *et al.* (1994) le diagramme  $(Tb/Ta)_N$  vs  $(Th/Ta)_N$  est particulièrement efficace pour la discrimination du site géotectonique de mise en place dans le cas de laves et de roches plutoniques contenant moins de 55 % de  $SiO_2$ . Dans ce diagramme (fig. 11):

- les échantillons de l'UIG se trouvent dans le domaine des zones de subduction : arc intra-océanique de type Marianne pour le métabasalte (RT5) et marge active de type Chili pour les métagabbros (RT6 et RT8) ; cependant, les natures cumulatives des protolites correspondants ne permettent pas d'en tirer une conclusion formelle ;
- les échantillons de métabasaltés et de métagabbros de l'USG se situent sans ambiguïté dans le domaine des tholéiites continentales, à l'exception de 4A45 dont la composition en éléments en traces présente d'autres anomalies.

Bien que ce diagramme n'ait pas été conçu pour des tufs, les échantillons de métatufs basaltiques de l'USG y ont également été reportés : 3C24 se trouve le domaine des tholéiites continentales, et 2A24 et 2B11 à proximité dans le domaine des E-MORB. Cela et les autres petites différences concernant les éléments en traces n'excluent pas un lien génétique entre les (1) métatufs et (2) les métabasaltés et métagabbros de l'USG, car ces différences peuvent être expliquées par



Champs d'après la base de données  
BRGM (Thiéblemont et Tegye, 1992) :

- tholéïtes continentales
- ◇ marges de type Chili

MORB basaltes de rides médio-océaniques:  
N-normaux E-enrichis  
BAB basaltes d'arcs intermédiaires  
IAB basaltes d'arcs océaniques  
OIB basaltes d'îles océaniques

CFB basaltes tholéïtiques continentaux  
OIAB basaltes d'arcs intra-océaniques  
CAMB basaltes de marges actives de type Chili  
CWPAB basaltes intraplaques alcalins  
et transitionnels

**Fig. 11 - Position des ortho-amphibolites dans le diagramme  $(Tb/Ta)_N$  vs  $(Th/Ta)_N$**

(d'après Thiéblemont *et al.*, 1994)

N signifie que les ratios sont normalisés par rapport au manteau primordial

Mêmes symboles que la figure 10

l'existence d'une composante sédimentaire dans le cas des (méta)tufs. Ce lien génétique est au contraire d'autant plus plausible que les spectres de terres rares (non figurés ici) des deux entités montrent de nombreuses analogies et notamment un fractionnement peu important dans l'ensemble, qui s'apparente à celui des tholéïtes continentales.

En conclusion, il est vraisemblable que les ortho-amphibolites de l'USG dérivent de gabbros et de laves et tufs basaltiques mis en place dans un contexte de distension continentale (rifting) en domaine plus probablement ensialique qu'arrière-arc. Les ortho-amphibolites de l'UIG montrent un chimisme nettement différent d'après les trois analyses réalisées dans le cadre de la présente carte, mais le nombre d'analyses trop faible et la tendance cumulative ne permettent pas de mettre en évidence une signature géotectonique nette. Pour les deux unités gneissiques, c'est de toute façon à l'échelle du Limousin, voire de l'ensemble du Massif central, qu'il convient de résoudre les problèmes paléogéodynamiques concernant les amphibolites et les roches ultrabasiques.

### Âge des protolites

Aucune datation radiométrique n'a été réalisée sur le territoire de la feuille Rochechouart. Dans le cadre plus général du Massif central on connaît mal les âges de dépôts des sédiments dont dérivent les mica-schistes et les paragneiss : Précambrien supérieur ou Paléozoïque inférieur ? En revanche on dispose de datations concernant les protolites de différents types de gneiss leptynitiques, parmi lesquels on distingue deux générations principales :

- une génération fini-protérozoïque à cambrienne (550-500 Ma) comprenant des granites alumineux métamorphisés en orthogneiss de type  $\zeta^3$ ; c'est ainsi que le protolite des orthogneiss migmatitiques de Lanneau (feuille Bellac à 1/50 000) a été daté à  $501 \pm 16$  Ma par isochrone Rb/Sr (Duthou, 1977);
- une génération ordovicienne (490-440 Ma) à laquelle se rattachent des granites soit à tendance alcaline sodique à l'origine d'une partie des orthogneiss de type  $\zeta^4$ , soit franchement potassique.

Au cours de la distension ordovicienne se sont en outre formés les protolites de formations leptyno-amphiboliques comme celle de Tulle-Vergonzac (480 Ma), située au sommet de l'unité inférieure des gneiss.

### Les différents types de métamorphisme

#### Reliques d'une phase précoce de haute pression et de haute température (HP-HT)

Dans le cadre de la feuille Rochechouart, aucune relique granulitique ou écolitique n'a été détectée au sein de l'unité inférieure des gneiss. En revanche, de nombreuses reliques d'écolites amphiboliti-

sées ( $\delta\psi$ ) ont été trouvées au sein de metabasites de la partie basale de l'unité supérieure des gneiss, à deux endroits de la carte : essentiellement dans l'angle sud-est et accessoirement dans le tiers septentrional. Ces éclogites sont les témoins d'un stade de haute pression avec un pic de l'ordre de 15 à 20 kbar pour une température de 700 à 800 °C, d'après les diverses études réalisées par ailleurs dans le Massif central. L'amphibolitisation est due à une rétro-morphose postérieure en climat barrowien.

### **Métamorphisme synfolial de type barrowien (MP-MT)**

Dans les gneiss des deux unités, le métamorphisme synfolial se situe dans la zone à biotite + sillimanite, correspondant à un climat barrowien de pression relativement élevée d'après la fréquente présence de grenat et l'absence totale de cordiérite. Cependant, la sillimanite (fibrolite) n'existe qu'en reliques, au sein de plages de muscovite et/ou de biotite, dans les paragneiss les plus alumineux.

Dans des paragneiss très alumineux (à tendance micaschisteuse), situés dans la partie basale de l'unité inférieure des gneiss, a été observée localement une paragenèse synfoliale à biotite, muscovite, grenat, staurotite. Dans le cadre de la feuille Châlus cette paragenèse comprend également du disthène et correspond à un maximum de 600 à 650 °C pour T et de 6 à 7 kbar pour P (Briand *et al*, 1981).

Les amphibolites sont constituées essentiellement de deux minéraux : hornblende (généralement verte, parfois brune) et plagioclase (oligoclase-andésine). Le clinopyroxène n'a été observé que dans le faciès rubané à clinopyroxène et sulfures. La biotite et/ou le quartz sont présents localement tandis que le grenat est très rare.

### **Anatexie (MP à BP-HT)**

Une anatexie (fusion partielle) s'est développée localement au sein de gneiss divers. Sur la carte ont été distingués deux types de migmatites :

- des métatexites à foliation encore nette, dans lesquelles l'anatexie est faible et se traduit essentiellement par des leucosomes à texture grenue et à composition variable : tonalite, granodiorite, granite ;
- des diatexites et des granites dans lesquelles la foliation est fortement à complètement estompée par suite de l'intensité de l'anatexie.

Seules les métatexites à leucosomes tonalitiques, développées aux dépens de certains gneiss plagioclasiques de type  $\zeta^2$ , sont dépourvues de feldspath potassique. Ce dernier est présent dans les autres métatexites et est un minéral cardinal dans toutes les diatexites et, par définition, dans les granites associés.

Des phénomènes d'anatexie intense ont en outre engendré les divers types de granitoïdes (voir plus loin).

## **Témoins d'un métamorphisme de contact autour des massifs granitiques de Saint-Mathieu et de Chéronnac**

À proximité immédiate de ces massifs (leuco)granitiques intrusifs, on observe, dans les micaschistes et les paragneiss les plus alumineux, un métamorphisme de contact postérieur au métamorphisme synfolial, se traduisant par un développement de porphyroblastes d'andalousite et de cordiérite pinitisée, de grandes lamelles de muscovite et de biotite, et de prismes de tourmaline noire macroscopiquement. Parallèlement, le grenat est pseudomorphosé en biotite et/ou chlorite, ou en biotite, muscovite et quartz.

Au Nord-Est du massif de Chéronnac se trouve un petit corps satellite. Juste à l'Ouest de ce corps affleure un gneiss-à-silicates-calciques dont il a été montré ci-dessus qu'il pourrait être le témoin d'une skarnification et d'une silicification induites par l'intrusion granitique.

### **Rétromorphoses liées aux intrusions granitiques et/ou aux failles**

À proximité des intrusions granitiques et/ou le long de la faille de la Cordelle et d'autres accidents on observe, dans les roches où les silicates concernés sont présents, une ou plusieurs des rétromorphoses suivantes :

- remplacement de la sillimanite par de la muscovite ;
- chloritisation de la biotite, du grenat, de l'amphibole ;
- pseudomorphosé de la biotite en chlorite + minéraux de fer et/ou titane + soit mica blanc, soit épidote ou prehnite et/ou calcite.

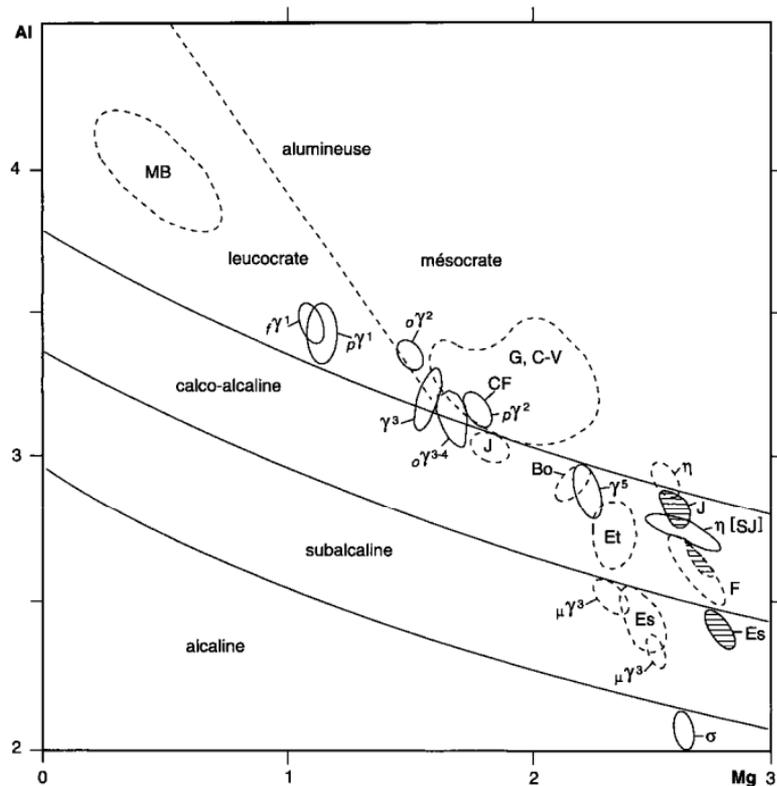
### **Métamorphisme de choc dû à l'impact de la météorite**

Ce type de métamorphisme, unique sur le territoire français, affecte les roches du socle cristallin présentes dans le secteur couvert par l'astéroïde. Il est étudié plus loin dans la rubrique consacrée aux conditions de formation des impactites.

### *ROCHES PLUTONIQUES ET SUBVOLCANIQUES TARDI- À POST-MÉTAMORPHIQUES*

Il s'agit des roches éruptives dont la mise en place est contemporaine de la fin du métamorphisme régional en climat barrowien ou postérieure à ce métamorphisme.

Comme dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992; Chèvremont et coll., 1992), des critères pétrographiques, minéralogiques et cristallochimiques (Rossi et Chèvremont, 1987; Chèvremont *et al.*, 1988) ont permis de distinguer différents types d'associations magmatiques de roches plutoniques et/ou subvolcaniques. Comme cela est clairement illustré par la figure 12, les teneurs en Al et Mg des micas noirs permettent à elles seules de mettre en évidence



| Association (1)       | Type pétrographique   | Massif  |
|-----------------------|---|---|
| alumineuse leucocrate | <ul style="list-style-type: none"> <li>leucogranites à 2 micas fluorés</li> <li>leucogranites à 2 micas</li> <li>- <math>f\gamma^1</math> à grain fin à moyen</li> <li>- <math>p\gamma^1</math> porphyroïde</li> <li>- <math>p\gamma^2</math> porphyroïde (subleucocrate)</li> <li>- <math>\sigma\gamma^2</math> orienté (subleucocrate)</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>monts de Blond (MB)</li> <li>Cognac-la-Forêt</li> <li>Chéronnac</li> </ul>   |
|                       |   | alumineuse mésocrate  |
| hybride               | <ul style="list-style-type: none"> <li><math>\gamma^3</math> granite à biotite ± muscovite</li> <li><math>\sigma\gamma^{3-4}</math> granite-granodiorite orientée</li> </ul>  | <ul style="list-style-type: none"> <li>Cars</li> <li>petits corps</li> </ul>  |
| calco-alcaline s.s    | <ul style="list-style-type: none"> <li>granite porphyroïde à biotite</li> <li>granite-granodiorite</li> <li>granodiorite-tonalite } à bt et rare hbl</li> <li><math>\gamma^5</math> tonalite</li> <li><math>\eta</math> diorite quartzifère } à bt + hbl</li> </ul>   | <ul style="list-style-type: none"> <li>Fromental (F), Javerdat (J)</li> <li>Étagnac (Et)</li> <li>Bourdeau (Bo)</li> <li>petits corps</li> <li>Saint-Junien [SJ] et petits corps</li> </ul> |
|                       |   | subalcaline   |
| alcaline              | $\sigma$ syénite quartzifère ultrapotassique  | pointement de l'Écubillou   |

entité de la feuille  
 1 - Rochechouart  
 2 - Oradour-sur-Glane,  
 2a - enclaves sombres associées  
 (cf. fig. 1 pour localisation des massifs)

(1) limites des domaines d'après Nachit *et al.* (1985)

Fig. 12 - Diagramme Al-Mg pour les micas noirs des roches plutoniques et subvolcaniques des territoires des feuilles Rochechouart et Oradour-sur-Glane à 1/50 000

toute l'étendue de la gamme de ces associations (*N.B.* : le diagramme de la figure 12 n'a été conçu que pour les roches acides ; il était néanmoins intéressant d'y reporter la position des roches intermédiaires à basiques, d'autant que cette position est compatible avec les autres données pétrologiques.)

## Géochimie

En 1969 le C.R.P.G. (Nancy) a procédé sur les différents faciès du massif granitique de Cognac-la-Forêt à de nombreuses analyses chimiques dont les résultats sont conservés dans la banque de données Artemise. Dans le cadre du présent travail il est intéressant d'en donner une sélection (tabl. 7, en annexe) et d'en tirer des conséquences cartographiques et pétrogénétiques. Pour l'ensemble des autres entités de roches éruptives, plutoniques à subvolcaniques, on dispose de seize analyses (tabl. 8, en annexe).

### Granites et leucogranites à deux micas du massif de Cognac-la-Forêt

#### • **Typologie chimique** (tabl. 7, en annexe)

Les granites porphyroïdes de type  $p\gamma^2$  présentent, conformément à leur minéralogie, les compositions les moins siliceuses et les plus ferromagnésiennes. Les teneurs en  $K_2O$  sont parmi les plus élevées du massif ( $K_2O > 5\%$ ) pour des teneurs en  $Na_2O < 3,2\%$ .

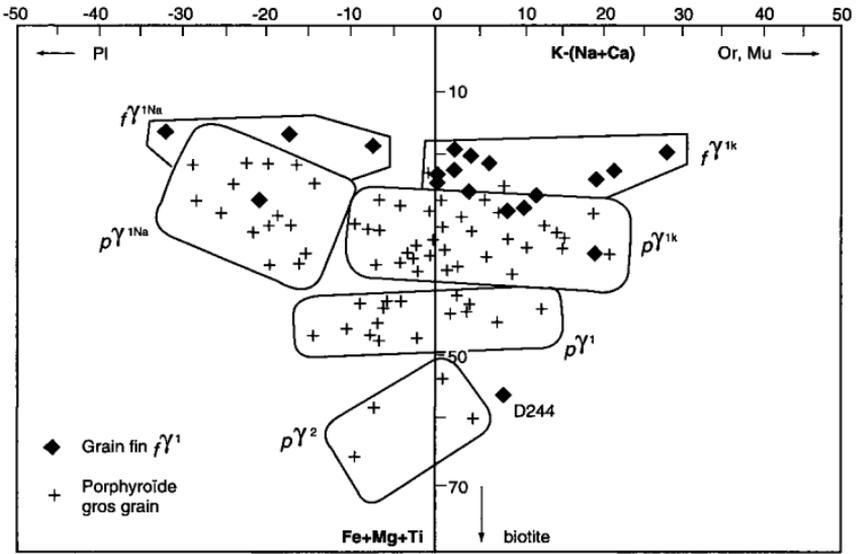
Les leucogranites de type  $p\gamma^1$  se divisent géochimiquement en trois groupes (fig. 13) :

- un groupe  $p\gamma^1$  caractérisé par  $40 < Fe+Mg+Ti < 50$  ;
- un groupe  $p\gamma^{1K}$  caractérisé par  $20 < Fe+Mg+Ti < 40$  et un caractère potassique :  $K-(Na+Ca) > -15$  ;
- un groupe  $p\gamma^{1Na}$  à indice de coloration analogue aux leucogranites  $p\gamma^{1K}$  mais à caractère sodique :  $K-(Na+Ca) < -15$ .

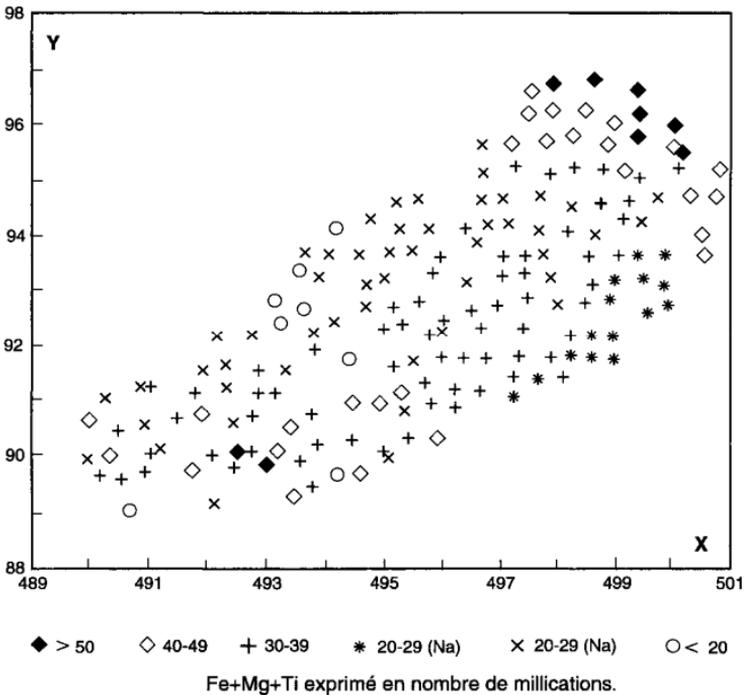
Les leucogranites de type  $f\gamma^1$  se caractérisent par des compositions qui sont dans l'ensemble plus siliceuses et moins ferromagnésiennes ( $Fe+Mg+Ti < 30$ ) que les termes les plus leucocrates des leucogranites  $p\gamma^{1K}$ . Ils comprennent également des termes sodiques  $p\gamma^{1Na}$  à rapport  $K/(K+Na) < 0,54$  (tabl. 7, fig. 13). Enfin, un faciès à grain fin enrichi en biotite ( $f\gamma^1bi$  10 % de biotite normative) affleure localement (500 m Sud-Ouest de Saint-Cyr). Sa composition (tabl. 7, échantillon D244 ; fig. 13) est comparable à celle des granités  $p\gamma^2$  et dissocie génétiquement ce granite à grain fin des leucogranites  $f\gamma^1$ .

• **Conséquences cartographiques.** Les données pétrologiques relatives ci-dessus conduisent à une cartographie géochimique du massif (fig. 14) très comparable à celle dressée par H. de La Roche *et al.* (1980) à partir de critères exclusivement chimiques.

Cette cartographie met clairement en évidence l'extension des granites  $p\gamma^2$  à l'extrémité nord-est du massif. Dans les leucogranites  $p\gamma^1$ , une esquisse de zonalité interne apparaît par les variations de la



Pl: plagioclase; Or: orthose; Mu: muscovite  
**Fig. 13 - Les granites du massif de Cognac-la-Forêt dans le diagramme K-(Na+Ca) vs Fe+Mg+Ti**  
 (La Roche, 1964)



**Fig. 14 - Cartographie par points de la variable  $Fe+Mg+Ti = f$  (% minéraux colorés).**

variable Fe+Mg+Ti qui reflète la teneur en biotite. Entre les granites  $p\gamma^2$  et les leucogranites  $p\gamma^1$ , s'individualise une zone à indice de coloration intermédiaire. La moitié sud-ouest des leucogranites  $p\gamma^1$  apparaît comme plus hétérogène que la moitié nord-est, tandis que les leucogranites  $r\gamma^1$  ne se distinguent pas géochimiquement des leucogranites  $p\gamma^{1K}$ .

Les leucogranites sodiques  $p\gamma^{1Na}$  définissent une zone bien délimitée en bordure sud-est du massif entre la Bourgonie et Érin. Ils pourraient donc être liés à un effet de bordure ou de toit de l'intrusion. Les leucogranites  $r\gamma^1$  forment, au Nord-Ouest du massif, entre le Peyrat et les Monts, une unité homogène, ce qui suggère qu'ils constituent une intrusion distincte de celle des leucogranites  $p\gamma^1$ . Les termes sodiques  $r\gamma^{1Na}$  ont une répartition aléatoire.

Bien qu'il n'ait pas été observé de contact intrusif net entre leucogranites  $p\gamma^1$  et  $r\gamma^1$ , les différences pétrographiques, ainsi que la cartographie de terrain, tendent également à montrer que ces deux types de leucogranites correspondent à deux intrusions distinctes. Les différences de composition des roches totales et surtout des biotites (fig. 12) entre  $p\gamma^1$  et  $p\gamma^2$  sont des arguments en faveur de la présence de deux intrusions. La zone intermédiaire entre  $p\gamma^2$  et  $p\gamma^1$  évoquée plus haut résulterait soit de fractionnements internes aux leucogranites  $p\gamma^1$ , soit plus probablement d'une zone d'interaction à l'état visqueux entre deux magmas à mise en place pénécotemporaine.

• **Conclusion.** Le massif de Cognac-la-Forêt résulte donc probablement d'un magmatisme polyphasé : granites  $p\gamma^2$ , leucogranites  $p\gamma^1$  puis  $r\gamma^1$ . Ce magmatisme peralumineux s'achève avec la mise en place, principalement dans la partie sud-ouest du massif, de petits stocks de granites à biotite et grain fin (type éch. D244) et de filons de leucogranites à grain fin, ces derniers représentant peut-être des apophyses des leucogranites  $r\gamma^1$ . Cette structuration polyphasée est à rapprocher de celle caractérisant le massif uranifère de Saint-Sylvestre (Cuney *et al.*, 1990).

#### **Autres roches éruptives, plutoniques à subvolcaniques** (tabl. 8 en annexe)

Au sein du massif granitique de Chéronnac, le granite de la Buzatière ( $\sigma\gamma^2$ ) présente une composition typiquement peralumineuse, tandis qu'un échantillon de leucogranite de la bordure nord du massif de Saint-Mathieu s.s. se caractérise par une composition comparable à celle des faciès sodiques des leucogranites de Cognac-la-Forêt. Un microleucogranite, qui provient d'un filon recoupant le massif de Chéronnac, est nettement plus siliceux et potassique et présente de faibles teneurs en terres rares avec une forte anomalie négative en Eu.

Le caractère faiblement potassique et peralumineux de la granodiorite d'Étagnac lui confère une nature calco-alcaline compatible avec le chimisme de la biotite (fig. 12). Une nature similaire est probable pour les échantillons de microgranites-granodiorites ( $\mu\gamma^{3-4}$ ) filoniens. La

composition calco-sodique et siliceuse de la granodiorite orientée 3B02 s'apparente à celle de tonalites riches en quartz, ce qui suggère que les granites-granodiorites orientés ( $\alpha\gamma^{3-4}$ ) sont en association non seulement spatiale mais encore génétique avec les roches de la « ligne tonalitique » du Limousin (LTL) dont 7 analyses sont données dans les tableaux 8a-b (lignes 5 à 11).

La syénite de l'Écubillou se caractérise par une composition faiblement excédentaire en silice mais nettement plus potassique ( $K_2O = 11\%$ ) et très appauvrie en  $Na_2O$  [ $< 2\%$  ;  $K/(K+Na) > 0,80$ ] que celle des syénites de référence. Il s'agit d'une syénite hyperpotassique enrichie en Ba et Sr (éléments liés au feldspath potassique), Zr, Nb et terres rares (tabl. 8c, en annexe).

### **Structuration synmagmatique**

Les plus anciennes de ces roches magmatiques sont les roches plutoniques intermédiaires à basiques, d'affinité calco-alcaline, appartenant à la « ligne tonalitique » du Limousin. Elles sont contemporaines de la fin du métamorphisme synfolial et ont corrélativement une texture qui est orientée, voire orthogneissique en bordure des principaux massifs et au sein de petits corps, et qui est concordante avec la foliation des roches métamorphiques environnantes. À ces roches basiques à intermédiaires sont associées, spatialement et probablement génétiquement, des granites-granodiorites également à orientation planaire.

Comme le montre le schéma structural, le massif de granites à deux micas de la Glane a une structure synforme. Le faciès porphyroïde (granite de Saint-Junien) se trouve en position basale et ses grands cristaux de feldspath potassique ont une orientation planaire, plus ou moins nette suivant les endroits, concordante avec la foliation des paragneiss encaissants et légèrement discordante par rapport à l'orientation planaire des tonalites du massif de Saint-Brice-sur-Vienne dans lequel le granite de Saint-Junien est intrusif.

Dans les autres types de roches plutoniques, la texture est soit équante, soit à orientation planaire trop fruste pour que l'on puisse étudier fiablement la structuration magmatique sur le terrain. Cependant, pour le massif granitique de Chéronnac, l'allure des trajectoires est esquissée sur le schéma structural.

### **Âge, origine et mode de mise en place de chaque entité**

Ces roches magmatiques ont toutes été mises en place au cours de l'orogénèse varisque.

## Roches plutoniques intermédiaires à basiques de la « ligne tonalitique » du Limousin (LTL)

D'après les différentes datations radiométriques, la mise en place de la LTL a eu lieu il y a 379 à 355 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985), c'est-à-dire à la fin de la période médiovarisque (400-350 Ma).

Le problème de l'origine de cette « ligne tonalitique », qui se poursuit en Vendée, n'est pas encore résolu de façon satisfaisante actuellement. Deux hypothèses de travail restent en lice.

• **Hypothèse 1.** Depuis 1971, la LTL est généralement considérée comme un témoin de la subduction puis du charriage d'une plaque ouest (microplaque aquitaine) sous la plaque médio-européenne, en direction du Nord-Est (Didier et Lameyre, 1971 ; Autran et Cogné, 1980; Peiffer, 1987 ; Shaw *et al.*, 1993, etc.). Dans cette hypothèse, les massifs « tonalitiques » sont les jalons plutoniques d'un arc andésitique d'âge dévonien à dévono-dinantien, analogue à ceux qui sont actuellement actifs dans des zones de subduction océan-continent, comme dans le cas de la cordillère des Andes.

• **Hypothèse 2.** Les roches de la LTL sont issues de l'anatexie de paragneiss plagioclasiques à intercalations d'amphibolites. M. Chenevoy (1957) était arrivé à la conclusion suivante : les diorites orientées de la région de Saint-Junien sont des migmatites « stratoïdes », générées *in situ* à partir des gneiss à intercalations d'amphibolites environnants. Cette conclusion lui avait été suggérée notamment par l'observation sur le terrain de passages progressifs entre les diorites orientées et les gneiss environnants qui montrent fréquemment un début d'anatexie (faciès de métatexités).

Comme cela est « classique » dans le cas des granites, cette anatexie a pu se produire *in situ* à certains endroits, et, à d'autres endroits, à un niveau crustal plus profond avec ascension diapirique du magma et injection dans les roches métamorphiques au sein desquelles on observe actuellement les roches plutoniques issues de la cristallisation de ce magma. Cela expliquerait les deux types de contact observés sur le terrain : passages progressifs à des gneiss anatectiques ici, contacts intrusifs ailleurs, en bordure des massifs les plus importants notamment.

Des travaux récents apportent de nouveaux arguments en faveur d'une origine anatectique. J.D. Clemens et D. Vielzeuf (1987) ont montré que les roches riches en minéraux ferromagnésiens hydroxylés sont de bonnes sources potentielles pour la production de magmas par anatexie, sous réserve que les conditions P-T nécessaires à la déshydratation de la biotite et/ou de la hornblende soient atteintes. Or, les paragneiss plagioclasiques et les amphibolites de l'unité supérieure des gneiss sont des roches riches en biotite et hornblende respectivement, et dans le cas des nappes de l'Artense, en Auvergne, il a été établi (Mercier, 1991 ; Mercier *et al.*, 1992) que ces roches métamorphiques sont affectées par un épisode anatectique qui a débuté à la fin

du stade antéfolial et s'est poursuivi au stade synfolial, voire postfolial. Les mobilisats issus de l'anatexie des amphibolites de l'Artense ont une composition de diorite quartzifère ou de tonalite, à hornblende et parfois biotite.

Enfin, l'hypothèse 2 est compatible avec les données géochronologiques : la mise en place de la LTL se situe dans la même tranche d'âge que l'épisode anatectique précoce mis en évidence dans le Limousin : les datations par la méthode Rb/Sr (Duthou, 1977) donnent un âge de  $375 \pm 6$  Ma pour les diatexités d'Oradour-sur-Glane (cf. schéma structural) et de Lanneau, et de  $352 \pm 12$  Ma pour le granite alumineux de Cieux-Vaulry.

Le problème de la genèse de la LTL reste donc ouvert et sa résolution nécessite des travaux complémentaires qui dépassent le cadre de la présente carte.

### (Micro)granodiorites et (micro)granites

Les différents types de roches plutoniques à subvolcaniques de composition granodioritique ou granitique sont issus de l'anatexie intense de roches ayant subi le métamorphisme régional synfolial. Dans le Limousin, cette anatexie a débuté il y a environ 375 Ma (cf. ci-dessus), au Dévonien supérieur, et s'est poursuivie épisodiquement au cours de tout le Carbonifère (360-295 Ma). Les datations isotopiques Rb/Sr Les rapports isotopiques initiaux du strontium sont élevés (0,710 à 0,717) (Duthou, 1977) pour les granitoïdes présents sur la feuille Rochechouart sont données dans le tableau I.

| Massif               | Composition pétrographique | Association magmatique                     | Âge <sup>(1)</sup> Rb/Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr initial |
|----------------------|----------------------------|--|--------------------------|--|
| Glane <sup>(2)</sup> | granites                   | alumineuse<br>mésocrate à<br>subleucocrate | $315 \pm 10$ Ma          | 0,710                                      |
| Esse <sup>(3)</sup>  | granites<br>microgranites  | subalcaline                                | $315 \pm 10$ Ma          | 0,707                                      |
| Saint-Mathieu        | leucogranites              | alumineuse<br>leucocrate                   | $315 \pm 10$ Ma          | 0,717                                      |
| Cognac-la-Forêt      |                            |  | $308 \pm 11$ Ma          | 0,711                                      |
| Chirac-Étagnac       | granites                   | calco-alcaline s.s.                        | $305 \pm 11$ Ma          | 0,706                                      |

(1) après correction avec la nouvelle valeur de la constante de désintégration radioactive :  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$  / an (au lieu de  $1,47 \times 10^{-11}$  / an)

(2) la datation concerne en fait le massif de Cieux-Vaulry et par extension celui de la Glane qui lui est analogue (Chèvremont et coll., 1992)

(3) ce massif n'est représenté sur le territoire de la feuille Rochechouart que par les filons satellites de microgranite porphyrique à biotite

Tableau I - Données géochronologiques Rb/Sr

Les rapports isotopiques initiaux du strontium sont élevés (0,710 à 0,717) pour les granites et leucogranites alumineux, ce qui est compatible avec un protolite constitué de métasédiments et/ou de métagranites alumineux. Ils sont nettement moins élevés (0,706-0,707) pour

les granitoïdes calco-alkalins ou subalkalins magnésio-potassiques, ce qui implique la participation d'une composante mantellique. D'après les données isotopiques Sm/Nd (Pin, 1989), le massif de Chirac-Étagnac se singularise par un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  initial légèrement positif (+ 0,6), ce qui suggère une participation relativement importante d'un manteau de type appauvri. Pour le massif d'Esse (fig. 1) ce rapport isotopique initial du néodyme a une valeur normale : -3,8.

### **Syénite quartzifère ultrapotassique de l'Écubillou et lamprophyres**

Le pointement de syénite quartzifère de l'Écubillou est, pour l'instant en tout cas, le seul témoin connu de plutonisme alcalin dans le Massif central. Dans la chaîne varisque française on connaît cependant deux entités qui s'en rapprochent pétrographiquement : d'une part il existe dans le Massif armoricain (Chauris, 1992) des syénites également quartzifères mais nettement moins potassiques, d'âge mal connu actuellement en raison de l'absence de datation isotopique, et d'autre part il y a en Corse des monzosyénites, associées à des complexes ultramafiques-mafiques et datées à  $274 \pm 10$  Ma par la méthode Rb/Sr (Rossi et al., 1992).

Cette syénite ne peut, d'après les premières données isotopiques Rb/Sr (Floc'h *et al.*, 1994), avoir un âge supérieur à 317 Ma pour un rapport isotopique initial du strontium de 0,703 au minimum, et cet âge serait de 270 Ma si ce rapport était de 0,704. Elle pourrait donc représenter, comme les monzosyénites de Corse, un témoin plutonique du régime tectonique distensif qui s'est installé à la fin de l'orogénèse varisque ou immédiatement après.

Un témoin subvolcanique de cette distension est constitué par les filons de lamprophyres. Les datations réalisées ailleurs dans le Limousin par la méthode Rb/Sr donnent  $295 \pm 10$  Ma (Leroy et Sonnet, 1976) pour ceux qui recoupent le massif de leucogranite de Saint-Sylvestre et 293 Ma pour ceux de la région de Saint-Yrieix (Chalier, 1993). Les rapports isotopiques initiaux du strontium varient entre 0,706 et 0,708.

## *FRACTURES ET FILONS VARISQUES*

### **Faille de la Cordelle**

Cette faille majeure d'orientation N50 traverse presque tout le territoire de la carte en ondulant autour de la diagonale NE-SW. Vers le Sud-Ouest, elle s'amortit progressivement en direction du massif leucogranitique de Chéronnac. Au Nord-Est, sur le territoire de la feuille Ambazac, elle est limitée par la faille de Nantiat d'orientation N10 à N20. Les deux failles ont un pendage vers l'Ouest et un jeu normal

important, mais se relaient-elles pour autant ? Dans le cas de la faille de Nantiat *s.s.*, a été mis en évidence (Faure et Pons, 1991) un jeu ductile contemporain de la mise en place du granite de Brame il y a 325 Ma. Dans le cas de la faille de la Cordelle on observe d'une part une nette déviation des trajectoires des foliations tectono-métamorphiques des deux unités gneissiques, avec raccordement tangentiel à la faille, et d'autre part une cataclase importante accompagnée ou suivie de près d'une mise en place de veines et filons de quartz. Ce jeu fragile (cassant) est postérieur à l'intrusion du massif granitique de Cognac-la-Forêt datée à  $308 \pm 11$  Ma. L'importance du rejet horizontal ( $>100$  m?) se traduit par le fait suivant : à l'Est de Saint-Victurnien, la faille met en contact l'unité supérieure des gneiss au Nord-Ouest et l'unité inférieure des gneiss au Sud-Est. Un léger décrochement senestre apparaît cartographiquement sur le décalage de la faille d'Oradour-sur-Glane (cf. schéma structural) et du petit corps leucogranitique situé à l'ENE du massif de Chéronnac.

### **Faille d'Oradour-sur-Glane**

Cette autre faille majeure, d'orientation N130, n'est représentée que dans l'angle nord-est de la feuille Rochechouart où elle est recoupée par la faille de la Cordelle. Dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992) ont été mis en évidence deux jeux dextres : un jeu ductile précoce datant probablement du Carbonifère inférieur (345-330 Ma) et un jeu cassant avec une composante normale, postérieur à la mise en place du massif leucogranitique des monts de Blond datée à  $301 \pm 5$  Ma (Duthou, 1977). Ces deux jeux se retrouvent sur le territoire de la feuille Rochechouart au sein de l'extrémité sud du massif migmatitique d'Oradour-sur-Glane.

### **Autres failles varisques et filons de roches éruptives**

De nombreuses fractures mineures ont des directions soit proches de l'une ou l'autre des deux failles majeures, soit nettement différentes avec notamment une famille subméridienne qui recoupe la faille de la Cordelle et, sur le territoire de la feuille Oradour-sur-Glane, celle d'Oradour-sur-Glane. Les filons de microgranites s'organisent en deux principaux faisceaux nettement différents des points de vue localisation, orientation et composition :

- dans la moitié orientale de la carte, un faisceau de filons de microleucogranites alumineux très porphyriques, d'orientation N130-145 prédominante, recoupant le massif granitique de Cognac-la-Forêt (308 Ma) et les deux unités gneissiques ;
- dans la partie la plus occidentale de la carte, un faisceau d'abondants filons d'orientation subméridienne (N20W à N20E) comprenant :
  - des microleucogranites alumineux à deux micas et des microgranites-granodiorites calco-alcalins à biotite et parfois amphibole, recoupant le massif leucogranitique de Saint-Mathieu-Chéronnac (315 Ma) et son encaissant métamorphique,

- des microgranites subalcalins (ou calco-alcalins magnésio-potas-siques) à biotite qui recoupent les massifs de granites-granodiorites calco-alcalins de Saint-Gervais et d'Étagnac (305 Ma) et leur encaissant gneissique, et qui sont probablement liés au granite d'Esse.

## IMPACTITES

### Géochimie des brèches à fort taux de fusion (*impact melts*)

P. Lambert (1977) donne les analyses de 45 échantillons de ces brèches de type « E » et le tableau statistique [moyennes, (écarts-types)] comparatif reproduit ci-après (tabl. II). Trois analyses complémentaires (tabl. 8, en annexe) ont été effectuées dans le cadre du présent travail.

|                       | n           | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO           | CaO           | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Ni   |
|-----------------------|-------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------|---------------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|
| Brèches de type « E » | 45<br>(4,2) | 66,60<br>(2,4)   | 16,24<br>(2,2)                 | 4,22<br>(1,1)                  | 1,29<br>(0,2) | 0,25<br>(0,3) | 0,34<br>(1,8)     | 10,19<br>(0,1)   | 0,76             | 0,09                          | 105  |
| Gneiss gris           | 17          | 66,19<br>(3,0)   | 16,21<br>(1,6)                 | 5,79<br>(0,9)                  | 2,76<br>(0,5) | 1,84<br>(0,9) | 2,94<br>(1,0)     | 3,28<br>(1,6)    | 0,82<br>(0,2)    | 0,16                          | < 14 |
| Leptynites            | 8           | 75,18<br>(3,5)   | 13,58<br>(1,3)                 | 2,09<br>(0,6)                  | 0,56<br>(0,3) | 1,28<br>(0,9) | 3,56<br>(0,6)     | 3,56<br>(1,3)    | 0,18<br>(0,1)    | 0,03                          | ~ 2  |
| Granites              | 7           | 72,94<br>(3,0)   | 14,90<br>(1,0)                 | 1,40<br>(1,1)                  | 0,74<br>(0,8) | 0,79<br>(0,5) | 3,19<br>(0,9)     | 5,65<br>(1,4)    | 0,22<br>(0,2)    | 0,16                          | ~9   |

**Tableau II - Géochimie comparative des brèches à fort taux de fusion (majeurs en %, Ni en ppm)**

L'ensemble de ces données montre que *les brèches à fort taux de fusion sont très fortement potassiques*, moyennement siliceuses et faiblement calco-sodiques, et ne présentent d'analogie de composition ni avec les gneiss affleurant sur la feuille Rochechouart, ni avec les roches magmatiques communes. Seule la syénite quartzifère ultrapotassique de l'Écubillou a une composition qui s'en rapproche en ce qui concerne les éléments majeurs (tabl. 8a), mais c'est probablement dû au hasard. Des anomalies géochimiques analogues existent dans le cas du cratère d'impact de météorite de Kärđla en Estonie, d'âge ordovicien (455 Ma), où les brèches allochtones sont, entre autres, fortement enrichies en K<sub>2</sub>O (8 à 8,6 %) et lessivées en Na<sub>2</sub>O (0,1 à 0,6 %) par rapport aux roches granitiques environnantes (Puura et Suuroja, 1992).

Le fractionnement des terres rares (fig. 15) est nettement plus important pour les légères que pour les lourdes.

Le fort enrichissement en Ni par rapport au socle granito-gneissique ne peut être dû qu'à une contamination par la météorite, d'autant que les brèches de type « C » et « D » présentent également des anomalies positives en Ni : 26 et 48 ppm en moyenne pour 43 et 51 ana-

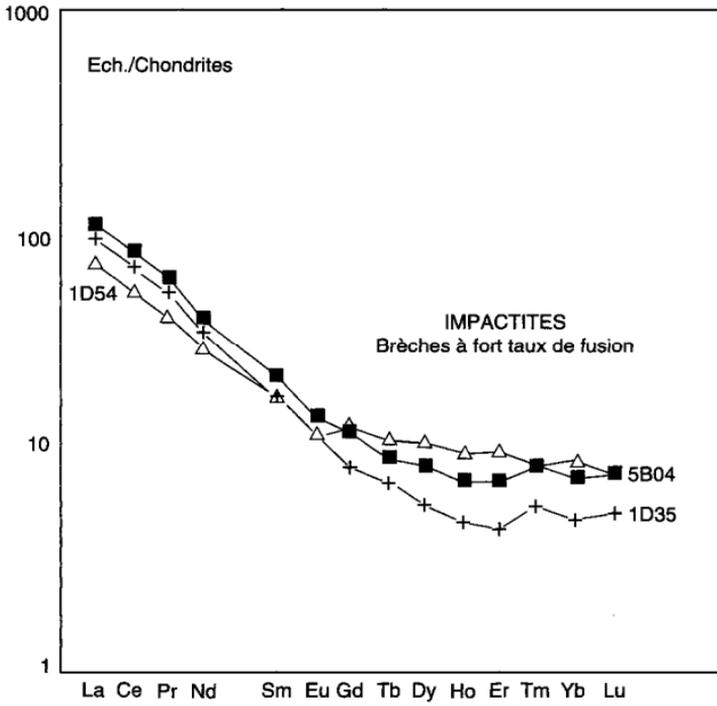


Fig. 15 - Spectres de terres rares des brèches à fort taux de fusion (normalisation aux chondrites).

lyses (Lambert, 1977) respectivement. Parmi les trois échantillons analysés par la méthode ICP (tabl. 8b), le plus riche en Ni (269 ppm) montre également une forte anomalie positive en Cr (310 ppm), ce qui dénote une contamination en ce métal. Les anomalies en ces deux métaux sont compatibles avec la composition des particules métalliques - dues à la condensation des vapeurs de météorite - mise en évidence par W. Horn et A. El Goresy (1981) : Fe = 73 %, Cr = 17 %, Ni = 8 % (cf. fin du chapitre « Description des terrains »).

## **Le métamorphisme de choc**

Grâce à un niveau d'érosion qui fluctue de quelques dizaines de mètres par rapport à son plancher, l'astroblème de Rochechouart est un site exceptionnel où l'on peut observer tous les stades du métamorphisme de choc (fig. 16) dû à un impact de météorite géante, depuis une simple fracturation des minéraux jusqu'à la vaporisation des silicates qui se traduit par des bulles (vacuoles) et implique une température de l'ordre de 10 000 °C ou plus et une pression de 100 à 1000 GPa soit 1 à 10 Mbar. Malgré une recherche approfondie, P. Lambert (1977) n'a cependant pas détecté de polymorphe (stishovite, coesite) de haute pression de la silice.

Dans le socle cristallin sous-jacent au plancher du cratère, le métamorphisme de choc se traduit par un ou plusieurs des phénomènes suivants : cataclase, brèches de dislocation (ou fragmentation), plans de dislocation du quartz, cônes de percussion, pseudotachylites (mylonites à aspect vitreux) et brèches hydrothermales. Dans le cas de la carrière de Champagnac, une étude de géochimie isotopique (Reimold *et al*, 1987) a permis d'arriver aux estimations suivantes :

- pour les pseudotachylites : T = 700-750 °C et P < 10 kbar ;
- pour les fluides hydrothermaux : T = ~ 700 °C et P = ~ 2 kbar.

## **La fracturation due à l'impact de la météorite**

Une étude structurale détaillée a été réalisée par L. Bischoff et W. Oskierski (1987) sur vingt-et-un sites situés les uns au sein de l'astroblème et les autres en des points plus ou moins éloignés. Cette étude a montré que les fractures engendrées dans le socle cristallin par l'impact météoritique se distinguent des fractures antérieures par une variété et une densité plus grandes, mais qu'elles ont été indubitablement contrôlées par les différents facteurs d'anisotropie préexistants.

Dans la région couverte par l'astroblème ont été mises en évidence de nombreuses fractures à pendage faible et centripète. Dans la carrière de Champagnac se trouvent entre autres des failles listriques dont le pendage diminue de façon curviligne de haut en bas pour atteindre 20° dans le niveau le plus bas de la carrière. Dans les roches à anisotropie planaire marquée que sont les paragneiss micacés, se sont développés des joints et des fentes de tension, tandis que dans les roches plus isotropes et plus compétentes (comme les granites) l'onde de choc a pro-

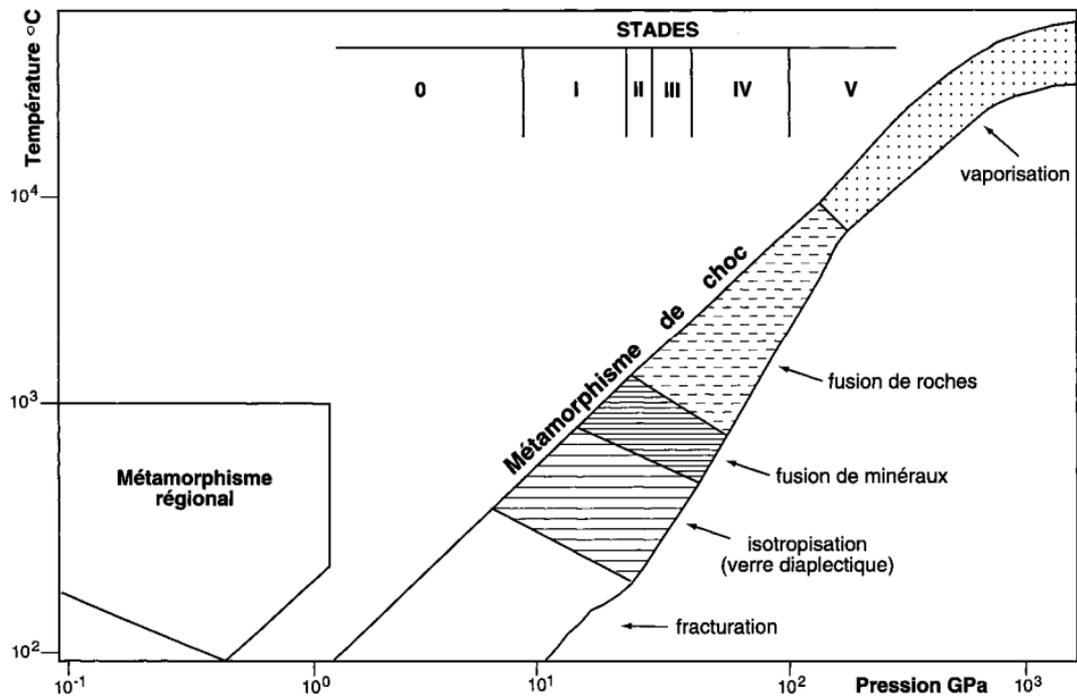


Fig. 16 - Diagramme P-T pour le métamorphisme de choc dû à un impact de météorite  
(d'après Deutsch et Schärer, à paraître)

voqué une bréchification et/ou des cisaillements, et l'on observe localement des mylonites à aspect vitreux appelées pseudotachylites.

La genèse de ces dernières est quelque peu ambiguë : le simple glissement gravitaire de masses rocheuses a-t-il produit une énergie de friction suffisante pour engendrer ces mylonites ou, comme cela est plus probable, les pseudotachylites n'ont-elles pu être générées que lors d'un mouvement de faille inverse induit par la très forte et très rapide compression due à l'onde de choc ? Dans ce dernier cas, pour expliquer le glissement gravitaire observé à différents endroits, il faut admettre qu'il y a eu une inversion du sens de mouvement à un stade ultérieur du processus de cratérisation.

### **L'anomalie gravimétrique négative**

Une campagne de mesures gravimétriques (Pohl *et al.*, 1978) a permis de mettre en évidence une anomalie « légère » subcirculaire, centrée sur le point d'impact de la météorite et s'étendant sur une vingtaine de kilomètres de diamètre (fig. 17).

Cette anomalie négative atteint -8 à -10 mgal dans la zone où se trouvent les lambeaux de brèches à fort taux de fusion (*fbr*). D'après les modélisations cela implique une profondeur de l'ordre de 2 km pour la cavité transitoire correspondant à la première phase du processus de cratérisation. Dans le cas des grands cratères complexes comme celui de Rochechouart, cette cavité centrale a ensuite subi un réajustement ayant théoriquement donné lieu à une remontée (uplift) se traduisant par un pic central, comme celui du cratère Copernic sur la Lune. À Rochechouart on n'observe pas de pic central : a-t-il été érodé ou n'a-t-il jamais existé pour une raison inconnue actuellement ?

### **Estimation de l'énergie cinétique et de la taille de la météorite**

Pour creuser un cratère de diamètre D il faut une énergie E telle que :  $\log E = 3,045 \log D + 24,129$  (E en erg, D en km) (Baldwin, 1963). Dans le cas de l'astérolène de Rochechouart, le diamètre du cratère initial était de quelque 20 km d'où :

$$E = 1,2 \times 10^{28} \text{ erg} = 1,2 \times 10^{21} \text{ J.}$$

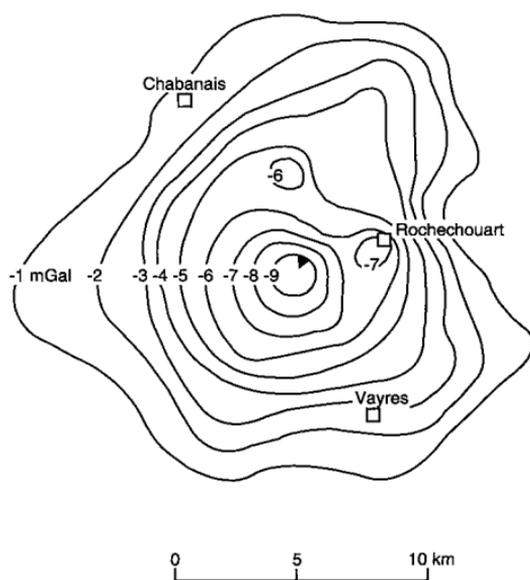
Cette énergie est égale à l'énergie cinétique de la météorite au moment de l'impact :

$$E_c = 1/2 mv^2 = 1,2 \times 10^{21} \text{ J.}$$

D'après les estimations généralement admises, la vitesse v des météorites au moment de l'impact est de 20 à 50 km/s, d'où :

- pour v = 20 km/s, m = 6 milliards de tonnes ( $6 \times 10^9$  t) environ ;
- pour v = 50 km/s, m = 1 milliard de tonnes ( $1 \times 10^9$  t) environ.

On peut en conclure que *la masse de la météorite était de 1 à 6 milliards de tonnes*, ce qui pour une densité de 3,4 correspond à *une sphère de 0,8 à 1,5 km de diamètre*.



**Fig. 17 - L'anomalie gravimétrique circulaire  
correspondant à l'astroblème de Rochechouart - Chassenon  
(extrait de Pohl *et al.*, 1978)**

À titre de comparaison l'énergie  $E$  (en erg) dissipée lors d'un séisme est telle que :  $\log E = 11,4 + 1,5 M$ ,  $M$  étant la magnitude du séisme sur l'échelle de Richter.

Les plus violents séismes jamais enregistrés sont de magnitude 9 sur l'échelle de Richter, ce qui implique :  $E = 10^{24,9}$  erg.

*L'énergie libérée lors de l'impact de la météorite était donc égale à environ 1 000 fois celle des plus violents tremblements de terre que l'homme ait enregistrés.* Pour arriver à une énergie équivalente il faudrait un séisme de magnitude 11 sur l'échelle de Richter.

Cette énergie est en outre égale à 14 millions de fois celle de la bombe atomique d'Hiroshima. En sachant qu'une explosion nucléaire de  $4,2 \times 10^{19}$  erg, réalisée dans une chambre souterraine intragrannique, vaporise 120 tonnes et fond 550 tonnes du granite environnant, l'impact météoritique de Rochechouart a pu vaporiser  $13,2 \text{ km}^3$  de roches de socle et en fondre  $66 \text{ km}^3$  (Lambert, 1974a).

## Cinétique

Les phénomènes liés à un impact de météorite sont hyper-rapides. D'après les estimations faites pour le cratère du Ries en Allemagne (Kavash, 1986) :

- 0,2 secondes après l'impact, la pression atteint plusieurs millions de kilobars et la température dépasse  $10000^\circ\text{C}$  autour du point d'impact, de sorte que les roches environnantes et la météorite elle-même sont très fortement compressées, explosent, se vaporisent, fondent; l'onde de choc se propage avec une vitesse analogue à celle de la météorite lors de sa traversée de l'atmosphère : 20 à 50 km/s, mais son énergie se dissipe très rapidement et ses effets diminuent drastiquement avec la profondeur ;
- moins de deux secondes plus tard, la phase d'éjection atteint son paroxysme et le fond du cratère commence à se détendre ;
- moins d'une minute après l'impact, la plupart des débris sont retombés et remplissent le cratère ; la détente est finie.

## Âge de l'impact

Les données de terrain permettent d'établir une chronologie relative qui montre que l'impact est d'une part postérieur aux roches cristallines les plus jeunes, c'est-à-dire aux lamprophyres filoniens dont l'âge radiométrique est de l'ordre de 295 Ma, et d'autre part antérieur aux plus anciens dépôts fluviatiles, d'âge tertiaire (?). Cela donnerait donc pour l'âge de l'impact une fourchette très large : 65 à 295 Ma.

Plusieurs méthodes de datation ont été appliquées sur les différents types d'impactites par divers laboratoires. P. Lambert (1977) en a synthétisé les principaux résultats :

- 149 à 271 Ma pour les datations par la méthode K/Ar, ce qui situe l'impact entre le milieu du Permien et la fin du Jurassique ;

- 180 à 200 Ma, ou plus largement dans la période Trias-Jurassique, pour le paléomagnétisme (Pohl et Soffel, 1971) ;
- 198 et 206 Ma par la méthode des traces de fission appliquée respectivement au verre et à l'apatite d'une suéville de Chassenon (Wagner et Storzer, 1975).

Une datation plus récente (Reimold *et al.*, 1983c) donne  $186 \pm 8$  Ma par la méthode Rb/Sr.

Sur la bordure nord-ouest du socle cristallin du Massif central, les dépôts sédimentaires mésozoïques les plus anciens sont des microconglomérats, grès et quartzites dont l'âge n'est pas connu avec certitude: Rhétien ou Hettangien inférieur ? Sur le territoire de la feuille La Rochefoucauld, ces dépôts détritiques affleurent à 15 km seulement du centre de l'astrolème de Rochechouart et sont surmontés par des formations carbonatées marines débutant vers 201 Ma, au Sinémuro-Hettangien, et se poursuivant jusqu'à la base de l'Oxfordien supérieur.

Cependant, malgré les nombreuses études réalisées sur les dépôts sédimentaires jurassiques du seuil du Poitou tant en surface que le long de sondages carottés, personne n'a jamais observé de tempestite, de séismite, d'anomalie géochimique ou d'autre phénomène particulier qui pourrait traduire la chute d'une météorite géante à proximité immédiate. Est-ce faute d'y avoir pensé (« on ne trouve que ce que l'on cherche ») ou l'impact a-t-il un âge plus ancien, c'est-à-dire de 205 Ma ou plus ? La question reste ouverte.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### LES ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES

Les protolites des roches métamorphiques et des granitoïdes constituent un ensemble de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques dont l'âge de mise en place pourrait s'échelonner sur quelque 150 Ma : entre -600 Ma (Protérozoïque supérieur) pour les dépôts sédimentaires les plus anciens (mal datés dans le Massif central) et -450 Ma pour la fin de la génération ordovicienne de roches éruptives acides à l'origine des gneiss leptynitiques de type  $\zeta^4$ . Ces roches éruptives ont été mises en place lors de la distension cambro-ordovicienne à laquelle se rattache également un magmatisme basique en contexte de rifting intracontinental, correspondant au protolite des amphibolites et roches ultrabasiques de l'unité supérieure des gneiss. Dans le cas de l'unité inférieure des gneiss, l'origine des metabasites et des roches ultrabasiques (incluant des métaharzburgerites mantellaires) est mal connue actuellement ; on notera cependant que le groupe leptyno-amphibolique de Tulle-Vergonzac (Sud du Limousin), situé au sommet de cette unité, est considéré comme dérivant d'une série magmatique bimodale ordovicienne (480 Ma) (Ledru *et al.*, 1989).

### CYCLE OROGÉNIQUE VARISQUE

Au stade actuel des connaissances sur le Massif central, il est possible de subdiviser le cycle orogénique varisque (hercynien) en trois périodes (Ledru *et al.*, 1989) :

- une période éovarisque (450-400 Ma) d'enfouissement de croûtes océanique et continentale, se traduisant par un métamorphisme de haute pression et de moyenne à basse température ;
- une période médiovarisque (400-350 Ma) de collision continent-continent et de mise en place des nappes majeures, correspondant à un métamorphisme de type « barrowien » (pression moyenne, température moyenne à forte), synchrone de l'acquisition d'une foliation régionale ;
- une période néovarisque se traduisant par un stade 1 (350-320 Ma) de réactivation de la chaîne suivant des chevauchements et de grands décrochements crustaux, et (Ledru *et al.*, à paraître) un stade 2 (320-280 Ma) d'extension et d'amincissement crustal, aboutissant à l'effondrement de la chaîne.

Sur le territoire de la feuille Rochechouart on retrouve (tabl. III) l'ensemble de ces phénomènes géologiques.

Les témoins du stade d'enfouissement éovarisque sont les quelques reliques éclogitiques.

Les phénomènes de la période médiovarisque sont abondamment représentés par :

- d'une part les trois unités métamorphiques dont la foliation, synchrone du métamorphisme en climat barrowien à pression relativement élevée, est accompagnée d'une linéation minérale oscillant autour de la direction E-W (les critères cinématiques indiquant un déplacement des nappes vers l'Ouest) et probablement de plis synfoliaux (bien qu'aucun pli de ce type n'ait été observé dans le cadre de la carte) ; le replissement de cette foliation a donné les grandes structures régionales dont la plus remarquable est l'arc du Thaurion qui, dans la moitié sud-est de la carte, permet de remonter d'Ouest en Est l'empilement lithostructural : (1) unité para-autochtone des micaschistes dans la zone à staurotide-grenat, (2) unité inférieure des gneiss au complet, dans la zone à disthène à la base puis dans la zone à sillimanite, avec vers le haut le développement local d'une anatexie d'intensité généralement faible à moyenne (métatexites), et (3) partie basale de l'unité supérieure des gneiss, comprenant des serpentinites et des reliques éclogitiques ;
- d'autre part une première génération de roches plutoniques tardi- à postmétamorphes, comprenant (1) des roches intermédiaires à basiques orientées, calco-alcalines, appartenant à la « ligne tonalitique » du Limousin dont l'origine anatectique n'est pas exclue, et (2) des granites alumineux de type Guéret dont l'origine anatectique est bien établie.

| MÉSOZOÏQUE  |             | Âge (Ma)    |  | Géodynamique                       | Tectono-métamorphisme  | Magmatisme  |  |   |
|-------------|-------------|-------------|--|------------------------------------|--|---|--|---|
|             |             |             |  |                                    |  | Type pétrographique                                 | Association  |   |
| PALÉOZOÏQUE | Lias        | 187         | CYCLE OROGÉNIQUE VARISQUE (HECYNINIEN) | Transgression marine               | Métamorphisme de choc<br>(→ impactites)  |   |  |   |
|             |             | Trias       |  | 205                                |  |   |  | } Impact de météorite                               |
|             | 245         |             |  |                                    |  |   |  |   |
|             | Permien     | 280         | Néovarisque                            | Extension et amincissement crustal | Déformation cassante<br>Rétromorphoses<br>Métamorphisme de contact                       | Syénite quartzifère<br>Lamprophyres                 | alcaline   |   |
|             |             | 295         |  |                                    |  |   |  |   |
|             | Carbonifère | Stéphanien  |  | 305                                | Réactivation de la chaîne suivant des chevauchements et de grands décrochements crustaux | Rétromorphoses                                      | Leucogranites à deux micas<br>Microgranites<br>Granites-granodiorites à biotite ± hornblende | alumineuse leucocrate subalcaline<br>calco-alcaline |
|             |             | Westphalien |  | 315                                |  |   |  |   |
|             |             | Namurien    |  | 320                                |  |   |  |   |
|             |             | 325         |  |                                    |  |   |  |   |
|             | Dinantien   | 350         |  | Médiovarisque                      | Collision continent-continent  | Cisaillement ductile<br>Anatexie MP à BP-HT         | Granites à deux micas<br>Tonalites à gabbros orienté(e)s (LTL)                               | alumineuse mésocrate calco-alcaline                 |
|             |             | 360         |  |                                    |  |   |  |   |
|             | Dévonien    | 375         |  | Éovarisque                         | Mise en place des nappes majeures  | Métamorphisme synfolial barrowien MP-MT             |  |   |
|             |             | 400         |  |                                    |  |   |  |   |
|             |             | 410         |  |                                    |  |   |  |   |
|             | Silurien    | 435         |  |                                    | Enfouissement de croûtes océanique et continentale                                       | Métamorphisme éclogitique à granulitique HP-MT à HT |  |   |
| Ordovicien  | 450         |             |  |                                    |  |   |  |   |
| 500         |             |             |  |                                    |  |   |  |   |
| Cambrien    | 530         |             |  | Distension                         |  | Protolite des $t^4$<br>Protolite des $t^3$          |  |   |

Tableau III - Chronologie des principaux événements géologiques des ères primaire et secondaire

Les stades néovarisque se sont traduits par :

- d'une part des décrochements importants (faille d'Oradour-sur-Glane) et des failles normales tardives (faille de la Cordelle) ;
- d'autre part la mise de tout un cortège de granitoides appartenant à quatre associations magmatiques différentes : calco-alcaline, subalcaline (ou calco-alcaline potassique), hybride, alumineuse leucocrate.

Le cycle orogénique varisque se termine avec la mise en place des filons de lamprophyres et, probablement, de la syénite quartzifère de l'Écubillou, franchement alcaline.

### *ÉVÉNEMENTS MÉSOZOÏQUES ET CÉNOZOÏQUES*

L'impact de la météorite de Rochechouart a probablement eu lieu à la fin du Trias ou au cours du Jurassique inférieur. Les ultimes retombées du nuage de débris et poussières de roches provoqué par cet impact sont encore conservées actuellement sous forme d'un lambeau de cinérites situé au sommet des impactites à Chassenon; cela laisse supposer que la mer jurassique a rapidement envahi le cratère et donné une couverture de sédiments carbonatés qui a longtemps (jusqu'au début du Tertiaire il y a 65 Ma?) protégé les impactites contre l'érosion continentale.

Au Tertiaire et au Quaternaire, l'érosion a entaillé les impactites et le socle cristallin, et les fleuves et rivières ont donné lieu à des dépôts alluvionnaires dont les témoins sont des lambeaux de terrasses situés à divers niveaux de la topographie actuelle. Ces phénomènes d'érosion et d'alluvionnement se poursuivent actuellement.

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

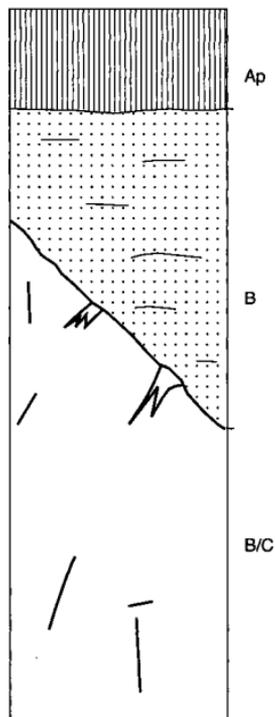
### *OCCUPATION DU SOL*

#### **Données pédologiques**

Les sols sont généralement peu épais (< 0,6 m) et leur chimisme reflète celui du substratum, formé de roches qui sont pour la plupart (gneiss et granites) acides ( $\text{SiO}_2 > 65\%$ ) et pauvres en calcium et magnésium (cf. tabl. 2, 3, 4, 7 et 8, en annexe). En différents endroits de la carte ont été réalisées des études pédologiques dont les résultats illustrent bien l'influence de la nature du substratum.

#### **Sols développés sur des paragneiss micacés (fig. 18)**

Leur épaisseur varie entre 25 et 60 cm. Sur les buttes on observe des sols peu épais avec un horizon de surface à texture limono-sableuse à sablo-argileuse reposant vers 25 à 30 cm de profondeur sur une roche plus ou moins altérée (*sols minéraux d'érosion*). Sur les pentes on observe un profil plus épais avec un horizon superficiel de même tex-



de 0 à 30 cm : horizon gris-brun foncé à texture de limon moyen sableux à limon sablo-argileux - structure cubique plus ou moins nette à la base - porosité moyenne (nombreux pores fins) - enracinement faible densité et mauvaise répartition - compacité forte à la base.

de 30 à 75 cm : horizon brun foncé (10YR 3/3) avec taches jaune brun (10 YR 5/6) - texture limono-sablo-argileuse à sablo-argileuse - structure prismatique à sous-structure polyédrique - quelques quartz grossiers - porosité bonne (nombreux pores fins et chenaux de vers) - infiltration de matière organique - quelques racines dans chenaux de vers.

à partir de 75 cm : horizon d'altération jaune-brun foncé à texture sablo-argileuse - structure héritée de la roche (foliation à 45°) - porosité faible.

**Fig. 18 - Exemple de profil pédologique sur un paragneiss micacé**  
Sol moyennement épais sur paragneiss

ture ou plus argileux (limono-sablo-argileux à limono-argilo-sableux), présentant une assez bonne structure et une activité biologique ; vers 50 cm de profondeur apparaît l'horizon B/C d'altération du gneiss, avec des racines présentes dans les anciennes fissures de la roche.

Ces sols présentent un potentiel agronomique assez élevé. En effet, leur réserve utile en eau est suffisamment importante pour permettre de limiter les stress hydriques des végétaux en période estivale. Cependant, leur potentiel agronomique est limité par un certain nombre de contraintes liées à l'acidité, l'excès d'eau et la fragilité de l'horizon de surface. Il peut exister localement une hydromorphie due à une rupture de perméabilité dans les altérites gneissiques, car à ce niveau il y a une forte différenciation structurale qui entraîne des circulations latérales de l'eau. En outre, la fragilité de l'horizon de surface entraîne une diminution de la porosité et une sensibilité aux tassements, avec pour conséquence une diminution du nombre des jours disponibles pour les travaux de culture et de récolte.

Ces contraintes impliquent que le sol doit être fertilisé, travaillé dans de bonnes conditions climatiques, et parfois drainé.

### **Sols développés sur des gneiss leptynitiques (fig. 19)**

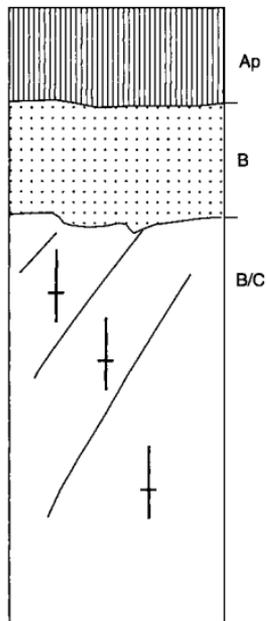
Leur profil est analogue à celui des sols développés sur les paragneiss. Peu épais sur les buttes, ces sols deviennent plus épais dans la pente et présentent un horizon superficiel sablo-limoneux à sablo-argileux brun, reposant vers 25 cm de profondeur sur un horizon intermédiaire sablo-argileux bien structuré. Vers 40 cm de profondeur apparaît la roche altérée. Globalement plus sableux et peu argileux, ces sols ont une réserve en eau assez faible, ce qui limite leur potentiel agronomique et le choix des espèces végétales.

Les autres contraintes, plus faciles à lever, sont l'acidité et une faible fertilité chimique.

### **Sols développés sur des roches plutoniques intermédiaires à basiques (fig. 20)**

Le chimisme particulier de ces roches fait que les profils de sols présentent des pH relativement élevés, ce qui permet d'observer des sols bruns eutrophes. En position de butte ou de forte pente, on observe des sols minéraux d'érosion peu épais, avec apparition de la roche peu altérée à 25 cm de profondeur. Sur les pentes plus faibles, les profils sont plus épais (*sols bruns eutrophes*) avec un horizon superficiel sablo-argileux à limono-sablo-argileux, brun foncé par suite de la présence d'amphiboles, reposant sur un horizon B relativement argileux avec une structure très bien exprimée. Vers 50 cm de profondeur apparaît la roche altérée.

Ces sols ont une importante réserve en eau qui leur confère un potentiel agronomique élevé. Le complexe argilo-humique est saturé par la présence de nombreux cations tels que  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  et  $\text{K}^+$ .

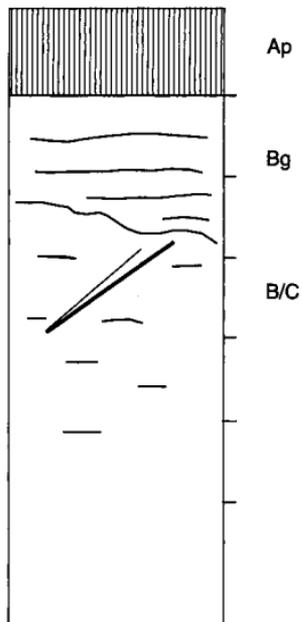


de 0 à 25 cm : horizon brun à brun-gris - sec à frais - texture sablo-limoneuse - structure grossière cubique à sous-structure polyédrique fine - compacité à la base (semelle) - porosité moyenne (quelques pores grossiers) - activité biologique (quelques chenaux de vers) - enracinement à densité moyenne et à mauvaise répartition - présence de quelques taches d'hydromorphie.

de 25 à 50 cm : horizon jaune-brun - sec à frais - texture sablo-limoneuse - structure polyédrique grossière - compacité moyenne à forte - porosité moyenne (quelques pores grossiers et chenaux de vers) - infiltration de matière organique - quelques très rares racines dans les chenaux de vers.

à partir de 50 cm : horizon gris-jaune-ocre - frais-texture sablo-limoneuse - structure héritée de la roche - forte compacité - porosité moyenne - activité biologique moyenne - enracinement presque nul.

**Fig.19 - Exemple de profil pédologique sur un gneiss leptynitique**  
Sol moyennement épais développé sur leptynite



de 0 à 20 cm : horizon brun avec des traces d'oxydo-réduction - texture limono-sablo-argileuse - structure grossière - porosité importante - activité biologique importante - enracinement à densité moyenne et à mauvaise répartition.

de 20 à 50 cm : horizon brun-gris avec des taches d'oxydo-réduction et des concrétions ferromanganiques - texture limono-argilo-sableuse - structure assez bien exprimée (surstructure prismatique, structure polyédrique) - porosité moyenne - compacité moyenne - enracinement de faible densité et mauvaise répartition.

à partir de 50 cm : horizon d'altération à texture limono-sablo-argileuse - porosité faible - enracinement nul.

**Fig. 20 - Exemple de profil pédologique sur une diorite**

Sols à texture limono-sablo-argileuse en surface, avec des traces d'oxydo-réduction, reposant vers 50 cm sur l'altération de la diorite (sols bruns hydromorphes)

Sur les profils les plus argileux, l'état structural du sol entraîne des contraintes pour le travail du sol. Le taux élevé de magnésium implique une certaine instabilité structurale rendant le travail du sol difficile et pouvant provoquer des stagnations d'eau dans l'horizon de surface. Des surchaulages sont expérimentés pour diminuer les taux de magnésium et ainsi restabiliser la structure superficielle.

### **Sols développés sur des granites**

Au Sud-Ouest de Vayres, les sols développés sur le leucogranite du massif de Chéronnac présentent un profil peu différencié et de faible épaisseur. Leur potentiel agronomique est limité à cause de leur faible réserve utile en eau.

### **Végétation et cultures**

Les forêts les plus anciennes sont constituées essentiellement de feuillus (chênes, châtaigniers, hêtres,...), alors que dans les plantations les plus récentes les conifères sont prédominants. Les trois principales zones forestières correspondent à trois entités géologiques bien précises : (1) le massif granitique de Cognac-la-Forêt, qui constitue le principal relief de la carte, (2) les « leptynites » de Rochechouart, fortement altérées (allotérites), sur lesquelles est implantée la forêt de Rochechouart, et (3) les lambeaux de brèches polygéniques à ciment clastique, roches relativement résistantes à l'érosion et corrélativement peu favorables au développement de sols et à l'implantation de cultures.

En dehors de ces zones, le paysage est formé par un tissu de vertes prairies, fréquemment limitées par des haies ou des rideaux d'arbres, sur lequel se détachent quelques landes, des parcelles en friche où les genêts et fougères ont rapidement repris le dessus, et des champs consacrés aux céréales ou à la polyculture familiale, incluant la vigne en Charente ou à proximité immédiate. Les friches sont de plus en plus abondantes en raison de la crise agricole et de l'exode rural qu'elle entraîne.

### **Géographie humaine**

En dehors des communes de Saint-Junien et de Rochechouart, qui comptent 11700 et 4 200 habitants respectivement, l'habitat est très dispersé sous forme de villages, de hameaux et de nombreuses fermes isolées, reliés par un dense réseau de petites routes et/ou de chemins carrossables, qui passent par monts et par vaux et constituent des toiles d'araignée autour des chefs-lieux de commune.

Ce pays de collines, petites forêts et prairies, où coulent la Vienne et de nombreux autres cours d'eau, était déjà apprécié par nos ancêtres

(cf. « Préhistoire et archéologie ») et a une vocation essentiellement agricole avec une nette prédilection pour l'élevage des bovins, moutons et chèvres. Les peaux de ces bêtes et les eaux de la Vienne, qui ont des qualités exceptionnelles pour le tannage, sont à l'origine de toute une série d'activités industrielles et artisanales : mégisserie, ganterie, teinturerie, maroquinerie, confection de vêtements de peaux et de fourrures. Le principal centre de ces activités est la ville de Saint-Junien. En hiver les exploitants agricoles et forestiers coupent du bois dont une grande partie est livrée à l'usine de pâte à papier de Saillat-sur-Vienne, agrandie et modernisée en 1991-92. Une moitié de la production de pâte à papier est transformée sur place en papier pour photocopies; l'autre moitié est vendue à des tiers. En aval se trouve une activité de cartonnage et d'imprimerie.

En dehors des personnes du troisième âge qui apprécient le Limousin pour son calme, son air pur, sa verdure, son climat tempéré et son relief peu accidenté mais jamais monotone, les touristes sont peu nombreux. Cependant, il y a matière à développer un tourisme culturel permettant de découvrir les nombreuses richesses géologiques et archéologiques de la région, à travers un circuit passant par le cratère d'impact de la météorite, le site gallo-romain de Chassenon (*Cassinomagus*, construit sur et avec des impactites), des mégalithes (dolmens et menhirs), le superbe chaos granitique du site Corot à Saint-Junien, et le château de Rochechouart qui domine le confluent de la Vayres et de la Graine.

### *RISQUES NATURELS*

#### **Chutes de météorites**

Il y a quelque 200 millions d'années, l'actuelle région de Rochechouart-Chassenon a été le théâtre d'une terrible catastrophe naturelle. L'énergie dissipée au moment de l'impact (cf. *supra*) est égale à celle qui serait libérée par un séisme de magnitude 11 dans l'échelle de Richter, soit 1 000 fois celle des séismes les plus violents jamais enregistrés, qui sont de magnitude 9 dans cette même échelle. Dans le cas du cratère du Ries (Allemagne) qui a un diamètre du même ordre de grandeur que celui de Rochechouart, mais qui est beaucoup plus récent (15 Ma), les spécialistes estiment que toute vie a été rayée dans un rayon de 500 km autour du centre de l'impact (Kavasch, 1986), ce qui n'a pas empêché la nature de reprendre rapidement ses droits car le cratère a été occupé par un lac miocène dont les paléodépôts sont riches en fossiles.

Quels sont les risques d'une collision entre la Terre et un astéroïde ou une comète? En 1990, D. Morrison, chercheur à la NASA, a réalisé une étude dont les principaux résultats sont relatés par A. Cirou (1993) :

- on a recensé 139 gros cratères d'impact dans le monde et on en découvre encore 5 à 6 nouveaux par an ;

- en fonction de la taille de l'objet extraterrestre les estimations statistiques sont les suivantes :

| diamètre de l'objet | probabilité de collision :    |
|---------------------|-------------------------------|
| 10 à 100 m          | une tous les<br>10 à 1000 ans |
| 150 m               | 5000 ans                      |
| 1 km                | 300 000 ans                   |
| > 5 km              | 10 à 30 Ma                    |

- en cas de collision sur la terre ferme, le cratère amortira une grande partie de l'énergie libérée lors de l'impact et les conséquences ne seront que « locales ». En cas de chute en mer, l'impact provoquera un raz-de-marée d'ampleur proportionnelle à la taille du corps extraterrestre ;

- un individu a la même « chance » de périr en raison d'un impact majeur entre notre planète et un caillou céleste, que dans un accident d'avion : la probabilité est de 1/10000.

Ce dernier chiffre peut paraître énorme *a priori*, mais il est vrai que si une météorite de 1 km de diamètre tombait à une vitesse de 50 km/s au sein d'une mégapole ou à proximité immédiate, il y aurait des millions de morts.

## Sismicité

Le Limousin ne montre qu'une faible sismicité par rapport à des régions comme le Sud du Massif armoricain, la Marche ou l'Auvergne.

L'objet de cette rubrique est de faire le point sur les données existantes. Il s'agit tout d'abord des données extraites de la base informatisée Sirène du BRGM, qui est constituée d'un échantillon représentatif de l'activité sismique observée depuis l'an 1000 à nos jours (Godefroy *et al.*, 1990). Cette base de données macrosismiques rassemble les données concernant les effets observés des séismes dont l'intensité est déterminée selon l'échelle M.S.K. établie en 1964.

On dispose également des données du fichier de sismicité instrumentale établi par le laboratoire de détection géophysique (L.D.G.) du Commissariat à l'énergie atomique. Le fichier inclut tous les séismes de magnitude supérieure ou égale à 2,5 enregistrés en France depuis 1962. Ces données permettent dans certains cas de déterminer le mécanisme correspondant à la rupture sismique (mécanisme au foyer).

## Sismicité locale

Aucun épicentre macrosismique n'est connu à l'intérieur des limites de la feuille Rochechouart. Cependant, deux épicentres macrosismiques sont localisés immédiatement au Sud de la feuille ; leurs caractéristiques sont les suivantes :

| Date         | Coordonnées de l'épicentre |          | Intensité épicentrale |
|--------------|----------------------------|----------|-----------------------|
| 8 sept. 1976 | 45° 41' N                  | 0° 48' E | V                     |
| 6 nov. 1978  | 45° 42' N                  | 0° 54' E | + V-VI*               |

L'épicentre du 8 septembre 1976 est situé à environ 3 km au-delà de la limite sud de la carte et à 7 km au Sud-Ouest d'Oradour-sur-Vayres. L'épicentre du 6 novembre 1978 est situé à 1 km environ au-delà de la limite sud de la feuille et à 4 km au Sud-Est d'Oradour-sur-Vayres.

Ces deux événements ont été enregistrés par le réseau du L.D.G. qui en donne les caractéristiques suivantes :

| Date         | Coordonnées de l'épicentre |          | Magnitude locale (LDG) |
|--------------|----------------------------|----------|------------------------|
| 8 sept. 1976 | 45° 42' N                  | 0° 47' E | 4,2                    |
| 6 nov. 1978  | 45° 44' N                  | 1° 00' E | 4,3                    |

Il faut noter que les localisations fournies par le L.D.G. sont moins précises que celles établies grâce aux données macrosismiques. Suivant les données du L.D.G., l'épicentre du premier événement se situe à 1 km au-delà de la limite sud de la carte et à 7 km à l'WSW d'Oradour-sur-Vayres, et l'épicentre du deuxième événement se situe à 5 km environ au Sud-Est de Saint-Laurent-sur-Gorre, à savoir à l'intérieur des limites de la feuille et à proximité de son angle sud-est. On notera que ce séisme a été suivi entre le 6 et le 29 novembre 1978, par quatre répliques de faible magnitude (MLDG comprise entre 2,3 et 2,9). Enfin, toujours dans ce même secteur de l'angle sud-est de la feuille, on notera le petit séisme du 8 février 1979 (MLDG = 2,8) qui avait été précédé par la très faible secousse (MLDG = 2,2) du 24 janvier 1979. De plus, à proximité de cet angle sud-est mais au-delà des limites de la carte, deux autres petits séismes ont été enregistrés ; ce sont ceux du 29 avril 1977 (MLDG = 3,0) et du 11 mai 1979 (MLDG = 3,4).

\* L'indication d'une intensité épicentrale précédée du signe + (+ VI par exemple), signifie que les localités où ont été observées les intensités sont éloignées de l'épicentre, de telle sorte qu'il est probable que l'intensité soit supérieure d'un 1/2 degré aux intensités observées, sans qu'il soit possible de déterminer cette intensité épicentrale avec certitude, par manque d'information dans l'aire épicentrale.

| Date du séisme et situation géographique de l'épicentre | Coordonnées de l'épicentre |           | Intensité épicentrale | Magnitude MLDG | Intensité observée  |
|---|----------------------------|-----------|-----------------------|----------------|---|
|   | Latitude                   | Longitude |                       |                |   |
| 14 septembre 1866<br>(NW Châteauroux)                   | 46°53'N                    | 1°08'E    | VII                   | -              | VI à Oradour-sur-Vayres ;<br>V à St-Junien  |
| 18 novembre 1901<br>(50 km NW<br>Rochechouart)          | 46°08'N                    | 0°21'E    | VI                    | -              | IV à St-Junien<br>et à Chassenon  |
| 26 septembre 1925<br>(Est La Châtre)                    | 46°32'N                    | 2°07'E    | + VI-VII              | -              | V à St-Junien ;<br>IV à Oradour-sur-Vayres  |
| 3 décembre 1925<br>(Est La Châtre)                      | 46°33'N                    | 2°05'E    | VI                    | -              | III-IV à St-Junien et<br>à Vayres   |
| 28 septembre 1935<br>(20 km NW<br>Angoulême)            | 45°46'N                    | 0°02'W    | VII                   | -              | V à St-Junien ;<br>IV à Rochechouart  |
| 13 décembre 1939<br>(30 km NW<br>Angoulême)             | 45°54'N                    | 0°05'W    | V                     | -              | III à Chabonais   |
| 12 septembre 1955<br>(NW Guéret)                        | 46°16'N                    | 1°23'E    | V                     | -              | III à St-Junien   |
| 20 juillet 1958<br>(Oléron)                             | 46°00'N                    | 1°21'W    | VI                    | -              | III-IV à St-Junien ;<br>III à Rochechouart  |
| 7 avril 1968<br>(35 km Nord<br>Limoges)                 | 46°08'N                    | 1°16'E    | IV-V                  | 3,7            | IV à Sereilhac<br>et St-Brice-sur-Vienne ;<br>III à St-Junien                       |
| 7 septembre 1972<br>(Oléron)                            | 45°55'N                    | 1°13'W    | + VII                 | 5,2*           | IV-V à Chabonais ;<br>IV à St-Junien ;<br>III à Rochechouart                        |
| 8 septembre 1976<br>(limite sud de<br>la feuille)       | 45°41'N                    | 0°48'E    | V                     | 4,2            | V à Ste-Marie-de-Vaux ;<br>IV-V à Rochechouart ;<br>IV à St-Junien                  |
| 6 novembre 1978<br>(limite sud de la<br>feuille)        | 45°42'N                    | 0°54'E    | + V-VI                | 4,3            | V-VI à Gorre ;<br>V à Rochechouart<br>et Oradour-sur-Vayres ;<br>III-IV à St-Junien |
| 21 avril 1983<br>(30 km NW<br>Limoges)                  | 46°05'N                    | 1°03'E    | V                     | 4,0            | III-IV à St-Junien  |

\* magnitude de durée du signal

**Tableau IV -Sélection d'intensités macrosismiques observées sur la feuille Rochechouart**

Les séismes du 8 septembre 1976 et du 6 novembre 1978 ont permis la détermination de leurs mécanismes au foyer. Les solutions focales : plans nodaux et axes P (compression) et T (distension), fournies par M. Nicolas *et al.* (1990) sont les suivantes :

| Date         | Plan nodal 1 |         | Plan nodal 2 |         | Axe P     |         | Axe T     |         |
|--------------|--------------|---------|--------------|---------|-----------|---------|-----------|---------|
|              | Direction    | Pendage | Direction    | Pendage | Direction | Pendage | Direction | Pendage |
| 8 sept. 1976 | N168°E       | 71°W    | N 70°E       | 68°SE   | 299°      | 02°     | 030°      | 30°     |
| 6 nov. 1978  | N74°E        | 43°SE   | N7°E         | 70°W    | 305°      | 16°     | 054°      | 49°     |

Ces mécanismes au foyer, de bonne qualité, attestent pour le premier d'un mouvement décrochant à composante inverse et pour le deuxième d'un mouvement inverse à composante décrochante sur des failles soit proches de N-S, soit ENE-WSW. Ils s'accordent tous les deux avec une compression de direction proche de NW-SE.

### Sismicité régionale

A l'échelle régionale, dans un rayon de 200 km autour de la feuille Rochechouart, les principales zones sismiques qui peuvent être identifiées sont les suivantes (tabl. IV) :

- en position relativement proche par rapport à la feuille, s'identifient le séisme du 18 novembre 1901 (intensité épiscopentrale VI), près de Civray, à une cinquantaine de kilomètres au Nord-Ouest de Rochechouart, et le séisme du 28 septembre 1935 (VII), à une vingtaine de kilomètres au Nord-Ouest d'Angoulême, soit à 65 km environ à l'Ouest de Rochechouart ;
- au Nord et au Nord-Ouest de la feuille, le Poitou et le bocage vendéen sont caractérisés par de nombreux épicentres. Dans la région de Poitiers, on remarque le séisme de Parthenay, du 9 janvier 1772 (VII-VIII), le séisme du 11 mars 1704 (VI-VII) immédiatement au Nord de Poitiers, le séisme de Loudun du 6 octobre 1711 (+ VII-VIII) et le séisme du 15 février 1657 (VII-VIII) proche de Tours. Au Nord de la Rochelle, on note le séisme du 2 mai 1780 (+ VI) et le séisme du 27 octobre 1903 (VI). En position plus lointaine, à l'extrémité nord-ouest du bocage vendéen, s'identifie le séisme du 25 janvier 1799 (VIII) ;
- au Nord de la feuille, la région de Châteauroux et de Loches apparaît relativement moins sismique avec toutefois deux événements d'intensité épiscopentrale égale à VII : 5 juillet 1841 et 14 septembre 1866 ;
- au Nord-Est de la feuille, les plateaux de la Marche situés au Nord de Limoges et au Nord-Ouest de Guéret, présentent de nombreux petits séismes, en relation avec le jeu dextre de la faille E-W de la Marche. Au-delà, vers le Nord-Est, aux confins du Berry et du Bourbonnais dans la région de La Châtre et de Saint-Amand-Montrond, on note trois événements d'intensité épiscopentrale proche de VII : 26 janvier 1579 (+ VII), 26 septembre 1925 (+ VI-VII), 3 décembre 1925 (VI) ;

- à l'Est de la feuille, le plateau de Millevaches apparaît peu sismique. En position plus lointaine, l'Auvergne est caractérisée par une activité sismique notable. La région de Clermont-Ferrand proprement dite est marquée par des événements moyens à relativement forts : 1450 (intensité épiscopale VII), 6 août 1477 (VII-VIII), 1er mars 1490 (+ VIII). Plus au Sud, dans la région de Saint-Flour, on note les épicentres isolés du 18 octobre 1833 (+ VII) et du 26 août 1892 (VII) ;
- au Sud de la feuille, l'ensemble du Bassin aquitain et du Quercy apparaît quasiment asismique, hormis le secteur de Bordeaux où l'on note les séismes du 10 août 1759 (+ VII) et du 26 janvier 1852 (+ VI) ;
- à l'Ouest de la feuille, en Charente, s'identifie le séisme de Saintes du 6 juillet 1882 (VI) et en situation plus lointaine par rapport à la feuille, la zone d'activité sismique notable de l'île d'Oléron dans laquelle on connaît les séismes du 20 juillet 1958 (VI) et du 7 septembre 1972 (+ VII).

Les données de sismicité instrumentale issues du L.D.G. (période 1962 à 1989) permettent de confirmer dans ses grandes lignes la définition des régions sismiques établie grâce aux données macrosismiques. On notera toutefois que la région sud-armoricaine, du bocage vendéen, à l'Ouest, au Poitou et aux plateaux de la Marche, à l'Est, est actuellement affectée par de nombreux petits séismes de magnitude généralement comprise entre 3 et 4,5. Par ailleurs, les séismes de l'île d'Oléron du 7 septembre 1972, 6 janvier 1973 et du 10 octobre 1977 ont respectivement atteint les magnitudes 5,2, 4,5 et 4,7.

La sismicité de la région sud-armoricaine et du Nord-Ouest du Massif central est généralement liée au rejeu des grandes failles dextres NW-SE (failles de Bressuire-Vasles, sillon de Bretagne, failles des Essarts, Mervent et de Chantonay,...) et E-W (faille de la Marche) ; on connaît d'ailleurs des indices de rejeu plio-quadernaires sur plusieurs de ces failles. Un tel schéma apparaît moins clair dans le Limousin, où les indices néotectoniques sont rares, hormis deux témoins en faille normale situés respectivement à une trentaine de kilomètres au Nord-Ouest et à une vingtaine de kilomètres au Nord de Limoges (carte sismo-tectonique de la France ; Vogt *et al.*, 1981).

Il semblerait toutefois que les séismes du 8 septembre 1976 et du 6 novembre 1978 du Sud de la feuille Rochechouart, soient liés au rejeu inverse-décrochant de failles NE-SW, comme celle de la Cordelle, qui caractérisent le secteur s'étendant entre Limoges, au Nord-Est et Nontron, au Sud-Ouest, même si ces failles ne sont pas toujours clairement identifiées dans les terrains métamorphiques affleurants.

### **Origine des secousses ressenties sur la feuille Rochechouart**

Le tableau IV présente une sélection de séismes historiques et contemporains ressentis sur la feuille Rochechouart, à savoir ceux pour lesquels on dispose d'intensités relatées dans les archives historiques ou dans les enquêtes macrosismiques. Dans ce tableau sont mention-

nées de façon systématique, lorsqu'elles existent, les intensités des secousses ressenties à Rochechouart, Saint-Junien et Oradour-sur-Vayres, auxquelles ont été rajoutées, le cas échéant les intensités supérieures connues dans d'autres localités appartenant à la feuille.

Sur treize événements recensés, cinq ont pour origine des séismes proches, dont l'épicentre se situe dans un rayon de 50 km autour de la feuille :

- séismes du 8 septembre 1976 (V) et du 6 novembre 1978 (+ V-VI) situés à proximité de la limite sud de la feuille ;
- séisme du 21 avril 1983 (V) dont l'épicentre se situe près de Bellac, à 35 km au Nord-Est de Rochechouart et à 30 km environ au Nord-Ouest de Limoges ;
- séisme du 18 novembre 1901 (VI) situé à proximité de Civray, 50 km au Nord-Ouest de Rochechouart ;
- séisme du 7 avril 1968 (IV-V), situé à une trentaine de kilomètres au Nord de Limoges et 50 km au Nord-Est de Rochechouart.

Les neuf autres secousses pour lesquelles on dispose d'intensités ressenties et relatées sur le territoire de la feuille Rochechouart, ont une origine géographique plus lointaine. Parmi elles, en position relativement proche de la limite ouest de la feuille, on note les séismes du 28 septembre 1935 (VII) et du 13 décembre 1939 (V) dont les épicentres se situent à respectivement 20 et 30 km au Nord-Ouest d'Angoulême, soit à 65 et 70 km environ à l'Ouest de Rochechouart.

Toujours à l'Ouest de la feuille mais plus lointains (plus de 150 km), deux événements se situent sur l'île d'Oléron ou à proximité immédiate de celle-ci ; ce sont ceux du 20 juillet 1958 (VI) et du 7 septembre 1972 (+ VII).

Une secousse ressentie et consignée comme telle sur la feuille Rochechouart a une origine géographique située au Nord-Est de la feuille et en position relativement proche : il s'agit du séisme du 12 septembre 1955 (V) dont l'épicentre se situe à proximité immédiate de La Souterraine et à 40 km au Nord-Ouest de Guéret, soit à 65 km au Nord-Est de Rochechouart.

Enfin, trois séismes situés relativement loin au Nord et au Nord-Est de Rochechouart ont été ressentis et signalés comme tels sur l'emprise de la feuille, ce sont :

- le séisme de la Brenne du 14 septembre 1866 dont l'épicentre se situe à 45 km au Nord-Ouest de Châteauroux et à 120 km au Nord de Rochechouart ;
- les séismes du 26 septembre 1925 (+ VI-VII) et du 3 décembre 1925 (VI) dont les épicentres se situent aux confins sud du bassin de Paris, près de La Châtre, à près de 130 km de Rochechouart.

## **Prise en compte du risque sismique**

L'ensemble des cantons correspondant à l'emprise de la feuille Rochechouart se situe dans la zone 0 du nouveau zonage sismique de la France (Godefroy et Despeyroux, 1986) : les règles sismiques de construction n'y sont pas obligatoires pour les ouvrages à « risque normal », c'est-à-dire les ouvrages courants. Toutefois, pour les ouvrages à « risque spécial » (installations industrielles classées), des études spécifiques mettant en oeuvre une analyse sismotectonique et des calculs de spectres de fréquence des ouvrages, sont nécessaires.

### *RESSOURCES EN EAU*

Le territoire de la feuille Rochechouart est situé dans la partie occidentale du Haut-Limousin, en limite du Bassin aquitain. Le relief est constitué par une série de plateaux faiblement inclinés vers l'Ouest, dont l'altitude s'échelonne entre 400 et 200 m.

Le réseau hydrographique s'organise en une multitude de collecteurs secondaires drainés en majeure partie par la Vienne et ses deux principaux affluents : la Gorre et la Graine, et pour le reste (angle sud-ouest de la feuille) par la Charente, qui prend sa source dans le massif leucogranitique de Chéronnac, et par la Tardoire, qui conflue avec la Charente plus à l'Ouest en dehors des limites de la feuille.

La hauteur des précipitations moyennes enregistrées à la station de Rochechouart entre 1968 et 1990 est de 900 mm par an.

Les ressources en eau souterraines sont relativement faibles. Deux catégories d'aquifères bien individualisés sont à distinguer : l'horizon supérieur des arènes et les milieux fissurés du socle cristallin.

### **Horizon supérieur des arènes**

Sous l'effet de l'altération atmosphérique, les roches cristallines se décomposent en un matériau meuble sablo-argileux reposant sur le socle sous-jacent plus sain. Localement, lorsque l'horizon arénisé est suffisamment épais (10 à 15 m), les eaux infiltrées forment de petites nappes discontinues parfois exploitées pour l'alimentation en eau potable (A.E.R).

Ces réservoirs ont une faible transmissivité et un fort emmagasinement. La profondeur relativement faible de ces nappes à caractère libre implique leur vulnérabilité aux pollutions de surface liées aux activités humaines. La protection sanitaire de ces eaux reste contraignante car l'emprise des périmètres s'étend souvent sur la totalité du bassin-versant situé en amont du lieu de captage.

Malgré les sensibilités au plan qualitatif et la précarité des débits conditionnés par les fluctuations climatiques, ce type d'aquifère assure

la majeure partie des besoins en eau potable de la région. À ce jour, on a recensé sur l'ensemble de la feuille Rochechouart plus d'une quarantaine de captages par drains ou par puits sollicitant ces nappes superficielles. À l'exception des agglomérations de Saint-Junien et de Rochechouart, raccordées à des stations de pompage, et de quelques communes rattachées au syndicat Vienne-Briance-Gorre, les besoins en eau sont assurés par l'aquifère supérieur des arènes.

### **Milieus fissurés du socle cristallin**

Lorsqu'ils sont suffisamment développés et non colmatés, les réseaux de fracture constituent des drains naturels favorisant les circulations d'eaux souterraines. Les écoulements profonds, quelquefois captifs sous l'horizon supérieur des arènes, sont naturellement mieux protégés vis-à-vis des pollutions par infiltration.

La mise en valeur, par forage, de ces aquifères potentiels est encore peu développée car elle nécessite une connaissance approfondie des caractéristiques hydrogéologiques locales. Toutefois, le récent développement de nouvelles techniques d'investigation, telles que la télé-détection satellitaire et le dosage du gaz radon dans les sols, doit permettre d'optimiser l'exploitation de ces ressources potentielles.

Depuis 1992, deux programmes d'étude sur les possibilités aquifères profondes ont été réalisés pour renforcer les réseaux A.E.R de la commune de Séreilhac et le syndicat Vayres-Tardoire. Ces recherches ont abouti à la mise en exploitation de deux forages dont la productivité est de 6 m<sup>3</sup>/h pour l'un et 10 m<sup>3</sup>/h pour l'autre.

Sur le plan physico-chimique, les eaux captées sont faiblement minéralisées et d'un pH acide. D'une manière générale, l'aquifère supérieur des arènes est plus sensible aux contaminations bactériologiques, tandis que les eaux profondes des milieux fissurés présentent des teneurs plus importantes en fer et en manganèse.

## ***SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES***

### **Sables et graviers**

Parmi les lambeaux d'alluvions anciennes (F, Fv) situés sur les plateaux de part et d'autre de la vallée de la Vienne, seul le gisement du Bouchet (x = 488,6 à 489,10 ; y = 2095,9 à 2096,1), sur la commune de Saint-Junien, est encore en exploitation actuellement (1993). Le tri granulométrique est effectué sur le site de l'ancienne carrière de Bugearas (x = 485,2 à 485,5 ; y = 2098,5 à 2098,7). Sur ce dernier site et sur ceux de Chaumeix (x = 484,35 à 484,5 ; y = 2098,2 à 2098,35) et de la Chapelle-Blanche (x = 501,2 ; y = 2098,9), l'exploitation n'a laissé subsister que quelques vestiges du gisement.

## Arènes sablo-argileuses

Les altérites développées sur les roches cristallines ont été grattées un peu partout en surface et utilisées soit comme liant dans les murs de pierre, soit pour la fabrication de briques et/ou de tuiles comme l'indique localement la toponymie : les Tuilières, tuilerie des Forces à l'Ouest d'Oradour-sur-Vayres.

## Granulats

Les roches cristallines sont d'autant plus favorables pour la confection de granulats qu'elles sont plus dures. La seule exploitation encore en activité en 1993 se situe ( $x = 483$  à  $483,3$  ;  $y = 2095,9$  à  $2096,1$ ) sur la commune de Rochechouart, dans la grande carrière de Champagnac dont les gradins s'étagent sur une dénivellation totale de 70 m. Le traitement (concassage, lavage, tri) est effectué sur le site même. Le long de la vallée de la Vienne l'exploitation est interdite pour des raisons écologiques et l'on ne trouve plus que des carrières abandonnées comme celle de la figure 2, qui est située à l'Est de Chabanais ( $x = 475,17$  à  $475,32$  ;  $y = 2098,90$  à  $2099,12$ ).

## Matériaux rocheux divers

Pour la construction des bâtiments et/ou l'empierrement des chemins, des éléments de roches cristallines de taille variable ont été ramassés dans les champs et/ou exploités dans de petites carrières et autres grattages superficiels dont les principaux sont indiqués sur la carte et, pour certains, mentionnés lors la description de la roche correspondante. En particulier, les impactites ont été utilisées pour la construction dès l'époque gallo-romaine sur le site de *Cassinomagus* à Chassenon et pour la confection de sarcophages au Moyen-Âge (voir plus loin). Dans toute la zone couverte par l'astroblème, ces impactites confèrent un cachet particulier aux bâtiments dont les pierres sont apparentes, comme c'est le cas pour le château et l'église de Rochechouart ou pour l'ensemble des maisons du pittoresque hameau du Loubaret (commune de Videix). Parmi ces impactites, la brèche de Montoume est si caractéristique que l'on l'identifie avec certitude partout où elle a été utilisée comme matériau de construction, d'empierrement et/ou d'ornement, comme par exemple autour de l'église de Rochechouart où elle se trouve sous forme de pavés et de plaques polies.

En 1993 il ne restait en activité que deux carrières : celle de la Gorretie ( $x = 491,87$  à  $492,12$  ;  $y = 2090,10$  à  $2090,32$ ) sur la commune de Saint-Auvent, au sein du massif granitique de Cognac-la-Forêt, et celle qui est implantée ( $x = 474,56$  ;  $y = 2088,37$ ) dans un filon de microleucogranite granophyrique à 500 m à l'ENE du Mas, sur la commune de Saint-Gervais.

Les serpentinites extraites des carrières de Merlis ( $x = 482,9$  à  $483,05$  ;  $y = 2084,3$  à  $2084,6$ ) ont en outre été utilisées en partie

comme pierres ornementales sous forme de plaques sciées et polies. Elles ont notamment servi à la confection de crucifix tels que ceux qui sont posés sur des tombes du cimetière de Vayres.

### **Substances monominérales : quartz, kaolin, feldspath potassique**

Le quartz a été extrait, essentiellement le long de la faille majeure de la Cordelle et de celle qui se situe au milieu de la forêt de Rochechouart, pour l'empierrement de chemins et/ou l'industrie de la porcelaine. Pour cette dernière il y a également eu de petites exploitations de kaolin d'une part et de feldspath potassique d'autre part. En surface, on ne voit plus ou très peu de traces des gisements correspondants. Les emplacements de ces (ex-)gisements sont indiqués sur la carte et leurs principales caractéristiques sont données dans des tableaux figurant en annexe de la présente notice ; il en est de même pour les gîtes et indices miniers qui concernent les minéraux porteurs de métaux.

## *GÎTES ET INDICES MINIERS*

### **Uranium**

Cogéma a réalisé une prospection pour uranium au sein des massifs granitiques de Cognac-la-Forêt et de Saint-Mathieu-Chéronnac. Les anomalies radioactives, détectées au scintillomètre, sont ponctuelles et localisées sur des failles pour la plupart, la principale étant celle des Monts (1000 chocs/s) qui correspond à l'indice figurant sur la carte. Certaines anomalies se situent sur des filons de lamprophyre. Il n'y a eu ni sondage, ni exploitation.

### **Autres métaux**

Des tableaux (en annexe) donnent les détails concernant la nature de ces métaux et les principaux traits des caractères géologiques de leurs gisements et/ou indices. Il est cependant utile de préciser le contexte géologique, d'autant qu'il apparaît des corrélations intéressantes entre certaines des entités de la présente carte à 1/50000 et les positions des indices connus et des anomalies mises en évidence par l'inventaire géochimique stratégique réalisé par le BRGM (1991, inédit) sur environ les deux tiers de la surface de la feuille.

Trois indices métallifères, situés dans la partie nord-ouest de la carte, à proximité de la limite départementale entre Charente et Haute-Vienne, ont fait l'objet de petits travaux miniers. Ce sont :

- d'une part les filons à antimoine et traces d'or de Lussac et de Mons; le puits de Lussac ( $x = 481,20$ ;  $y = 2100,60$ ) est remblayé et celui de Mons ( $x = 481,62$ ;  $y = 2099,80$ ) noyé. Mais malgré leurs faibles volumes, les haldes correspondantes permettent encore d'étudier la paragenèse métallifère, notamment dans le cas de Mons où un bloc de minerai massif a permis à C. Laforêt (BRGM, communication

orale, 1991) d'observer au microscope à réflexion la paragenèse suivante : berthiërite largement prédominante, stibine secondaire, cuivre-gris, mispickel à inclusions de pyrrotite résiduelle, melnicovite, gudmundite (Fe Sb S). Ces filons à antimoine sont encaissés dans des paragneiss légèrement anatectiques (métatexites □<sup>□</sup>M) situés dans la partie basale de l'unité supérieure des gneiss ;

- d'autre part, un peu plus haut dans cette unité, le filon de quartz à mispickel, légèrement aurifère et argentifère, de Roche, où subsiste une galerie à flanc de coteau (x = 484,75 ; y = 2099,85).

Encore un peu plus haut dans cette unité et corrélativement plus à l'Est, les levés de la présente carte à 1/50000 ont permis de découvrir en bordure est de la D.175, au Nord-Est du pont sur la Gorre, l'affleurement (x = 485,78 ; y = 2095,98) d'un filon de quartz à mispickel (QAs) d'environ 1 m de puissance, recoupant des paragneiss cisailés au toit du filon et injectés de tonalite orientée à biotite. Le mispickel est abondant et accompagné de sulfures non arséniés, de scheelite et d'un peu de cassitérite. L'analyse ICP d'un échantillon révèle une teneur en As de 2 % et montre une anomalie polymétallique : W > 1,5 % (limite de détection de la méthode), Cu = 0,78 %, Zn = 0,21 %, Sn = 0,15 %, Bi = 700 g/t, Sb = 308 g/t, Pb = 305 g/t, Ag = 28 g/t, Au = 0,3 g/t.

D'après les premiers résultats de l'inventaire géochimique stratégique (BRGM, 1991, inédit), ce filon se trouve dans un secteur d'anomalies positives dont la plus importante se traduit par les valeurs suivantes : As = 138 à 706 g/t, Zn = 200 à 285 g/t, Pb = 70 à 173 g/t, Cu = 52 à 91 g/t, W = 20 à 65 g/t, traces d'Ag et Au. Ce secteur se situe géologiquement dans l'unité supérieure des gneiss, entre la série métavolcano-sédimentaire basale, minéralisée en sulfures (de Fe et Cu essentiellement), et la zone renfermant les massifs de roches intermédiaires à basiques orientées. Il contient en outre deux petits corps intrusifs de leucogranite à grain moyen qui pourraient représenter les jalons superficiels d'un ou plusieurs massif(s) leucogranitique(s) caché(s) dont l'intrusion aurait été accompagnée de fluides hydrothermaux ayant apporté W et Sn, éléments caractéristiques d'une minéralisation de type « départ acide ».

Même dans le cas du filon du pont de Gorre, la source des autres métaux (Cu, Pb, Zn, Ag, Au, etc.) et de l'arsenic est problématique : encaissant métamorphique, fluides hydrothermaux et/ou intrusions leucogranitiques ? Ces dernières pourraient avoir apporté une partie au moins de ces éléments car l'inventaire géochimique a permis de détecter des anomalies en As et/ou Pb et en Pb + Ag au sein des massifs granitiques (association alumineuse) de Cognac-la-Forêt et de Chéronnac respectivement. Juste à l'Est du bourg de Chéronnac, le leucogranite renferme des veinules de quartz avec une minéralisation en galène, pyrite, pyromorphite accessoire et rare blende. Le sondage carotté, long de 131,5 m et incliné à 45°, destiné à reconnaître cette minéralisation, a montré des phénomènes dus à l'impact de la météorite (cf. « Impactites » et fig. 4 et 5).

Au sein des massifs de granites-grandiorites (association calco-alcaline *s.s.*) d'Étagnac et de Saint-Gervais, ce même inventaire a permis de mettre en évidence des anomalies en un ou plusieurs des éléments suivants : Pb, Zn, Cu, Ba.

La partie de l'arc du Thaurion (unité inférieure des gneiss) située sur le territoire de la feuille Rochechouart n'a pas été couverte par l'inventaire géochimique. Il serait d'autant plus utile de combler cette lacune que, plus au Sud, les minéralisations aurifères du district de Saint-Yrieix sont encaissées dans l'unité inférieure des gneiss et associées, spatialement et sans doute génétiquement, à des leucogranites, comme l'a montré V. Bouchot (1989).

Le territoire de la feuille Rochechouart reste donc ouvert à une prospection minière stratégique et tactique.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### **PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE**

De la préhistoire au premier âge du fer, la région de Rochechouart a été densément peuplée. La répartition des sites est donnée en annexe.

Les premiers témoignages de la culture matérielle proviennent d'échantillons « récoltés » dans les labours qui ont détruit les habitats et livré aux archéologues un abondant matériel lithique. Recueillis à Vayres, 1 200 pièces et éclats attestent d'une occupation humaine allant du Moustérien de tradition acheuléenne au Néolithique, soit de 30000 à 3 000 ans avant notre ère. Provenant de la station de Montoume (commune de Chéronnac), 3 000 pièces sont représentatives du Paléolithique moyen et supérieur, du Mésolithique au Néolithique. Marquant le passage d'une économie de « prédateur » à une économie de « producteur », le Néolithique - en dehors des stations de surface, comme celle de Montoume ou celle de Nouaillas à Vayres, avec haches polies, flèches tranchantes et grattoirs - se manifeste par l'existence de nombreux dolmens, menhirs et polissoirs.

Les menhirs du Theil à Gorre, de Chez-Moutaud ou de la route de Cognac-la-Forêt à Saint-Auvent et celui de Lescuyras à Saint-Laurent-sur-Gorre, sont des témoignages de cette époque. Les polissoirs de la Villedieu à Gorre et du moulin de Faute à Videix, en schistes ou en quartz, servaient à polir les haches néolithiques. Trois dolmens subsistent : celui du Caillou-Blanc à Rochechouart, celui de la Côte à Saint-Laurent-sur-Gorre, et enfin celui de Chez-Moutaud à Saint-Auvent, accompagné d'un petit menhir. Ces sépultures ont livré un abondant outillage lithique (poignard, pointes de flèches et grattoirs en silex) ainsi que de la céramique décorée ou non. On peut attribuer ce matériel à la civilisation d'Artenac vers 3 500 ans avant Jésus-Christ.

L'âge du bronze est mal connu dans cette zone. À Saint-Junien ont été trouvés des vestiges d'habitat sous la forme de fosses dépotoirs contenant de la céramique. L'enceinte du Chalât à Vayres a livré quelques vestiges de l'âge du bronze.

Entre 700 et 450 ans avant notre ère, le premier âge du fer est révélé par de nombreux tumulus isolés ou en nécropole : tumulus du Champ-des-Mottes à Oradour-sur-Vayres, tumulus de Lascaux à Saint-Cyr, nécropole tumulaire de la Motte à Rochechouart. Ces tertres renfermaient des sépultures à incinération protégées par des galgals le plus souvent en quartz. Les cendres, fibules en fer, couteau étaient déposés dans des vases à décors géométriques peints au graphite.

Au II<sup>e</sup> siècle après Jésus-Christ, le sanctuaire rural de Cassinomagus (du celte *cassanos* : chêne et *magus* : marché) atteint son apogée. C'est à Chassenon, en Charente, que se trouvent les vestiges de ce site gallo-romain, situé à la limite de deux provinces. C'était un lieu de rassemblement à vocations multiples : religieuse, curative et économique. On y trouve en effet les ruines d'un ou plusieurs temples, d'un théâtre, d'un forum et de thermes. Ces derniers sont dans un état de conservation exceptionnel et font l'objet de visites guidées.

### ITINÉRAIRES

Un itinéraire de découverte des impactites est donné dans le **guide géologique régional : Le volcanisme en France** (Brousse et Lefèvre, 1990), *itinéraire XVIII*

En 1993 a été fondée l'association « Pierre de Lune », ayant pour objectif de protéger et de mettre en valeur le site géologique exceptionnel que représente l'astrobènement de Rochechouart-Chassenon. Il est prévu de créer un itinéraire fléché avec des panneaux explicatifs pour les affleurements les plus intéressants, ainsi que des classes de découverte et/ou du patrimoine et une Maison de la Météorite avec des collections et des animations.

### BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogénie varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In J. Cogné et M. Slansky (eds) : « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens ». 26<sup>e</sup> congr. géol. int., colloque C6, Paris 1980. Mém. BRGM, n° 108, 306 p.
- BALDWIN R.B. (1963) - The measure of the Moon. University of Chicago Press.

- BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRÜNEFELDER M., PIBOULE M. (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Massif Central) : U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t.I, n°4, p. 523-529.
- BISCHOFF L., OSKIERSKI W. (1987) - Fractures, pseudotachylite veins and breccia dikes in the crater of floor of the Rochechouart impact structure, SW-France, as indicators of crater forming processes. *In* J. Pohl (ed.) : « Research interrestrial impact structures ». Earth Evolution Sciences, Friedrich Vieweg and Sohn, Braunschweig, p. 5-29.
- BOUCHOT V. (1989) - Contexte géologique et structural des minéralisations du district de Saint-Yrieix (Limousin, Massif central français). Thèse doct. univ. Orléans, 274 p.
- BOUREAU E. (1957) - Étude anatomique et dendroclimatologique d'un bois silicifié tertiaire des environs de Laruscade (Gironde). C.R. 82<sup>e</sup> congrès national soc. sav., Sci., p.181-189.
- BRIAND B., CHENEVOY M., CHAMAYOU J., GUYONNAUD G., RECOING M. (1981) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Châlus (711). Orléans : BRGM, 33 p. Carte géologique par M. Chenevoy, R.P. Ménot, J. Mondy, C. Carre, C. Marquaire (1981).
- BROUSSE R., LEFEVRE C. (1990) - Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson édit., 262 p.
- CABANIS B., GUILLOT P.L., SANTALLIER D., JAFFREZIC H., MEYER G., TREUIL M. (1983) - Apport des éléments traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas-Limousin. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXV, n°4, p. 563-574.
- CAILLERE S., KRAUT F., GANDILLOT J., PRUVOST P. (1967) - Carte géol. France (1/80000), feuille Rochechouart (163). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- CAPDEVILLE J.P., FLOCH J.P., BOURGUEIL B., HANTZPERGUE P. (1982) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Rochefoucauld (686). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Bambier, J.P. Capdeville, E. Cariou, J.P. Floc'h, J. Gabilly, P. Hantzpergue (1983), 30 p..
- CHALIER M. (1993) - Contexte géologique, géochimique et structural des lentilles aurifères de Laurières et Puits-Roux (Limousin central, district de Saint-Yrieix). Implications métallogéniques. Thèse doct. univ. Limoges.
- CHAURIS L. (1992) - Syénites quartzifères riches en thorium et terres rares en Bretagne septentrionale. *Géologie de la France*, n° 2, p. 17-22, 5 fig., 3 tabl.
- CHENEVOY M. (1957) - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français. Thèse État, Paris, 2 vol., 295 p.
- CHEVREMONT P. (1992) - Carte géol. France (1/50000), feuille Oudour-sur-Glane (663). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Chèvremont, avec la collaboration de J. Constans, P. Ledru, F. Ménéillet (1992), 99 p.

- CHEVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE H. (de), PUPIN J.P., ROSSI P. (1988) - Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Documents BRGM, n° 152, 151 p.
- CHEVREMONT P., avec la collaboration de CONSTANS J., LEDRU P., MENILLET F. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Oradour-sur-Glane (663). Orléans : BRGM, 99 p. Carte géologique par P. Chèvremont (1992).
- CIROU A (1993) - Les scénarios pour éviter la catastrophe. *Ciel et espace*, mars 1993, p. 36-41.
- CLEMENS J.D., VIELZEUF D. (1987) - Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, p. 287-306.
- COQUAND H. (1858) - Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Tome premier, Besançon.
- CUNEY M., FRIEDRICH M., BLUMENFELD P., BOURGUIGNON A., BOIRON M.C., VIGNERESSE J.L., POTY B. (1990) - Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen. Part I : U preconcentrations in pre-Variscan and Variscan formations. A comparison with Sn, W and Au. *Tectonophysics*, 111, p. 39-57.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bull. minéral*, p.493-510.
- DEUTSCH A., SCHÄRER U. (SOUS presse) - Dating terrestrial impact events. À paraître dans *Meteoritics*.
- DIDIER J, LAMEYRE J. (1971) - Les roches granitiques du Massif central. In: «Symposium J. Jung». Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 133-155.
- DUTHOU J.L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français) (thèse État). Annales sci. univ. Clermont II, n° 63, fasc. 30, 294 p., 84 fig.
- DUTREUIL J.P. (1978) - Les granites de l'Ouest du Limousin : leur pétrologie, leur altération, leurs sols. Thèse État, Limoges, 537 p., 81 fig., 39 tabl., 4 pl. photos.
- ENGELHARDT W. (von) (1967) - Neue Beobachtungen im Nördlinger Ries. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, 57, p. 165-188.
- ESPIRAT J.J. (1957) - Étude géologique du quart NE de la feuille de Rochechouart (Hte-Vienne). Diplôme de géologue pétrographe, Clermont-Ferrand.
- FAURE M., PONS J. (1991) - Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Wetsphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. *Geology*, vol. 19, p. 730-733.
- FITTE P., TEXIER J.P. (1969) - Étude du site de la Chapelle-Blanche, commune de Saint-Victournien (Hte-Vienne). *Bull. Soc. préhist. Fr.*, 66, p. 311-318.

- FLAGEOLLET J.C. (1976) - Formations superficielles et reliefs d'érosion différentielle dans les massifs anciens cristallins : l'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Thèse État, Paris VI, 508 p.
- FLOCH J.P., CHEVREMONT P., CUNEY M., DUTHOU J.L. (1994) - La syénite de l'Écubillou : première évidence de magmatisme alcalin varisque dans l'Ouest du Massif central. 15<sup>e</sup> réunion sci. Terre (Nancy, 26-28 avril 1994). Résumés des communications, p. 59.
- GLANGEAUD P. (1910) - Feuille de Rochechouart à 1/80000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 20.
- GODEFROY P., DESPEYROUX P. (1986) - Nouveau zonage sismique de la France. La Documentation française, 148 p.
- GODEFROY P., LAMBERT J., LEVRET A., VASKOU S. (1990) - The French macroseismic data base « SIRENE ». XXII<sup>nd</sup> General Assembly of the European Seismological Commission, Barcelona, 17-22 Sept. 1990.
- GUILLOT P.L., FLOCH J.P. (1979) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Thiviers (735). Orléans : BRGM. Notice explicative par P.L. Guillot et al (1979), 58 p.
- GUYONNAUD G. (1977) - Carte géol. France (1/50000), feuille Limoges (688). Orléans BRGM. Notice explicative par G. Guyonnaud avec la collaboration de L. Burnol, M. Recoing (1977), 23 p.
- HORN W., EL GORESY A. (1981) - Discovery of metallic residues of the Rochechouart meteorite in basement rocks. *Bull. minéral.*, n° 104, p. 587-593.
- JEAMBRUN M. (1957) - Étude géologique des terrains cristallins à l'Ouest de Rochechouart (Hte-Vienne). Diplôme de géologue pétrographie, Clermont-Ferrand, 78 p., 1 carte et 3 coupes h.t.
- KAVASCH J. (1986) - The Ries Meteorite Crater. A geological guide. Verlag L. Auer, Donauwörth, 87 p.
- KRAUT F. (1935) - Sur l'origine des brèches de Chassenon (Charente). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 201, p. 221.
- KRAUT F. (1937) - Sur les brèches et les conglomérats des environs de Rochechouart (Haute-Vienne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 204, p. 1433.
- KRAUT F. (1967) - Sur l'origine des clivages du quartz dans les brèches « volcaniques » de la région de Rochechouart. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, n° 23, sér. D, p. 2609-2612.
- KRAUT F. (1969a) - Quelques remarques relatives aux brèches de Rochechouart, Chassenon (Haute-Vienne, Charente) et aux suévites du Ries (région de Nördlingen, Allemagne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 169, sér. D, p. 1163-1165.
- KRAUT F. (1969b) - Sur la présence de cônes de percussion (« shatter cones ») dans les brèches et roches éruptives de la région de Rochechouart. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, n° 16, sér. D, p. 1486-1488.
- KRAUT F. (1969c) - Über ein neues Impaktit-Vorkommen im Gebiete von Rochechouart-Chassenon (Départements Haute-Vienne und Charente, Frankreich). *Geologica Bavarica*, München, n° 61, p. 428-450.

- KRAUT F., SHORT N., FRENCH B.M. (1969) - Preliminary report on a probable meteorite impact structure near Chassenon, France. *Meteoritics*, 4, n° 3, p. 190.
- LA ROCHE H. (de) (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sciences de la Terre*, Nancy, 9 (1962-1963), p. 293-337.
- LA ROCHE H. (de), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. XXIV, n° 1, p. 5-21.
- LAMBERT P. (1974a) - La structure d'impact de météorite géante de Rochechouart. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-Sud (Orsay), 148 p., 15 fig., 20 pl. photos, 9 cartes.
- LAMBERT P. (1974b) - Etude géologique de la structure impactitique de Rochechouart (Limousin, France) et son contexte. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. I, n° 3, p. 153-164, 1 fig., 6 photos.
- LAMBERT P. (1977) - Les effets des ondes naturelles et artificielles, et le cratère d'impact de Rochechouart (Limousin, France). Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 515 p., 62 fig., 43 tabl., 220 photos.
- LE POCHAT G., avec la collaboration de FLOC'H J.P., PLATEL J.P., RECOING M. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Montbron (710). Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par G. Le Pochat (coord.) (1985).
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 3, p. 605-618.
- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C, JOHAN V, BRIAND B., DIDIER J., FEYBESSE J.L., LAGARDE J.L., LARDEAUX J.M., MARIGNAC C, MONTEL J.M., SCHULMANN K., VITEL G. (à paraître) - Le massif du Velay (Massif central français): un témoin de l'évolution thermique de la croûte durant l'orogénèse varisque. *Géologie de la France*.
- LEROY J., SONNET J. (1976) - Contribution à l'étude géochimique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 283, sér. D, p. 1477-1480.
- MAILLET N., PIBOULE M., SANTALLIER D. (1984) - Diversité d'origine des ultrabasites dans la série métamorphique du Limousin. Documents BRGM, n° 81-3, p. 1-24.
- MALLARD (1869) - Carte géologique et agronomique du département de la Haute-Vienne.
- MANES W. (1833) - Description géologique et industrielle du département de la Haute-Vienne. (Chalon-sur-Saône).

- MENOT R.P. (1973) - Étude géologique des formations cristallophylliennes au Nord de Châlus (Haute-Vienne). Thèse État, Lyon, 263 p. + annexes.
- MERCIER L. (1991) - Approche thermique de la collision continentale dans le Massif central français : exemple des nappes de l'Artense. Thèse doct. univ. Clermont-Ferrand, 202 p.
- MERCIER L., JOHAN V., LARDEAUX J.M., LEDRU P. (1992) - Évolutions tectono-métamorphiques des nappes de l'Artense (Massif central français) : nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 163, n° 3, p. 293-308.
- MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rock series and tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, ann. rev. vol. 3, p. 251-269.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFAN N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. II, n° 11, p. 813-818.
- NICOLAS M., SANTOIRE J.P., DELPECH P.Y. (1990) - Intraplate seismicity : new seismotectonic data in western Europe. *Tectonophysics*, vol. 179, p. 27-53.
- OSKIERSKI W. (1983) - Geologisch-petrographische Untersuchungen im Zentralbereich der Impakstruktur von Rochechouart, SW-Frankreich, unter besonderer Berücksichtigung der Petrographie und Geochemie von Brecciengängen des Krateruntergrundes. Diplomarbeit, Munster (Allemagne), 193 p., 1 carte et 3 coupes h.t.
- OSKIERSKI W., BISCHOFF L. (1983) - Petrographic, geochemical and structural studies on impact breccia dikes of the Rochechouart impact structure, SW France. *Lunar and Planetary Science*, XIV, p. 584-585.
- PASTIER P. (1992) - Typologie des granitoïdes de l'Ouest du Massif central français. Géochimie et minéralogie des granites alumineux. Évolution épigénétique dans le district de Saint-Yrieix. Thèse doct. univ. Limoges, 243 p.
- PEIFFER M.T. (1982) - Une première approche de la ligne tonalitique du Limousin. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont II, 196 p., 41 fig., 9 tabl., 6 pl. photos, 10 cartes h.t.
- PEIFFER M.T. (1985) - La ligne tonalitique du Limousin. Sa composition. Sa signification. Thèse État, Limoges, 585 p., 153 fig., 29 tabl., 16 pl. photos, 14 cartes h.t.
- PEIFFER M.T. (1987) - La ligne tonalitique du Limousin. Sa contribution à la connaissance de la géologie régionale. *Annales scientifiques du Limousin*, 3, p. 3-15.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution dynamique de la chaîne hercynienne. Thèse État, Clermont-Ferrand, 470 p.
- POHL J., SOFFEL H. (1971) - Paleomagnetic age determination of the Rochechouart impact structure (France). *Zeitschrift für Geophysik*, 37, p. 857-866.
- POHL J., ERNSTSON K., LAMBERT P. (1978) - Gravity measurements in the Rochechouart structure. *Meteoritics* 13, p. 601-604.

- PUURA V., SUUROJA K. (1992) - Ordovician impact crater at Kärđla, Hiiumaaa Island, Estonia. *Tectonophysics*, 216, p. 143-156.
- RAGUIN E. (1972) - Les impactites de Rochechouart (Haute-Vienne), leur substratum cristallophyllien. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. I, n<sup>o</sup> 3, p. 1-8, 3 fig.
- REIMOLD W.U., BISCHOFF J., NIEBER-REIMOLD J., OSKIERSKI W., REHFELDT A. (1983a) - Petrographic and geochemical studies on the basement rocks of the Rochechouart meteorite crater, France, and pseudotachylite therein. *Lunar and Planetary Science*, XIV, p. 636-637.
- REIMOLD W.U., NIEBER-REIMOLD J., OSKIERSKI W., REHFELDT A. (1983b) - A geochemical and geochronological study on amphibolites and granitic rocks from the Haut-Limousin, Massif central. *Fortschr. Mineralogie*, 61, 1, p. 178-180.
- REIMOLD W.U., OSKIERSKI W., SCHMIDT A. (1983c) - Rb-Sr dating of the Rochechouart impact event and geochemical implications for the formation of impact breccia dikes. *Meteoritics* 18, p. 385-386.
- REIMOLD W.U., BISCHOFF L., OSKIERSKI W., SCHAFFER H. (1984a) - Genesis of pseudotachylite veins in the basement of the Rochechouart impact crater, France. I : Geological and petrographical evidence. *Lunar and Planetary Science*, XV, p. 683-684.
- REIMOLD W.U., BISCHOFF L., OSKIERSKI W., REHFELDT A., SCHMIDT A. (1984b) - Genesis of pseudotachylite veins in the basement of the Rochechouart impact crater, France. II : Geochemical evidence and a genetic model. *Lunar and Planetary Science*, XV, p. 681-682.
- REIMOLD W.U., OSKIERSKI W., HUTH J. (1987) - The pseudotachylite from Champagnac in the Rochechouart Meteorite Crater, France. Proceedings of the 17th Lunar and Planetary Science Conference, part 2. *J. Geophysical Research*, vol. 92, n<sup>o</sup> B4, p. E737-E738.
- ROSSI P., COCHERIE A., LAHONDERE D. (1992) - Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphano-permien de Corse occidentale, témoins des phénomènes d'amincissement crustal néo-varisques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 1341-1348.
- SANTALLIER D. (1981) - Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin. Massif central (France). Thèse État, Orléans, 2 vol.
- SHAW A., DOWNES H., THIRWALL M.F. (1993) - The quartz-diorites of Limousin : Elemental and isotopic evidence for Devonian-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. *Chemical Geology*, 107, p. 1-18.
- STRECKEISEN J.L. (1973) - Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, octobre 1973, p. 26-30, 6 fig.

- THIEBLEMONT D., TEGYEV M. (1992) - Vers une rapproche rigoureuse de la relation entre magmatisme et géodynamique : structure et composition d'une base de données géochimiques sur les magmatismes actuels ou récents. Rapport scientifique 1990-91, BRGM, Orléans, p. 56-57.
- THIEBLEMONT D., CHEVREMONT P., CASTAING C, TRIBOULET C, FEYBESSE J.L. (1994) - La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces. Réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, 7, 3, p. 139-157.
- VOGT J. et coll. (1981) - Carte sismo-tectonique de la France et notice explicative. Mém. BRGM, n° 111.
- WAGNER G.A., STORZER D. (1975) - The age of the Rochechouart impact structure. *Meteoritics*, 10, 4, p. 503-504.

### Travaux inédits

- BRGM/DMM - Inventaire géochimique d'une partie de la feuille Rochechouart à 1/50 000. Une disquette informatique des données recueillies en 1991 et une carte d'anomalies.
- MARQUAIRE C. (1969) - Carte géologique du massif de Cognac-le-Froid (Cognac-la-Forêt actuellement) - échelle 1/25 000. Document colorié à la main, sans notice explicative, fourni par Cogéma.
- PILLARD F. (1992) - Étude par diffractométrie X des microphyllites de 3 échantillons d'impactites de Rochechouart. Document manuscrit, 2 p.
- RECOING M. (1973/1980). - Fiches de gîtes et d'indices miniers. BRGM/Division Massif central, Clermont-Ferrand.

### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Limousin, allée du Moulin-Pinard, Z.I. Nord, 87100 Limoges, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Le château de Rochechouart abrite un musée qui comprend des collections de silex, haches, pierres taillées et polies, ossements des époques préhistoriques, des reconstitutions d'hypocaustes (système de chauffage souterrain dans les thermes antiques) d'après ce que l'on sait sur le site gallo-romain de Chassenon. Les échantillons d'impactites n'y sont plus exposés, mais une petite collection de ces roches extraordinaires est visible dans une vitrine au syndicat d'initiative de Rochechouart.

### AUTEURS

Cette notice a été rédigée et coordonnée par P. CHÈVREMENT, ingénieur géologue au BRGM, Orléans, avec la participation de :

J.P. FLOCH (université de Limoges), pour la description des terrains cristallins ;

F. MÉNILLET (BRGM, Orléans), pour la description des formations superficielles ;

J.M. STUSSI (C.R.P.G., Nancy), pour l'interprétation des données géochimiques ;

R. DELBOS (BRGM, Limoges), pour les ressources en eau ;

B. SAURET, J.L. BLÈS (BRGM, Marseille), pour les risques naturels ;

C. COURBE (Chambre d'agriculture, Limoges), pour les données pédologiques ;

D. VUAILLAT, C. GRAVELAT (D.R.A.C., Limoges), pour la pré-histoire ;

et la collaboration de B. LEMIÈRE (BRGM, Orléans), pour l'interprétation paléodynamique de la géochimie des amphibolites ; P. DOMINIQUE (BRGM, Marseille), pour les risques naturels ; A.M. HOTTIN (BRGM, Orléans), pour les études pétrographiques.

*Remerciements* aux géologues du BRGM suivants : C. LAFORÊT pour des déterminations métallographiques, P. LEDRU pour son aide dans l'étude structurale de quelques affleurements, M. TEGYÉY pour l'étude pétrographique des brèches à fort taux de fusion; et à E. MIGUEL (BRGM, Orléans) pour les tableaux concernant les gîtes et indices minéraux, C. PRIVÉ-GILL (univ. P.-et-M.-Curie), pour les déterminations des bois silicifiés de Saint-Junien.

**Présentation au CCGF : 25 novembre 1993.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 28 juin 1994.**

**Impression de la carte : 1996.**

**Impression de la notice : décembre 1996.**

## *ANNEXES*

## LÉGENDE DU SCHÉMA STRUCTURAL

### Formations superficielles

1. Alluvions récentes de la Vienne et de la Charente
2. Alluvions anciennes

### Impactites

3. Brèches polygéniques de retombée ; 3a. à fort taux de fusion
4. Brèches monogéniques de dislocation et cataclasites d'impact (la teinte du fond est celle de la roche cristalline affectée)
5. Limite du cratère initial (0 = 20 km d'après P. Lambert, 1974a)

### Roches plutoniques à subvolcaniques

#### Association alumineuse leucocrate

6. Microleucogranites (filons)
7. Leucogranites à deux micas ; 7a. faciès orienté

#### Association alumineuse mésocrate à subleucocrate

8. Granites à deux micas ; 8a. faciès porphyroïde

#### Association hybride, calco-alkaline à alumineuse

9. Granites à biotite et parfois muscovite

#### Association calco-alkaline s.s.

10. Granites à biotite ; 10a. faciès orienté
11. Granites-granodiorites à biotite et rare hornblende
12. Granodiorites-tonalites orienté(e)s à biotite
13. Tonalites à diorites et gabbros et hornblende

}

#### Association subalkaline

14. Microgranites porphyriques à biotite (filons)

#### Association alcaline

15. Syénite quartzifère ultrapotassique à actinote, sphène, magnétite et rare biotite

### Roches métamorphiques

#### Unité supérieure des gneiss, allochtone

16. Paragneiss plagioclasiques micacés à intercalations d'amphibolites et de :
17. Gneiss leptynitiques à deux micas
18. Paragneiss plagioclasiques à lépidomélane, amphibole, grenat
19. Éclogites amphibolitisées
20. Gneiss leptynitiques à lépidomélane ± ferrohastingsite
21. Roches ultrabasiques et métagabbros associés

#### Unité inférieure des gneiss, allochtone

22. Paragneiss plagioclasiques micacés à intercalations de rares amphibolites et de :
23. Gneiss leptynitiques à lépidomélane et parfois ferrohastingsite
24. Gneiss leptynitiques isogranulaires à deux micas
25. Paragneiss plagioclasiques à biotite et/ou amphibole
26. Roches ultrabasiques et métagabbros associés
27. Gneiss leptynitiques œillés à deux micas

#### Unité des micaschistes, para-autochtone

28. Micaschistes

#### Métamorphisme

29. Métamorphisme de contact
30. Zone à staurotite
31. Zone à disthène
32. Zone à sillimanite régionale
33. Zone d'anatexie faible à moyenne (1) atexités
34. Zone d'anatexie intense (diatexités)

| Unité  | Unité inférieure des gneiss                                 |  |  |  |  |  | Unité supérieure des gneiss                            |   |   |  |
|--|---|--|--|--|--|--|--|---|---|--|
|  | $\circ\zeta^3$  | $f\zeta^3$   | $\zeta^{3-4}$  | $\zeta^4$  | $\zeta^4$ à ferrohastingsite                         |  | $\zeta^{5-6}$  | $f\zeta^4$  | $f\zeta^4$  | $\zeta^4$  |
| n° éch.<br>x<br>y  | SW245<br>185,4<br>2081,1                                    | RT3<br>484,67<br>2083,82                                     | 4B34<br>501,25<br>2097,90                                    | 2C03<br>483,67<br>2091,54                            | 3C26<br>489,38<br>2093,10                            | RT9<br>494,05<br>2086,18                             | SE39<br>490,27<br>2086,50                              | 3A04<br>189,80<br>2099,27                                   | 3B1b<br>492,37<br>2098,42                             | 3A28<br>490,05<br>2098,75                          |
| Plagioclase  | Oligoclase<br>An 20-22                                      | Albite<br>An 06  | Albite<br>An 02-09   | Oligoclase<br>An15                                   | Oligoclase<br>An27-30                                | Oligoclase<br>An28                                   | Andésine<br>An47                                       | Albite<br>An04-09   | Oligoclase<br>An12                                    | Oligoclase<br>An26                                 |
| Feldspath K<br>BaO %   | non analysé   | Or89-94 Ab06-11<br>0 - 0,5                                   | Or88 Ab12<br>n.a.  | Or90-94 Ab06-10<br>0 - 0,5                           | Rare<br>non analysé                                  | Or84 Ab14Cn02<br>1                                   |  | Or93 Ab7<br>n.a.  | Or90 Ab10<br>n.a.                                     |  |
| Mica noir<br>Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %<br>FeO %<br>MgO %<br>Fe/(Fe+Mg)<br>F % | 17,4 - 18,2<br>22,9 - 25,0<br>6,1 - 6,4<br>0,68<br>0 - 0,26 | 14,4 - 14,5<br>21,6 - 21,8<br>9,8 - 9,9<br>0,55<br>0,2 - 0,3 | 19,6 - 20,4<br>26,3 - 27,6<br>3,0 - 3,1<br>0,83<br>0,6 - 0,8 | 16,2 - 17,6<br>30,6 - 31,4<br>3,5 - 3,7<br>0,83<br>0 | 15,0 - 15,3<br>27,4 - 28,5<br>5,2 - 5,6<br>0,75<br>0 | 15,2 - 15,5<br>27,0 - 27,5<br>4,8 - 5,0<br>0,76<br>0 | 15,4 - 15,9<br>19,0 - 20,8<br>10,3 - 10,9<br>0,51<br>0 | 16,0 - 17,0<br>26,9 - 32,3<br>1,3 - 1,4<br>0,93<br>0 - 0,06 | 17,8 - 18,7<br>25,8 - 26,9<br>3,1<br>0,82<br>0 - 0,04 | 15 - 15,8<br>28,4 - 29,7<br>4,0 - 4,3<br>0,80<br>0 |
| Amphibole<br>FeO %   |   |  |  |  | Fe-hastingsite<br>28 - 29                            | Fe-hastingsite<br>26 - 27                            | Hornblende<br>tschermakitique<br>17 - 19               |   |   | Fe-tschermakite<br>26 - 27                         |
| Grenat<br>Almandin %<br>Grossulaire %<br>Pyrope %<br>Spessartite %<br>Andradite %    |   |  | 67 - 68<br>0<br>01 - 02<br>27 - 29<br>02 - 03                | 67 - 68<br>01 - 06<br>01 - 02<br>20 - 21<br>03 - 08  |  | 52 - 55<br>23 - 27<br>03 - 04<br>10 - 12<br>02 - 06  |  | 79 - 80<br>00 - 06<br>02 - 03<br>13 - 14<br>03 - 05         |   | 65 - 68<br>21 - 28<br>02 - 03<br>06 - 08           |
| Autres minéraux<br>primaires   | Muscovite<br>Ilménite                                       | Magnétite  | Muscovite  |  |  |  |  |   |   | Ilménite   |

Tableau 1 - Principaux résultats des analyses cristallochimiques de minéraux à la microsonde électronique pour les gneiss de type  $\square^3$  à  $\square^6$   
n.a. non analysé

| n°éch.                           | D49           | D50           | D66           | D103          | D121          | D141          | D35           | D15       | D237      | ID48          | RT3           | RT1                |
|----------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-----------|-----------|---------------|---------------|--------------------|
| Litho                            | $\zeta^{1-2}$ | $\zeta^3$ | $\zeta^3$ | $f_{\zeta^3}$ | $f_{\zeta^3}$ | $\sigma_{\zeta^3}$ |
| x                                | 501.07        | 501.48        | 501.63        | 501.24        | 500.54        | 500.55        | 500.87        | 500.77    | 489.70    | 479.70        | 484.67        | 483.35             |
| y                                | 95.21         | 95.17         | 94.40         | 93.57         | 93.13         | 92.73         | 95.72         | 96.50     | 89.75     | 91.60         | 83.82         | 81.90              |
| SiO <sub>2</sub>                 | 73.90         | 75.90         | 77.60         | 74.30         | 73.60         | 70.60         | 76.80         | 64.30     | 73.60     | 75.96         | 79.45         | 74.68              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 15.40         | 12.00         | 11.65         | 15.20         | 14.40         | 13.10         | 13.15         | 17.65     | 14.60     | 12.51         | 11.94         | 13.45              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t | 0.93          | 1.18          | 1.17          | 1.23          | 0.54          | 4.52          | 1.47          | 5.06      | 1.03      | 1.04          | 1.12          | 1.91               |
| MnO                              | 0.03          | 0.03          | 0.02          | 0.03          | 0.02          | 0.66          | 0.03          | 0.05      | 0.07      | 0.03          | 0.02          | 0.03               |
| MgO                              | 0.00          | 0.09          | 0.34          | 0.39          | 0.09          | 1.77          | 0.34          | 2.15      | 0.09      | 0.20          | 0.20          | 0.35               |
| CaO                              | 0.24          | 0.29          | 0.39          | 0.59          | 0.59          | 1.18          | 0.29          | 0.38      | 0.34      | 0.50          | 1.00          | 0.75               |
| Na <sub>2</sub> O                | 4.09          | 2.12          | 2.30          | 1.67          | 3.21          | 2.50          | 2.01          | 2.05      | 4.00      | 4.18          | 5.72          | 2.67               |
| K <sub>2</sub> O                 | 3.85          | 5.52          | 4.47          | 4.04          | 5.14          | 2.80          | 4.97          | 3.73      | 4.30      | 3.72          | 0.70          | 5.37               |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0.05          | 0.13          | 0.00          | 0.16          | 0.00          | 0.58          | 0.00          | 0.66      | 0.05      | 0.06          | 0.08          | 0.20               |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 0.05          | 0.05          | 0.15               |
| P.F.                             | 1.21          | 1.37          | 1.72          | 1.22          | 1.06          | 1.61          | 1.53          | 4.34      | 1.02      | 0.70          | 0.47          | 0.78               |
| Total                            | 99.70         | 98.63         | 99.66         | 98.83         | 98.65         | 99.32         | 100.59        | 100.37    | 99.10     | 98.95         | 100.75        | 100.34             |
| FMT                              | 12            | 19            | 23            | 27            | 9             | 108           | 27            | 125       | 16        | 19            | 20            | 35                 |
| XFe                              | 1.00          | 0.87          | 0.63          | 0.61          | 0.75          | 0.56          | 0.68          | 0.54      | 0.85      | 0.72          | 0.74          | 0.73               |
| XK                               | 0.39          | 0.64          | 0.57          | 0.62          | 0.52          | 0.43          | 0.63          | 0.55      | 0.42      | 0.38          | 0.08          | 0.58               |
| XCa                              | 0.03          | 0.07          | 0.09          | 0.17          | 0.10          | 0.21          | 0.08          | 0.10      | 0.05      | 0.06          | 0.09          | 0.14               |
| Ba                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 693           | 880           | 363                |
| Cr                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 33            | 10            | 10                 |
| Hf                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 2.0           | 4.2           | 2.8                |
| Li                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 10            | 10            | 24                 |
| Nb                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 6.1           | 3.4           | 7.8                |
| Ni                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 39            | 10            | 10                 |
| Rb                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 100           | 10            | 172                |
| Sr                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 88            | 211           | 72                 |
| Ta                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 0.3           | 0.3           | 1.0                |
| Th                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 5.7           | 12.9          | 11.0               |
| U                                |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 1.2           | 2.8           | 6.8                |
| V                                |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 10            | 10            | 11                 |
| Y                                |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 12            | 12            | 27                 |
| Zr                               |               |               |               |               |               |               |               |           |           | 64            | 88            | 83                 |

Tableau 2 - Compositions chimiques de gneiss de types  $\zeta^{1-2}$  et  $\zeta^3$  appartenant à l'unité inférieure des gneiss (UIG)

FMT = Fe + Mg + Ti (en milliatomes pour 100 g de roche); XFe = Fe / (Fe + Mg + Ti);

XK = K / (K + Na); XCa = Ca / (Ca + Na). Éléments majeurs : teneurs en %. Éléments traces : teneurs en ppm. Échantillons D : analyses CRPG, 1970; autres éch. : analyses BRGM, 1991

| n°éch.                          | D1             | D7             | D8             | D162           | D163           | D182           | D203           | 2C03           | 3C38           | 3C26           | RT4              | D252             | D253             | RT9              | RT10             | D160             | D221             | RT2            |
|---------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|----------------|
| Litho                           | ζ <sup>4</sup> M | ζ <sup>5-6</sup> | ζ <sup>5</sup> |
| x                               | 498.25         | 498.82         | 499.52         | 490.33         | 490.97         | 489.27         | 488.95         | 483.67         | 488.42         | 489.38         | 490.80           | 491.15           | 491.55           | 494.05           | 495.77           | 500.23           | 497.72           | 482.50         |
| y                               | 97.60          | 97.30          | 97.05          | 91.73          | 91.53          | 91.07          | 90.55          | 91.54          | 92.10          | 93.10          | 81.75            | 89.10            | 89.10            | 86.18            | 89.49            | 92.10            | 91.00            | 86.45          |
| SiO <sub>2</sub>                | 75.50          | 72.40          | 76.70          | 77.00          | 72.10          | 74.30          | 75.00          | 76.27          | 75.01          | 73.20          | 76.36            | 75.10            | 77.60            | 73.53            | 72.17            | 74.40            | 70.40            | 67.00          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 12.20          | 14.70          | 12.00          | 11.65          | 14.90          | 13.60          | 13.00          | 12.31          | 12.45          | 13.06          | 13.07            | 12.40            | 12.60            | 13.18            | 13.84            | 13.60            | 13.80            | 8.45           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> | 1.95           | 0.98           | 1.49           | 1.92           | 1.37           | 1.63           | 1.82           | 1.35           | 1.86           | 2.52           | 1.27             | 1.19             | 1.04             | 3.64             | 4.17             | 4.32             | 4.41             | 8.18           |
| MnO                             | 0.03           | 0.20           | 0.04           | 0.03           | 0.02           | 0.03           | 0.03           | 0.05           | 0.06           | 0.07           | 0.03             | 0.04             | 0.03             | 0.07             | 0.07             | 0.02             | 0.07             | 0.78           |
| MgO                             | 0.29           | 0.24           | 0.09           | 0.14           | 0.24           | 0.29           | 0.19           | 0.20           | 0.24           | 0.63           | 0.20             | 0.00             | 0.00             | 0.61             | 1.02             | 0.00             | 1.04             | 1.43           |
| CaO                             | 0.49           | 0.29           | 0.49           | 0.24           | 0.49           | 0.74           | 0.88           | 0.87           | 1.27           | 0.86           | 1.45             | 1.04             | 0.49             | 2.75             | 3.49             | 2.48             | 3.66             | 12.60          |
| Na <sub>2</sub> O               | 3.61           | 2.02           | 2.93           | 3.20           | 3.14           | 2.96           | 3.35           | 3.80           | 3.29           | 3.18           | 4.26             | 3.47             | 3.92             | 3.46             | 3.50             | 4.37             | 2.87             | 0.68           |
| K <sub>2</sub> O                | 4.40           | 6.60           | 3.46           | 3.75           | 5.00           | 4.94           | 3.20           | 3.89           | 4.03           | 3.91           | 3.00             | 4.91             | 4.22             | 1.89             | 1.52             | 1.04             | 1.93             | 0.20           |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.16           | 0.05           | 0.10           | 0.05           | 0.15           | 0.12           | 0.02           | 0.06           | 0.13           | 0.17           | 0.06             | 0.06             | 0.00             | 0.28             | 0.28             | 0.12             | 0.31             | 0.26           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   |                |                |                |                |                |                |                | 0.05           | 0.05           | 0.05           | 0.05             |                  |                  | 0.06             | 0.05             |                  |                  | 0.08           |
| P.F.                            | 1.08           | 1.41           | 0.61           | 1.30           | 1.83           | 1.19           | 1.26           | 0.30           | 0.38           | 1.08           | 0.30             | 0.67             | 0.55             | 0.70             | 0.47             | 10.51            | 0.82             | 0.77           |
| Total                           | 99.71          | 98.89          | 97.91          | 99.28          | 99.24          | 99.80          | 98.75          | 99.15          | 98.77          | 98.73          | 100.05           | 98.88            | 100.45           | 100.17           | 100.58           | 110.86           | 99.31            | 100.43         |
| FMT                             | 34             | 19             | 22             | 28             | 25             | 29             | 28             | 23             | 31             | 49             | 22               | 16               | 13               | 64               | 81               | 56               | 85               |                |
| XFe                             | 0.77           | 0.67           | 0.89           | 0.87           | 0.74           | 0.74           | 0.83           | 0.77           | 0.79           | 0.67           | 0.76             | 1.00             | 1.00             | 0.75             | 0.67             | 1.00             | 0.68             |                |
| XK                              | 0.45           | 0.69           | 0.45           | 0.44           | 0.52           | 0.53           | 0.39           | 0.41           | 0.45           | 0.46           | 0.32             | 0.49             | 0.42             | 0.27             | 0.23             | 0.14             | 0.31             |                |
| XCa                             | 0.07           | 0.08           | 0.09           | 0.04           | 0.08           | 0.13           | 0.13           | 0.12           | 0.18           | 0.13           | 0.16             | 0.15             | 0.07             | 0.31             | 0.36             | 0.24             | 0.42             |                |
| Ba                              |                |                |                |                |                |                |                | 666            | 628            | 730            | 539              |                  |                  | 383              | 342              |                  |                  | 36             |
| Cr                              |                |                |                |                |                |                |                | 70             | 51             | 47             | 10               |                  |                  | 10               | 10               |                  |                  | 14             |
| Hf                              |                |                |                |                |                |                |                | 2.2            | 2.0            | 1.8            | 3.7              |                  |                  | 3.0              | 2.4              |                  |                  | 3.4            |
| Li                              |                |                |                |                |                |                |                | 12             | 12             | 43             | 10               |                  |                  | 10               | 18               |                  |                  | 10             |
| Nb                              |                |                |                |                |                |                |                | 7.2            | 5.2            | 5.2            | 4.7              |                  |                  | 3.7              | 4.1              |                  |                  | 3.2            |
| Ni                              |                |                |                |                |                |                |                | 27             | 22             | 20             | 10               |                  |                  | 10               | 10               |                  |                  | 10             |
| Rb                              |                |                |                |                |                |                |                | 99             | 139            | 109            | 90               |                  |                  | 50               | 38               |                  |                  | 6              |
| Sr                              |                |                |                |                |                |                |                | 63             | 49             | 115            | 92               |                  |                  | 104              | 158              |                  |                  | 177            |
| Ta                              |                |                |                |                |                |                |                | 0.3            | 0.3            | 0.8            | 0.4              |                  |                  | 0.4              | 0.5              |                  |                  | 0.4            |
| Th                              |                |                |                |                |                |                |                | 6.4            | 11.8           | 7.0            | 16.7             |                  |                  | 6.4              | 6.3              |                  |                  | 5.1            |
| U                               |                |                |                |                |                |                |                | 2.8            | 3.0            | 1.5            | 5.3              |                  |                  | 1.4              | 4.5              |                  |                  | 3.4            |
| V                               |                |                |                |                |                |                |                | 10             | 10             | 19             | 10               |                  |                  | 23               | 49               |                  |                  | 39             |
| Y                               |                |                |                |                |                |                |                | 23.4           | 17.2           | 6.7            | 21.8             |                  |                  | 19               | 15               |                  |                  | 10.5           |
| Zr                              |                |                |                |                |                |                |                | 64             | 73             | 73             | 68               |                  |                  | 90               | 80               |                  |                  | 116.3          |

Tableau 3 - Compositions chimiques de gneiss de types ζ<sup>4</sup>, ζ<sup>5-6</sup> et ζ<sup>8</sup> appartenant à l'unité inférieure des gneiss (UIG)

FMT = Fe + Mg + Ti (en millièmes pour 100 g de roche); XFe = Fe / (Fe + Mg + Ti); XK = K / (K + Na); XCa = Ca / (Ca + Na)

Éléments majeurs : teneurs en %. Éléments traces : teneurs en ppm. Éch. D : analyses CRPG, 1970; autres éch. : analyses BRGM, 1991



| n°éch. | Litho            | Unité | La   | Ce   | Pr  | Nd   | Sm  | Eu  | Gd  | Tb  | Dy   | Ho  | Er  | Tm  | Yb  | Lu  | Total | La/Yb* | La/Sm* | Gd/Yb | A.Eu* |
|--------|------------------|-------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-------|--------|--------|-------|-------|
| 1D48   | f $\zeta^3$      | UIG   | 7.2  | 14.0 | 1.4 | 4.9  | 1.1 | 0.3 | 1.1 | 0.2 | 1.7  | 0.4 | 1.3 | 0.2 | 1.6 | 0.3 | 35.7  | 3.04   | 4.12   | 0.56  | 0.83  |
| RT3    | f $\zeta^3$      | UIG   | 13.6 | 28.9 | 3.5 | 12.3 | 3.0 | 0.4 | 2.5 | 0.4 | 2.6  | 0.6 | 1.8 | 0.3 | 1.9 | 0.3 | 72.1  | 4.84   | 2.85   | 1.07  | 0.46  |
| RT1    | o $\zeta^3$      | UIG   | 17.5 | 38.4 | 4.0 | 14.5 | 3.3 | 0.5 | 3.5 | 0.6 | 4.8  | 1.0 | 3.4 | 0.6 | 3.7 | 0.5 | 96.3  | 3.20   | 3.34   | 0.77  | 0.46  |
| 3C26   | $\zeta^{4th}$    | UIG   | 12.6 | 24.0 | 2.2 | 6.4  | 1.0 | 0.3 | 0.7 | 0.1 | 0.9  | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.9 | 0.2 | 50.3  | 9.46   | 7.93   | 0.63  | 1.13  |
| 3C38   | $\zeta^4$        | UIG   | 17.1 | 37.0 | 3.8 | 12.8 | 2.4 | 0.3 | 2.2 | 0.3 | 2.3  | 0.5 | 1.6 | 0.3 | 2.0 | 0.3 | 82.9  | 5.78   | 4.48   | 0.89  | 0.44  |
| 2C03   | $\zeta^4$        | UIG   | 17.8 | 34.0 | 3.7 | 12.7 | 2.6 | 0.4 | 2.8 | 0.5 | 3.2  | 0.8 | 2.3 | 0.4 | 2.4 | 0.4 | 84.0  | 5.01   | 4.31   | 0.95  | 0.46  |
| RT4    | $\zeta^{4M}$     | UIG   | 18.6 | 40.6 | 4.5 | 18.3 | 5.3 | 0.5 | 5.0 | 0.9 | 6.1  | 1.1 | 3.2 | 0.4 | 2.1 | 0.3 | 106.9 | 5.99   | 2.21   | 1.93  | 0.30  |
| RT7    | $\zeta^{5-6}$    | UIG   | 11.4 | 24.5 | 2.9 | 10.8 | 2.4 | 0.5 | 2.1 | 0.3 | 2.4  | 0.5 | 1.6 | 0.2 | 1.6 | 0.2 | 61.4  | 4.81   | 2.99   | 1.06  | 0.73  |
| RT9    | $\zeta^{5-6}$    | UIG   | 14.4 | 29.0 | 3.4 | 12.9 | 2.9 | 0.7 | 2.8 | 0.5 | 3.6  | 0.8 | 2.8 | 0.4 | 3.2 | 0.5 | 77.9  | 3.04   | 3.13   | 0.71  | 0.75  |
| RT10   | $\zeta^{5-6}$    | UIG   | 16.5 | 33.3 | 3.9 | 14.1 | 2.9 | 0.5 | 2.5 | 0.4 | 2.8  | 0.6 | 2.1 | 0.3 | 2.4 | 0.4 | 82.7  | 4.65   | 3.58   | 0.84  | 0.59  |
| RT2    | $\zeta^8$        | UIG   | 18.3 | 35.1 | 3.5 | 13.9 | 2.9 | 0.7 | 2.2 | 0.3 | 2.2  | 0.4 | 1.4 | 0.2 | 1.4 | 0.2 | 82.7  | 8.83   | 3.97   | 1.27  | 0.90  |
| 4A35   | $\lambda\zeta^4$ | USG   | 12.5 | 51.0 | 4.9 | 20.6 | 5.8 | 0.2 | 5.4 | 1.1 | 7.9  | 1.5 | 5.4 | 0.8 | 5.3 | 0.7 | 123.1 | 1.59   | 1.36   | 0.83  | 0.10  |
| 3A04   | f $\zeta^4$      | USG   | 15.1 | 35.3 | 4.6 | 20.5 | 5.4 | 0.4 | 5.8 | 1.0 | 6.9  | 1.6 | 4.3 | 0.6 | 3.9 | 0.5 | 105.9 | 2.62   | 1.76   | 1.21  | 0.22  |
| 3B1B   | f $\zeta^4$      | USG   | 18.6 | 43.7 | 5.4 | 20.6 | 5.5 | 0.3 | 6.5 | 1.2 | 8.4  | 1.9 | 5.4 | 0.9 | 5.3 | 0.8 | 124.5 | 2.37   | 2.13   | 0.99  | 0.15  |
| 2B14   | $\zeta^6$        | USG   | 10.0 | 22.0 | 4.1 | 20.1 | 6.3 | 3.2 | 7.9 | 1.3 | 8.4  | 1.9 | 5.5 | 0.9 | 6.2 | 1.1 | 98.9  | 1.09   | 1.00   | 1.03  | 1.47  |
| 3B17   | $\zeta^6$        | USG   | 13.0 | 33.9 | 4.7 | 23.0 | 7.2 | 3.6 | 9.1 | 1.6 | 11.0 | 2.4 | 7.3 | 1.2 | 8.1 | 1.5 | 127.6 | 1.08   | 1.14   | 0.91  | 1.40  |
| 3A28   | $\zeta^6$        | USG   | 20.4 | 49.4 | 6.5 | 29.7 | 7.3 | 2.2 | 7.4 | 1.1 | 7.2  | 1.6 | 4.2 | 0.7 | 4.3 | 0.7 | 142.7 | 3.21   | 1.76   | 1.39  | 0.99  |
| 2A03   | $\zeta^6$        | USG   | 23.0 | 57.3 | 7.6 | 33.8 | 8.3 | 2.8 | 9.7 | 1.5 | 9.7  | 1.9 | 6.3 | 0.9 | 6.0 | 1.1 | 169.9 | 2.59   | 1.74   | 1.31  | 1.03  |

**Tableau 5 - Teneurs en terres rares de différents types de gneiss des deux unités gneissiques**

UIG unité inférieure des gneiss (pour  $\zeta^{4th}$  signifie "à ferrohastingsite"); USG unité supérieure des gneiss

Teneurs en ppm. Analyses BRGM - ICP/MS

| Unité                                       | Unité supérieure des gneiss |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | Unité inférieure des gneiss |        |        |        |        |        |
|---|-----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| n°éch.                                      | 2A24                        | 2B11   | 3C24   | 3A22   | 3B1a   | 3B43   | 4A06   | 4A45   | 4A32   | 4A46   | 4A18   | 3C51                        | RT5    | RT6    | RT8    | 5B62   | RT11   |
| Litho                                       | δp                          | δp     | δ (1)  | δ      | δ      | δ      | δ      | δ      | δθ     | δp     | SA     | δ (2)                       | δ      | θθ     | θθ     | Λ      | Λ      |
| x   | 482.62                      | 485.70 | 489.58 | 489.28 | 492.37 | 495.12 | 496.28 | 495.62 | 498.37 | 495.62 | 497.92 | 489.42                      | 492.85 | 492.86 | 492.05 | 479.63 | 482.97 |
| y   | 99.76                       | 100.20 | 93.71  | 97.95  | 98.42  | 98.28  | 99.36  | 100.47 | 99.50  | 100.47 | 99.70  | 93.28                       | 86.37  | 86.74  | 82.14  | 87.82  | 84.57  |
| SiO <sub>2</sub>                            | 49.10                       | 48.60  | 48.84  | 48.79  | 51.10  | 49.65  | 51.80  | 50.56  | 51.40  | 49.30  | 43.00  | 57.85                       | 49.35  | 47.56  | 48.13  | 40.29  | 38.86  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 15.90                       | 17.60  | 14.35  | 15.90  | 14.19  | 14.65  | 14.70  | 14.40  | 16.50  | 16.05  | 9.10   | 14.88                       | 16.44  | 15.84  | 16.34  | 2.00   | 0.52   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup> | 11.80                       | 8.45   | 9.76   | 11.85  | 11.77  | 13.49  | 11.60  | 12.60  | 10.10  | 9.63   | 11.60  | 9.23                        | 7.21   | 6.98   | 7.29   | 8.49   | 8.44   |
| MnO   | 0.17                        | 0.16   | 0.15   | 0.17   | 0.19   | 0.21   | 0.19   | 0.20   | 0.16   | 0.16   | 0.17   | 0.16                        | 0.13   | 0.12   | 0.12   | 0.10   | 0.11   |
| MgO   | 6.50                        | 6.10   | 6.84   | 6.98   | 6.25   | 5.45   | 6.85   | 5.90   | 7.10   | 8.21   | 23.60  | 3.92                        | 9.79   | 13.09  | 10.85  | 34.72  | 36.71  |
| CaO   | 11.20                       | 14.70  | 6.56   | 9.60   | 10.61  | 9.24   | 10.60  | 9.93   | 9.80   | 10.98  | 6.40   | 7.54                        | 12.82  | 12.79  | 14.82  | 0.53   | 0.10   |
| Na <sub>2</sub> O                           | 2.75                        | 2.05   | 3.23   | 2.79   | 2.45   | 2.37   | 2.30   | 2.21   | 2.85   | 2.45   | 0.20   | 2.98                        | 1.74   | 1.34   | 1.03   | 0.20   | 0.20   |
| K <sub>2</sub> O                            | 0.37                        | 0.34   | 0.86   | 0.99   | 0.59   | 0.70   | 0.45   | 0.32   | 0.52   | 0.27   | 0.05   | 1.15                        | 0.66   | 0.34   | 0.24   | 0.05   | 0.05   |
| TiO <sub>2</sub>                            | 1.95                        | 1.65   | 2.90   | 1.97   | 1.59   | 2.20   | 1.50   | 1.91   | 1.30   | 1.29   | 0.67   | 0.35                        | 0.52   | 0.27   | 0.17   | 0.06   | 0.05   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>               | 0.19                        | 0.70   | 0.41   | 0.23   | 0.14   | 0.21   | 0.14   | 0.18   | 0.11   | 0.10   | 0.05   | 0.05                        | 0.06   | 0.05   | 0.05   | 0.05   | 0.05   |
| PF  | 0.88                        | 0.98   | 4.98   | 1.05   | 0.50   | 0.69   | 0.54   | 0.66   | 1.05   | 0.60   | 5.90   | 0.78                        | 1.39   | 1.85   | 1.25   | 12.97  | 13.68  |
| Total                                       | 100.81                      | 101.33 | 98.88  | 100.32 | 99.38  | 98.86  | 100.67 | 98.87  | 100.89 | 99.04  | 100.74 | 98.89                       | 100.11 | 100.23 | 100.29 | 99.46  | 98.77  |
| FMT   | 334                         | 279    | 329    | 347    | 323    | 332    | 335    | 329    | 320    | 141    | 743    | 218                         | 341    | 418    | 365    | 975    | 1024   |
| A   | -185                        | -253   | -75    | -142   | -192   | -134   | -174   | -150   | -129   | -162   | -58    | -98                         | -206   | -197   | -247   | 13     | -0     |
| XFe   | 0.48                        | 0.41   | 0.42   | 0.46   | 0.48   | 0.55   | 0.46   | 0.52   | 0.42   | 0.97   | 0.20   | 0.54                        | 0.27   | 0.21   | 0.25   | 0.11   | 0.10   |

Tableau 6a - Compositions chimiques (éléments majeurs) d'amphibolites et de roches ultrabasiques

δ (1) amphibolite rubanée à cummingtonite et sulfures

δ (2) amphibolite rubanée intercalée dans des gneiss leptynitiques

Teneurs en % - Analyses BRGM - fluo X

FMT = Fe + Mg + Ti; A = Al - (K + Na + 2Ca); XFe = Fe / (Fe + Mg)

| Unité  | Unité supérieure des gneiss |      |       |      |      |      |      |      |      |      |      | Unité inférieure des gneiss |      |      |     |      |      |
|--------|-----------------------------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----------------------------|------|------|-----|------|------|
| n°éch. | 2A24                        | 2B11 | 3C24  | 3A22 | 3B1a | 3B43 | 4A06 | 4A45 | 4A32 | 4A46 | 4A18 | 3C51                        | RT5  | RT6  | RT8 | 5B62 | RT11 |
| Litho  | δp                          | δp   | δ (1) | δ    | δ    | δ    | δ    | δ    | δ    | δ    | SA   | δ (2)                       | δ    | δ    | δ   | Λ    | Λ    |
| B      | 12                          | 14   |       | 13   | 10   | 10   | 16   | 10   | 11   | 10   | 10   |                             |      |      |     |      |      |
| Ba     | 99                          | 157  | 498   | 262  | 110  | 137  | 67   | 96   | 83   | 68   | 10   | 174                         | 65   | 24   | 18  | 40   | 11   |
| Co     | 40                          | 38   | 36    | 28   | 29   | 25   | 34   | 23   | 39   | 38   | 80   | 20                          | 33   | 42   | 37  | 98   | 100  |
| Cr     | 51                          | 21   | 162   | 146  | 86   | 65   | 95   | 72   | 260  | 279  | 1435 | 59                          | 531  | 1162 | 205 | 2534 | 2748 |
| Cu     | 88                          | 43   |       | 43   | 94   | 50   | 8    | 41   | 18   | 32   | 38   |                             |      |      |     |      |      |
| Hf     | 2.9                         | 2.5  | 4.6   | 3.3  | 2.5  | 3.7  | 2.7  | 4.6  | 2.6  | 2.7  | 1.0  | 1.1                         | 1.3  | 0.3  | 0.2 | 0.1  | 0.1  |
| Li     | 23                          | 10   | 55    | 26   | 10   | 11   | 22   | 15   | 11   | 20   | 10   | 30                          | 10   | 10   | 10  | 10   | 10   |
| Nb     | 6.6                         | 3.9  | 24.1  | 11.3 | 4.0  | 6.6  | 4.5  | 17.9 | 3.2  | 1.8  | 1.1  | 3.0                         | 0.8  | 0.2  | 0.1 | 0.2  | 0.1  |
| Ni     | 45                          | 85   | 264   | 78   | 38   | 13   | 41   | 12   | 72   | 82   | 466  | 33                          | 147  | 358  | 67  | 1979 | 2190 |
| Pb     | 10                          | 10   |       | 14   | 10   | 10   | 10   | 13   | 10   | 10   | 10   |                             |      |      |     |      |      |
| Rb     | 7                           | 5    | 28    | 18   | 7    | 10   | 7    | 176  | 12   | 6    | 1    | 38                          | 8    | 6    | 4   | 1    | 1    |
| Sr     | 254                         | 297  | 313   | 457  | 214  | 242  | 182  | 202  | 210  | 181  | 56   | 119                         | 134  | 37   | 93  | 8    | 9    |
| Ta     | 0.4                         | 0.5  | 1.3   | 0.6  | 0.3  | 0.4  | 0.6  | 1.3  | 0.7  | 0.1  | 0.1  | 0.2                         | 0.1  | 0.1  | 0.1 | 0.1  | 0.1  |
| Th     | 0.3                         | 0.2  | 1.9   | 1.6  | 0.9  | 0.8  | 0.6  | 17.7 | 1.2  | 1.1  | 0.3  | 2.1                         | 2.1  | 1.0  | 1.0 | 0.1  | 1.0  |
| U      | 0.4                         | 0.4  | 6.0   | 0.4  | 0.5  | 0.2  | 0.3  | 2.5  | 0.7  | 0.6  | 0.3  | 1.0                         | 0.6  | 0.1  | 0.1 | 0.1  | 0.1  |
| V      | 310                         | 268  | 401   | 191  | 253  | 284  | 269  | 279  | 243  | 201  | 139  | 239                         | 144  | 122  | 135 | 70   | 42   |
| Y      | 24.1                        | 21.2 | 37.1  | 20.8 | 21.5 | 27.0 | 23.8 | 23.0 | 21.9 | 20.1 | 10.5 | 11.0                        | 10.4 | 5.2  | 3.8 | 1.6  | 0.6  |
| Zn     | 86                          | 88   |       | 85   | 100  | 101  | 106  | 91   | 83   | 67   | 74   |                             |      |      |     |      |      |
| Zr     | 147                         | 115  | 234   | 159  | 110  | 154  | 115  | 174  | 104  | 102  | 40   | 45                          | 34   | 7    | 54  | 2    | 3    |

Tableau 6b - Teneurs en éléments traces d'amphibolites et de roches ultrabasiques

δ (1) amphibolite rubanée à cummingtonite et sulfures

δ (2) amphibolite rubanée intercalée dans des gneiss leptynitiques

Teneurs en ppm - Analyses BRGM - ICP et ICP/MS

| Unité supérieure des gneiss |      |       |      |      |      |      |      |      |      |      | Unité inférieure des gneiss |      |     |     |
|-----------------------------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----------------------------|------|-----|-----|
|                             | 2B11 | 3C24  | 3A22 | 3B1a | 3B43 | 4A06 | 4A45 | 4A32 | 4A46 | 4A18 | 3C51                        | RT5  | RT6 | RT8 |
| p                           | δp   | δ (1) | δ    | δ    | δ    | δ    | δ    | δθ   | δθ   | SA   | δ (2)                       | δ    | δθ  | δθ  |
| 7                           | 6    | 17.5  | 13.8 | 6.5  | 9.6  | 6.5  | 44.3 | 7    | 5    | 3    | 5.1                         | 6    | 0.8 | 0.6 |
| 9                           | 13.5 | 39.4  | 33   | 16   | 23.6 | 15.9 | 95   | 16   | 14.1 | 6.5  | 10.4                        | 14.1 | 1.8 | 1.4 |
| 7                           | 2.1  | 5.5   | 4.3  | 2.4  | 3.5  | 2.2  | 10.6 | 2.1  | 2.1  | 0.9  | 1.2                         | 2    | 0.2 | 0.2 |
| 7                           | 11   | 25    | 19.2 | 11.3 | 16.9 | 11.2 | 39.7 | 9.8  | 10.5 | 4.2  | 4.8                         | 8.7  | 1.1 | 1.1 |
| 8                           | 3.2  | 6.4   | 4.7  | 3.2  | 4.8  | 3.4  | 7.2  | 3    | 3    | 1.3  | 1.3                         | 2.4  | 0.6 | 0.4 |
| 5                           | 1.3  | 2.3   | 1.6  | 1.2  | 1.7  | 1.3  | 1.5  | 1.2  | 1.2  | 0.5  | 0.4                         | 0.8  | 0.2 | 0.2 |
| 6                           | 3.9  | 6.9   | 4.6  | 3.9  | 5.4  | 4    | 5.6  | 3.9  | 3.8  | 1.7  | 1.5                         | 2.6  | 0.8 | 0.6 |
| 7                           | 0.7  | 1.1   | 0.7  | 0.6  | 0.9  | 0.7  | 0.9  | 0.6  | 0.6  | 0.3  | 0.3                         | 0.3  | 0.1 | 0.1 |
| 8                           | 4.2  | 6.6   | 4.3  | 4.3  | 5.8  | 4.3  | 5    | 4.2  | 4.4  | 2    | 1.8                         | 2.6  | 1   | 0.8 |
| 9                           | 0.8  | 1.4   | 0.9  | 0.9  | 1.2  | 0.9  | 1    | 0.9  | 0.9  | 0.4  | 0.4                         | 0.5  | 0.2 | 0.2 |
| 5                           | 2.4  | 3.7   | 2.3  | 2.5  | 3.4  | 2.7  | 2.9  | 2.5  | 2.7  | 1.3  | 1.3                         | 1.7  | 0.7 | 0.6 |
| 4                           | 0.3  | 0.6   | 0.3  | 0.4  | 0.5  | 0.4  | 0.4  | 0.4  | 0.4  | 0.2  | 0.2                         | 0.3  | 0.1 | 0.1 |
| 2                           | 2.1  | 3.4   | 2.1  | 2.3  | 3.3  | 2.3  | 2.8  | 2.3  | 2.6  | 1.1  | 1.4                         | 1.8  | 0.7 | 0.5 |
| 3                           | 0.3  | 0.5   | 0.3  | 0.3  | 0.5  | 0.4  | 0.4  | 0.4  | 0.4  | 0.2  | 0.2                         | 0.3  | 0.1 | 0.1 |
| 2                           | 1.9  | 3.5   | 4.4  | 1.9  | 2.0  | 1.9  | 10.7 | 2.1  | 1.3  | 1.8  | 2.5                         | 2.3  | 0.8 | 0.8 |
| 2                           | 1.2  | 1.7   | 1.8  | 1.3  | 1.3  | 1.2  | 3.9  | 1.5  | 1.0  | 1.5  | 2.5                         | 1.6  | 0.8 | 0.9 |
| 7                           | 1.5  | 1.6   | 1.8  | 1.4  | 1.3  | 1.4  | 1.6  | 1.4  | 1.2  | 1.3  | 0.9                         | 1.2  | 0.9 | 1.0 |
| 1                           | 1.1  | 1.1   | 1.0  | 1.0  | 1.0  | 1.1  | 0.7  | 1.1  | 1.1  | 1.0  | 0.9                         | 1.0  | 0.9 | 1.2 |

**Tableau 6c - Teneurs en terres rares d'amphibolites et d'une roche ultrabasique**

δ (1) amphibolite rubanée à cummingtonite et sulfures

δ (2) amphibolite rubanée intercalée dans des gneiss leptynitiques

Teneurs en ppm - Analyses BRGM - ICP/MS

Pour les échantillons de métaharzburgites (A) les teneurs sont, pour la plupart des éléments, inférieures aux seuils de détection de la méthode

| n°éch. | Péetro            | x      | y     | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup> | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P.F. | Total  | K/K+Na | FMT  |
|--------|-------------------|--------|-------|------------------|--------------------------------|---|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|------|--------|--------|------|
| D12    | $\rho\gamma^t$    | 498.64 | 96.78 | 68.40            | 14.70                          | 3.00  | 0.05 | 0.88 | 1.47 | 2.95              | 5.27             | 0.53             | 1.45 | 98.70  | 0.54   | 66.1 |
| D22    | $\rho\gamma^t$    | 499.42 | 96.20 | 70.10            | 15.25                          | 2.60  | 0.05 | 0.88 | 1.18 | 2.90              | 5.61             | 0.44             | 1.55 | 100.56 | 0.56   | 60.0 |
| D32    | $\rho\gamma^t$    | 499.42 | 95.75 | 71.80            | 14.80                          | 2.62  | 0.05 | 0.69 | 1.23 | 2.96              | 5.53             | 0.30             | 1.13 | 101.11 | 0.55   | 53.8 |
| D212   | $\rho\gamma^t$    | 493.43 | 90.50 | 71.50            | 14.50                          | 2.12  | 0.04 | 0.49 | 1.03 | 3.26              | 5.53             | 0.33             | 1.18 | 99.98  | 0.53   | 42.9 |
| D247   | $\rho\gamma^t$    | 494.55 | 89.70 | 69.40            | 15.60                          | 2.03  | 0.04 | 0.64 | 1.19 | 3.32              | 5.55             | 0.39             | 0.81 | 98.97  | 0.52   | 46.3 |
| D230   | $\rho\gamma^t$    | 493.15 | 90.05 | 71.70            | 14.30                          | 2.03  | 0.03 | 0.59 | 1.03 | 3.16              | 5.24             | 0.19             | 0.97 | 99.24  | 0.52   | 42.5 |
| D19    | $\rho\gamma^t$    | 497.90 | 96.25 | 72.90            | 14.50                          | 2.01  | 0.03 | 0.54 | 0.83 | 2.95              | 5.36             | 0.29             | 1.55 | 100.96 | 0.55   | 42.3 |
| D215   | $\rho\gamma^t$    | 494.90 | 90.92 | 72.40            | 15.00                          | 2.06  | 0.03 | 0.49 | 0.73 | 3.05              | 5.37             | 0.24             | 1.43 | 100.80 | 0.54   | 41.0 |
| D92    | $\rho\gamma^t K$  | 495.93 | 93.60 | 71.90            | 14.95                          | 1.78  | 0.04 | 0.44 | 0.94 | 3.26              | 5.39             | 0.25             | 1.03 | 99.98  | 0.52   | 36.4 |
| D225   | $\rho\gamma^t K$  | 491.05 | 90.10 | 72.50            | 14.50                          | 1.82  | 0.04 | 0.39 | 0.74 | 3.16              | 5.23             | 0.27             | 1.24 | 99.89  | 0.52   | 35.9 |
| D227   | $\rho\gamma^t K$  | 492.07 | 90.05 | 71.20            | 14.80                          | 1.72  | 0.04 | 0.39 | 0.73 | 3.10              | 5.27             | 0.28             | 1.34 | 98.87  | 0.53   | 34.8 |
| D131   | $\rho\gamma^t K$  | 495.58 | 92.80 | 71.70            | 15.00                          | 1.48  | 0.04 | 0.49 | 0.64 | 3.11              | 5.77             | 0.24             | 1.24 | 99.71  | 0.55   | 33.8 |
| D206   | $\rho\gamma^t K$  | 490.47 | 90.48 | 72.80            | 14.70                          | 1.47  | 0.03 | 0.34 | 0.73 | 3.10              | 4.88             | 0.36             | 1.36 | 99.77  | 0.51   | 31.4 |
| D61    | $\rho\gamma^t K$  | 499.25 | 94.67 | 72.20            | 14.55                          | 1.67  | 0.04 | 0.29 | 0.73 | 3.10              | 4.93             | 0.23             | 1.34 | 99.08  | 0.51   | 31.0 |
| D184   | $\rho\gamma^t K$  | 490.28 | 91.00 | 72.90            | 14.50                          | 1.23  | 0.03 | 0.19 | 0.73 | 2.95              | 5.07             | 0.15             | 1.46 | 99.21  | 0.53   | 22.0 |
| D198   | $\rho\gamma^t Na$ | 497.25 | 91.43 | 73.70            | 14.70                          | 1.72  | 0.05 | 0.44 | 0.73 | 3.25              | 4.82             | 0.15             | 1.46 | 101.02 | 0.49   | 34.4 |
| D190   | $\rho\gamma^t Na$ | 493.10 | 91.10 | 72.90            | 14.30                          | 1.97  | 0.05 | 0.39 | 0.79 | 3.40              | 4.89             | 0.29             | 1.17 | 100.15 | 0.49   | 38.0 |
| D140   | $\rho\gamma^t Na$ | 499.95 | 92.75 | 73.70            | 14.00                          | 1.42  | 0.05 | 0.09 | 0.59 | 3.25              | 4.43             | 0.09             | 1.50 | 99.12  | 0.47   | 21.1 |
| D138   | $\rho\gamma^t Na$ | 498.92 | 92.77 | 73.30            | 14.50                          | 1.62  | 0.04 | 0.29 | 0.59 | 3.44              | 4.53             | 0.10             | 1.51 | 99.92  | 0.46   | 28.8 |
| D159   | $\rho\gamma^t Na$ | 498.95 | 92.17 | 73.90            | 14.10                          | 1.23  | 0.04 | 0.19 | 0.49 | 3.55              | 4.29             | 0.09             | 1.26 | 99.14  | 0.44   | 21.3 |
| D244   | $f\gamma^t bi$    | 493.00 | 89.80 | 68.60            | 15.50                          | 2.66  | 0.03 | 0.64 | 1.03 | 2.95              | 5.66             | 0.55             | 1.46 | 99.08  | 0.56   | 56.1 |
| D209   | $f\gamma^t bi$    | 491.90 | 90.75 | 71.30            | 14.40                          | 2.01  | 0.03 | 0.49 | 0.88 | 2.90              | 4.92             | 0.37             | 1.47 | 98.77  | 0.53   | 42.0 |
| D72    | $f\gamma^t$       | 495.75 | 94.15 | 71.10            | 15.30                          | 1.42  | 0.02 | 0.24 | 0.54 | 3.05              | 5.61             | 0.18             | 1.49 | 98.95  | 0.55   | 26.0 |
| D168   | $f\gamma^t$       | 493.30 | 91.55 | 72.80            | 14.65                          | 1.23  | 0.03 | 0.24 | 0.64 | 3.21              | 5.39             | 0.15             | 1.08 | 99.42  | 0.53   | 23.3 |
| D128   | $f\gamma^t$       | 494.15 | 92.43 | 72.40            | 14.35                          | 1.38  | 0.02 | 0.29 | 0.49 | 3.05              | 5.22             | 0.08             | 1.33 | 98.61  | 0.53   | 25.5 |
| D210   | $f\gamma^t$       | 492.45 | 90.58 | 73.10            | 15.40                          | 1.57  | 0.03 | 0.34 | 0.73 | 2.95              | 5.42             | 0.00             | 1.40 | 100.94 | 0.55   | 28.1 |
| D170   | $f\gamma^t Na$    | 494.43 | 91.73 | 73.40            | 14.90                          | 0.98  | 0.04 | 0.14 | 0.59 | 3.30              | 4.68             | 0.05             | 1.34 | 99.42  | 0.48   | 16.4 |
| D207   | $f\gamma^t Na$    | 490.92 | 90.57 | 73.60            | 14.40                          | 1.58  | 0.04 | 0.29 | 0.74 | 3.41              | 4.80             | 0.12             | 1.00 | 99.98  | 0.48   | 28.5 |
| D246   | $f\gamma^t Na$    | 494.25 | 89.67 | 74.10            | 14.65                          | 0.89  | 0.02 | 0.09 | 0.54 | 3.76              | 4.65             | 0.21             | 0.98 | 99.89  | 0.45   | 16.0 |

Tableau 7 - Sélection de compositions chimiques des granites et leucogranites à deux micas du massif de Cognac-la-Forêt

$\rho\gamma^t$ ,  $\rho\gamma^t K$ ,  $\rho\gamma^t Na$ ,  $\rho\gamma^t bi$ ,  $f\gamma^t$ ,  $f\gamma^t Na$ ,  $f\gamma^t bi$ : faciès pétrographiques (cf. texte)

FMT = Fe + Mg + Ti

Fe, Mg, Ti, Na, K, Ca : en nombre de cations pour 100 g de roche, x, y : coordonnées Lambert

Sources des analyses : banque de données ARTEMISE- C.R.P.G-Nancy. Échantillons COGÉMA-1969

| n°éch. | Pétero                | x      | y      | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | PF   | Total  | FMT | A   | XFe  | XK   |
|--------|-----------------------|--------|--------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|-----|-----|------|------|
| 5C45   | $\mu\gamma^1$         | 477.20 | 83.92  | 75.65            | 14.52                          | 0.91                            | 0.02 | 0.20 | 0.10 | 2.13              | 5.33             | 0.05             | 0.05                          | 1.64 | 100.60 | 17  | 99  | 0.69 | 0.62 |
| 5C07   | $\mu\gamma^{3,4}$     | 475.13 | 81.57  | 62.51            | 15.19                          | 4.79                            | 0.10 | 3.13 | 3.47 | 3.66              | 2.85             | 0.62             | 0.13                          | 2.33 | 98.78  | 146 | -5  | 0.43 | 0.34 |
| 5C32   | $\mu\gamma^{3,4}$     | 475.65 | 84.07  | 68.00            | 14.72                          | 3.32                            | 0.09 | 1.67 | 2.35 | 3.36              | 3.69             | 0.43             | 0.14                          | 1.24 | 99.01  | 89  | 18  | 0.50 | 0.42 |
| 3B02   | $\sigma\gamma^{3,4}$  | 494.36 | 97.77  | 71.00            | 15.22                          | 2.30                            | 0.06 | 0.69 | 2.41 | 4.02              | 2.03             | 0.32             | 0.09                          | 0.83 | 98.97  | 50  | 39  | 0.63 | 0.25 |
| 1A07   | $\gamma^5$            | 476.45 | 98.22  | 67.24            | 16.61                          | 3.91                            | 0.09 | 1.74 | 4.33 | 3.38              | 1.69             | 0.40             | 0.11                          | 0.63 | 100.13 | 97  | 26  | 0.53 | 0.25 |
| MTP1   | $\eta$                | 492.50 | 99.30  | 55.98            | 17.58                          | 7.91                            | 0.12 | 3.41 | 7.29 | 3.32              | 1.33             | 1.27             | 0.13                          | 0.91 | 99.25  | 200 | -51 | 0.54 | 0.21 |
| MTP2   | $\eta$                | 489.80 | 100.00 | 55.99            | 17.64                          | 7.74                            | 0.13 | 3.63 | 7.14 | 3.42              | 1.57             | 1.06             | 0.26                          | 1.00 | 99.58  | 201 | -53 | 0.52 | 0.23 |
| MTP3   | $\eta$                | 487.70 | 99.10  | 51.89            | 16.69                          | 10.07                           | 0.17 | 4.65 | 7.19 | 3.59              | 1.58             | 1.61             | 0.33                          | 0.84 | 98.61  | 262 | -79 | 0.52 | 0.22 |
| 2B28   | $\eta$                | 487.82 | 98.68  | 50.87            | 16.00                          | 12.02                           | 0.19 | 5.29 | 7.30 | 2.82              | 1.82             | 1.88             | 0.34                          | 0.67 | 99.20  | 306 | -77 | 0.53 | 0.30 |
| MTP4   | $\eta\theta$          | 489.70 | 98.70  | 50.81            | 17.62                          | 10.03                           | 0.17 | 4.72 | 7.54 | 3.62              | 1.07             | 1.63             | 0.36                          | 1.30 | 98.87  | 264 | -63 | 0.52 | 0.16 |
| MTP5   | $\eta\theta$          | 493.20 | 95.80  | 49.50            | 17.51                          | 10.67                           | 0.20 | 5.01 | 7.88 | 3.65              | 0.85             | 1.69             | 0.43                          | 1.17 | 98.56  | 280 | -74 | 0.52 | 0.13 |
| 6D2A   | $\sigma$              | 486.72 | 83.93  | 64.31            | 15.03                          | 4.44                            | 0.05 | 0.43 | 0.69 | 1.56              | 11.05            | 0.93             | 0.10                          | 0.46 | 99.05  | 78  | -15 | 0.84 | 0.82 |
| 6D2B   | $\sigma$              | 486.72 | 83.93  | 61.87            | 16.07                          | 4.97                            | 0.04 | 0.50 | 0.68 | 1.79              | 11.49            | 0.93             | 0.54                          | 0.54 | 99.42  | 86  | -11 | 0.83 | 0.81 |
| DC1    | $\mu\gamma^4$ Ét.     | 475.50 | 99.00  | 67.06            | 15.44                          | 3.34                            | 0.08 | 2.02 | 3.00 | 3.70              | 3.20             | 0.42             |                               | 1.67 | 99.92  | 98  | 8   | 0.45 | 0.36 |
| DSM11  | $\sigma\gamma^2$ Buz. | 476.00 | 85.00  | 69.60            | 16.02                          | 2.97                            | 0.04 | 0.69 | 1.43 | 3.14              | 5.04             | 0.69             |                               | 1.14 | 100.76 | 63  | 55  | 0.68 | 0.51 |
| DSM14  | $\gamma^1$ SM         | 477.00 | 83.00  | 75.22            | 14.29                          | 0.40                            | 0.04 | 0.10 | 0.30 | 4.03              | 4.12             | 0.10             |                               | 0.77 | 99.27  | 9   | 52  | 0.67 | 0.40 |
| 1D35   | <i>fbr</i>            | 477.96 | 91.66  | 65.08            | 14.76                          | 3.41                            | 0.02 | 1.17 | 0.24 | 0.20              | 10.91            | 0.64             | 0.15                          | 2.57 | 99.15  | 80  | 42  | 0.59 | 0.97 |
| 1D54   | <i>fbr</i>            | 480.52 | 91.33  | 65.61            | 14.53                          | 3.48                            | 0.02 | 0.77 | 0.17 | 0.38              | 9.24             | 0.73             | 0.11                          | 3.80 | 98.84  | 72  | 70  | 0.69 | 0.94 |
| 5B04   | <i>fbr</i>            | 479.27 | 90.44  | 63.62            | 17.39                          | 1.60                            | 0.02 | 0.23 | 0.18 | 0.39              | 11.79            | 0.89             | 0.17                          | 2.57 | 98.85  | 37  | 71  | 0.78 | 0.95 |

**Tableau 8a - Compositions chimiques (éléments majeurs) de roches éruptives diverses et de brèches à fort taux de fusion**

Sources : éch. DCF et DSM : Dutreuil (1978); éch. MTP : Peiffer (1985); éch. 6D2A-B : analyses CRÉGU ; autres éch. : analyses BRGM

FMT = Fe + Mg + Ti ; A = Al - (K + Na + 2Ca) ; Xfe = Fe / (Fe + Mg) ; XK = K / (K + Na)

Et. : Étagnac; Buz. : la Buzatière; SM : Saint-Mathieu

| n°éch. | Pétero                | Ba   | Co | Cr  | Cu | Hf  | Li | Nb   | Ni  | Pb | Rb  | Sr  | Th   | U    | V   | Y    | Zn  | Zr   |
|--------|-----------------------|------|----|-----|----|-----|----|------|-----|----|-----|-----|------|------|-----|------|-----|------|
| 5C45   | $\mu\gamma^1$         | 213  | 5  | 10  |    | 1.6 | 17 | 7.7  | 10  |    | 200 | 79  | 5.6  | 8.6  | 10  | 11.4 |     | 30   |
| 5C07   | $\mu\gamma^{3-4}$     | 440  | 13 | 40  |    | 3.2 | 47 | 8.8  | 36  |    | 80  | 277 | 10.0 | 2.9  | 95  | 14.0 |     | 131  |
| 5C32   | $\mu\gamma^{3-4}$     | 515  | 10 | 59  |    | 2.7 | 36 | 6.5  | 40  |    | 100 | 246 | 12.9 | 3.7  | 44  | 9.9  |     | 92   |
| 3B02   | $\sigma\gamma^{3-4}$  | 861  | 5  | 40  | 5  | 3.2 | 41 | 4.9  | 11  | 23 | 77  | 426 | 8.0  | 0.8  | 22  | 5.8  | 45  | 113  |
| 1A07   | $\gamma^5$            | 597  | 6  | 43  | 5  | 2.3 | 50 | 4.8  | 12  | 15 | 52  | 372 | 7.2  | 3.8  | 49  | 7.2  | 69  | 88   |
| MTP1   | $\eta$                | 707  | 93 | 44  | 40 |     |    |      | 5   |    | 32  | 602 |      |      |     |      |     |      |
| MTP2   | $\eta$                | 667  | 70 | 31  | 34 |     |    |      | 15  |    | 49  | 604 |      |      |     |      |     |      |
| 2B28   | $\eta$                | 996  | 13 | 71  | 19 | 5.4 | 69 | 11.6 | 12  | 10 | 50  | 531 | 2.6  | 0.8  | 272 | 29.2 | 139 | 268  |
| MTP3   | $\eta$                | 593  | 49 | 61  | 5  |     |    |      | 21  |    | 42  | 648 |      |      |     |      |     |      |
| MTP4   | $\eta\theta$          | 483  | 69 | 69  | 33 |     |    |      | 32  |    | 29  | 692 |      |      |     |      |     |      |
| MTP5   | $\eta\theta$          | 404  | 53 | 70  | 5  |     |    |      | 26  |    | 24  | 677 |      |      |     |      |     |      |
| 6D2A   | $\sigma$              | 3605 | 5  | 5   | 43 |     |    | 32.0 | 6   |    | 260 | 513 | 27.0 | 5.0  | 27  | 12.0 | 44  | 1758 |
| 6D2B   | $\sigma$              | 4320 | 5  | 5   | 5  |     |    | 28.0 | 8   |    | 217 | 769 | 27.0 | 5.0  | 107 | 9.0  | 42  | 1547 |
| DCF1   | $\gamma^4$ Ét.        | 1013 | 49 | 41  | 18 |     |    |      | 20  |    |     | 605 |      |      | 59  |      |     |      |
| DSM11  | $\sigma\gamma^2$ Buz. | 1087 | 51 | 36  | 10 |     |    |      | 20  |    |     | 455 |      |      | 45  |      |     |      |
| DSM14  | $\gamma^1$ SM         | 119  | 69 | 10  | 10 |     |    |      | 10  |    |     | 60  |      |      | 10  |      |     |      |
| 1D35   | <i>fbr</i>            | 357  | 16 | 310 |    | 2.9 | 29 | 8.2  | 269 |    | 196 | 38  | 6.7  | 17.7 | 101 | 11.0 |     | 131  |
| 1D54   | <i>fbr</i>            | 518  | 11 | 61  |    | 3.0 | 17 | 7.7  | 51  |    | 328 | 48  | 4.5  | 1.9  | 83  | 38.8 |     | 132  |
| 5B04   | <i>fbr</i>            | 476  | 7  | 59  |    | 3.1 | 13 | 7.0  | 25  |    | 168 | 51  | 6.2  | 2.8  | 116 | 19.1 |     | 144  |

Tableau 8b - Teneurs en éléments traces de roches éruptives diverses et de brèches à fort taux de fusion

Teneurs en ppm - Sources des analyses : cf. tableau 8a

| n°éch. | Pétero               | La   | Ce    | Pr  | Nd   | Sm   | Eu  | Gd  | Tb  | Dy  | Ho  | Er  | Tm  | Yb  | Lu  | La/Yb* | La/Sm* | Gd/Yb* | A.Eu* |
|--------|----------------------|------|-------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------|--------|--------|-------|
| 5C45   | $\mu\gamma^1$        | 4.5  | 10.5  | 1.3 | 5.5  | 1.7  | 0.2 | 1.9 | 0.3 | 2.4 | 0.5 | 1.6 | 0.2 | 1.6 | 0.2 | 1.9    | 1.7    | 1.0    | 0.3   |
| 5C07   | $\mu\gamma^{3-4}$    | 27.6 | 53.3  | 6.1 | 21.6 | 3.8  | 1.0 | 3.1 | 0.4 | 2.7 | 0.5 | 1.5 | 0.2 | 1.4 | 0.2 | 13.3   | 4.6    | 1.8    | 0.9   |
| 5C32   | $\mu\gamma^{3-4}$    | 21.5 | 41.9  | 4.7 | 17.1 | 3.3  | 0.8 | 2.4 | 0.3 | 2.3 | 0.4 | 1.4 | 0.2 | 1.2 | 0.2 | 12.1   | 4.1    | 1.6    | 0.8   |
| 3B02   | $\sigma\gamma^{3-4}$ | 26.0 | 45.2  | 3.9 | 13.2 | 2.1  | 0.6 | 1.3 | 0.2 | 1.2 | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.7 | 0.1 | 25.1   | 7.8    | 1.5    | 1.0   |
| 1A07   | $\gamma^5$           | 22.2 | 47.7  | 5.3 | 18.0 | 2.7  | 0.8 | 2.0 | 0.3 | 1.5 | 0.3 | 0.9 | 0.1 | 1.0 | 0.2 | 15.0   | 5.2    | 1.6    | 1.0   |
| 2B28   | $\eta$               | 30.0 | 68.5  | 8.7 | 36.7 | 8.1  | 2.0 | 6.4 | 0.9 | 5.7 | 1.1 | 3.1 | 0.5 | 2.9 | 0.4 | 7.0    | 2.3    | 1.8    | 0.8   |
| 6D2A   | $\sigma$             | 58.5 | 120.5 |     | 49.5 | 8.4  | 2.1 | 4.9 |     | 2.6 |     | 1.0 |     | 1.1 | 0.2 | 35.9   | 4.4    | 3.6    | 0.9   |
| 6D2B   | $\sigma$             | 78.6 | 175.8 |     | 70.9 | 12.3 | 3.1 | 7.5 |     | 3.5 |     | 1.5 |     | 1.4 | 0.2 | 37.9   | 4.0    | 4.3    | 0.9   |
| 1D35   | <i>fbr</i>           | 32.1 | 63.2  | 7.0 | 23.6 | 3.9  | 1.0 | 2.5 | 0.4 | 2.1 | 0.4 | 1.1 | 0.2 | 1.2 | 0.2 | 18.1   | 5.2    | 1.7    | 0.9   |
| 1D54   | <i>fbr</i>           | 25.5 | 47.8  | 5.5 | 20.0 | 3.9  | 1.0 | 3.9 | 0.6 | 4.0 | 0.8 | 2.4 | 0.3 | 2.2 | 0.3 | 7.8    | 4.1    | 1.4    | 0.8   |
| 5B04   | <i>fbr</i>           | 37.7 | 74.0  | 8.0 | 27.3 | 4.9  | 1.2 | 3.6 | 0.5 | 3.2 | 0.6 | 1.8 | 0.3 | 1.9 | 0.3 | 13.4   | 4.8    | 1.5    | 0.8   |

Tableau 8c - Teneurs en terres rares de roches éruptives diverses et de brèches à fort taux de fusion  
Teneurs en ppm - Analyses CRÉGU pour 6D2A et 6D2B; BRGM - ICP/MS pour les autres échantillons

| Nom du gîte    | Indice de classement national | Substance | Minéraux   | Forme du gîte                       | Roche encaissante                           | Remarques  |
|----------------|-------------------------------|-----------|--|-------------------------------------|---|--|
| Lussac         | 2-4001                        | Sb<br>Au  | Quartz<br>Stibine<br>Berthièrite<br>Sb-natif<br>Kermésite<br>Pyrite<br>Mispickel<br>Chalcopyrite<br>Covelline<br>Cuivre-gris                           | 2 filons :<br>N15-60°W<br>N60-60°NW | Paragneiss migmatitiques (unité supérieure) | Filon N15 seul exploité :160 t Sb en 1928/30.<br>Puits remblayé. Épuisé sans réserve possible. |
| Mons (Gilardy) | 2-4002                        | Sb<br>Au  | Quartz<br>Berthièrite<br>Stibine<br>Pyrite<br>Sb-natif<br>Mispickel<br>Pyrite<br>Chalcopyrite<br>Covelline<br>Cuivre-gris<br>Melnicovite<br>Gudmundite | Filon N80 subvertical               | Paragneiss migmatitiques (unité supérieure) | Puits noyé.<br>Production : 10 à 12 t Sb en 1930/31.<br>Très petit gîte inexploitable.         |

| Indice de Nom du gîte | classement national | Substance            | Minéraux  | Forme du gîte                                | Roche encaissante   | Remarques   |
|-----------------------|---------------------|----------------------|---|--|---|---|
| Roche (Chabanas)      | 2-4003              | Au<br>Ag<br>As<br>Sb | Quartz<br>Mispickel<br>Pyrite                               | Filon N145-85° NE                            | Paragneiss (unité supérieure) à proximité du granite de St-Junien               | Reconnu par TB en 1911, autres indices voisins.<br>Éch. BRGM 1964 :<br>Ag : 21 g/t - Sb : 15 g/t - Au : traces. |
| Pont de Gorre         | 2-4004              | As<br>Ag<br>W<br>Sn  | Quartz<br>Mispickel<br>Sulfures<br>Scheelite<br>Cassitérite | Filon N165-40°<br>Puissance 1 m              | Paragneiss (unité supérieure) à proximité de petites intrusions de leucogranite | Indice découvert lors des levés de la carte à 1/50 000, situé dans une zone d'anomalies polymétalliques.        |
| Bar                   | 3-4001              | brt                  | Barytine  | Filon N90<br>subvertical                     | Diorite quartzifère (massif de la Bregère)                                      | Découvert par prospection alluvionnaire, connu sur 2 m.<br>Sans intérêt économique.                             |
| Chanliat              | 3-4002              | fel                  | Feldspath   | Filon de pegmatite N120<br>Puissance 5 à 6 m | Diorite quartzifère (massif de la Bregère)                                      | Pegmatite à belles orthoses, mais quartz trop abondant.<br>Production 280 t, abandonné.                         |
| Vauride               | 4-4001              | Pb                   | Pyromorphite<br>Galène                                      | Filon N10<br>Puissance 0,40 m                | Diorite quartzifère (massif de la Bregère)                                      | Découvert par prospection alluvionnaire.<br>Simple indice.  |
| Les Monts             | 4-4002              | U                    | ?   | Filon  | Leucogranite (massif de Cognac-la-Forêt)  | Anomalie radioactive de 1000 chocs/s., autres indices secondaires à proximité.                                  |

| Nom du gîte              | Indice de classement national | Substance | Minéraux   | Forme du gîte                   | Roche encaissante  | Remarques  |
|--------------------------|-------------------------------|-----------|--|---------------------------------|--|--|
| Roussi                   | 4-4003                        | kin       | Kaolinite  | Filon de pegmatite              | Leucogranite (massif de Cognac-la-Forêt)                                     | On ignore tout de cet indice.  |
| Chéronnac                | 5-4001                        | Pb<br>Zn  | Quartz<br>Galène<br>Pyrite<br>Pyromorphite<br>Blende | Filon N45 subvertical           | Contact leucogranite (massif de Chéronnac)/ paragneiss de l'unité inférieure | Belle anomalie géochimique.<br>Travaux BRGM : géophysique, tranchée, sondage carotté (131,5 m).<br>Veinules quartzueuses sans intérêt économique |
| Merlis (Merly)           | 6-4001                        | bri       | Béryl  | Filon de pegmatite N35 vertical | Péridotites serpentinisées   | Sur le front de taille de la carrière de Merlis, noyée en 1963.<br>Intérêt incertain   |
| La Tronchaise            | 6-4002                        | fel       | Feldspath  | Filon de pegmatite N145-55°E    | Paragneiss (unité inférieure)  | La lentille exploitée en 1964 paraît dépourvue de réserve importante.  |
| Nouaillas                | 6-4003                        | kin       | Kaolinite  | Filon de pegmatite              | Gneiss leptynitique . migmatitique   | On ignore tout de cet indice.  |
| Laterrrie (le Planitaud) | 7-4001                        | fel       | Feldspath  | Filon de pegmatite N10-35°E     | Gneiss (unité inférieure)  | Exploitation artisanale, production de 5000 t entre 1960 et 1964.<br>Non épuisé  |
| Bouyerie                 | 7-40002                       | fel       | Feldspath  | Filon NS-55°E                   | Gneiss (unité inférieure)  | Très petit gîte, à peine économique.<br>3 petites carrières abandonnées.<br>Production d'env. 200 t en 1963-64                                   |

## *SITES ARCHÉOLOGIQUES*

### **Saint-Laurent-sur-Gorre**

N° 1 - Dolmen de la Côte (x = 491,5 ; y = 2080). Site classé. Néolithique.

N° 2 - Menhir de Leycurias (x = 493,5 à 494 ; y = 2085,25 à 2086,25). Néolithique

N° 3 - Tumulus de Vignerie (x = 493,50; y = 2087,50). Musée de Rochechouart. Vases graphités. Premier âge du fer.

### **Videix**

N° 4 - Polissoir du moulin Paute (x = 474,90 ; y = 2090,50). Collection privée.

### **Vayres**

N° 6 - Enceinte de Chalât (x = 481,45 à 482,15 ; y = 2084 à 2084,50). Mobilier musée de Rochechouart. Habitat qui perdure du Néolithique à l'âge du bronze.

N° 7 - Station de Vayres (x = 484,50 à 485,15 ; y = 2081 à 2081,45). Mobilier musée de Rochechouart. Moustérien à Néolithique.

N° 8 - Station de Nouaillas (x = 482 à 483,3 ; y = 2089 à 2088,40). Mobilier musée de Rochechouart. Néolithique.

### **Saint-Auvent**

N° 9 - Dolmen et menhir de Chez-Moutaud (x = 493,4; y = 2092,9). Site classé. Mobilier musée de Rochechouart. Néolithique.

N° 10 - Menhir de la route de Cognac-Chez-Moutaud (x = 493,00 ; y = 2092,90). Néolithique.

### **Gorre**

N° 11 - Polissoir de la Villedieu (x = 495,300 à 496,300; y = 2082 à 2083). Musée de Rochechouart. Néolithique.

N° 12 - Menhir du Theil (x = 496,800 ; y = 2083,500). Néolithique.

### **Chéronnac**

N° 13 - Station de Moutoume (x = 478,30 à 478,80; y = 2087,20 à 2087,70). Collection privée. Paléolithique moyen à Néolithique.

### **Rochechouart**

N° 14 - Station de la forêt de Rochechouart (x = 488,06 ; y = 2090,925). Collection privée. Paléolithique supérieur.

N° 15 - Dolmen de Pierre-Blanche (détruit) (x = 480,925 à 481,225 ; y = 2090,925 à 2091,275). Piliers en quartz replacés près du jardin du château de Rochechouart.

N° 16 - Dolmen du Caillou-Blanc (x = 487,35 ; y = 2091). Néolithique.

N° 17 - Nécropole tumulaire la Motte (x = 487,700; y = 2091,750, rayon 60 m). Musée Rochechouart. Urnes graphitées, fibules en fer, poignée d'épée. Premier âge du fer.

N° 18 - Station de Closmart (prairie) (x = 482,500; y = 2091,540). Collections privées. Paléolithique supérieur.

### **Oradour-sur-Vayres**

N° 19 - Tumulus du Champ-des-Mottes (x = 486,2; y = 2082,15). Urne graphitée. Premier âge du fer.

### **Saint-Junien**

N° 20 - Deux fosses du Bronze finale à Fayolas (x = 489,9 ; y = 2099,9). Vestiges d'habitat.

### **Saint-Cyr**

N° 21 - Tumulus de Lascaus (x = 492,450; y = 2090,850). Urnes graphitées. Premier âge du fer.

ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS DES ROCHES CRISTALLINES

| La Rochefoucauld (686) | Rochechouart (687) | Limoges (688)             | Châlus (711)             |
|------------------------|--------------------|---------------------------|--------------------------|
| $\gamma^{1-2}$         | $\gamma^1$         | $\gamma^2$                | $\gamma^{2M}$            |
| $\sigma\gamma^{1-2}$   | $\sigma\gamma^1$   |                           |                          |
|                        | $\gamma^3$         | $\gamma^3$                | $\gamma_b^{2M}$          |
|                        | $\sigma\gamma^3$   |                           | $\sigma\gamma_b^{2M}$    |
| $\gamma^3$             | $\gamma^{3-4}$     |                           |                          |
| $\gamma^{3M}$          |                    |                           |                          |
| $\eta^{1-2}$           | $\eta$             |                           |                          |
| $\zeta^{1-2}$          | $\zeta^{1-2}$      | $\zeta_s^2$               | $\zeta^{1-2}$            |
|                        | $\zeta^{1-2}M$     | $M\zeta_s^2$              | $\zeta^{1-(2)} p.p.$     |
|                        | $\sigma\zeta^3$    |                           | $\zeta^{1-(2)} p.p.$     |
|                        | $\zeta^3$          | $\sigma\zeta^3 - \zeta^3$ | $\sigma\zeta\lambda_b^3$ |
| $\zeta\gamma^{2-3}$    | $f\zeta^3$         |                           | $\sigma\zeta\lambda^3$   |
|                        |                    |                           | $\sigma\zeta^3$          |
|                        | $\zeta^4$          | $\zeta^3 - f\zeta^5$      | $\sigma\zeta^3$          |
|                        |                    | $\lambda\zeta^3$          | $\lambda_{b,h}^{3-4}$    |
|                        |                    | $\lambda^{5-6}$           | $\lambda^{3-5}$          |
| $\zeta^5$              | $\zeta^{5-6}$      |                           | $\lambda_{b,h}^{5-6}$    |
| $\Lambda\pi^1$         | $\Lambda$          |                           | $\sigma$                 |
|                        | $S\Lambda$         |                           |                          |

COUPES SCHÉMATIQUES  
(Tracés sur le schéma structural de la carte)

