



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

**ORADOUR-  
SUR-GLANE**

par

P. CHÈVREMONT

**ORADOUR-SUR-GLANE**

La carte géologique à 1/50 000  
ORADOUR-SUR-GLANE est recouverte par la coupure  
CONFOLENS (N° 154)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

L'Isle- Jourdain	Bellac	Magnac- Laval
Confolens	ORADOUR- SUR-GLANE	Ambazac
La Rochefoucauld	Rochechouart	Limoges



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
ORADOUR-SUR-GLANE À 1/50 000**

**par**

**P. CHÈVREMONT**

**avec la collaboration de J. CONSTANS, P. LEDRU, F. MÉNILLET**

**1992**

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

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

– *pour la carte* : CHÈVREMONT P. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Oradour-sur-Glâne** (663) – Orléans : BRGM. Notice explicative par P. CHÈVREMONT, avec la collaboration de J. CONSTANS, P. LEDRU, F. MÉNILLET (1992), 99 p.

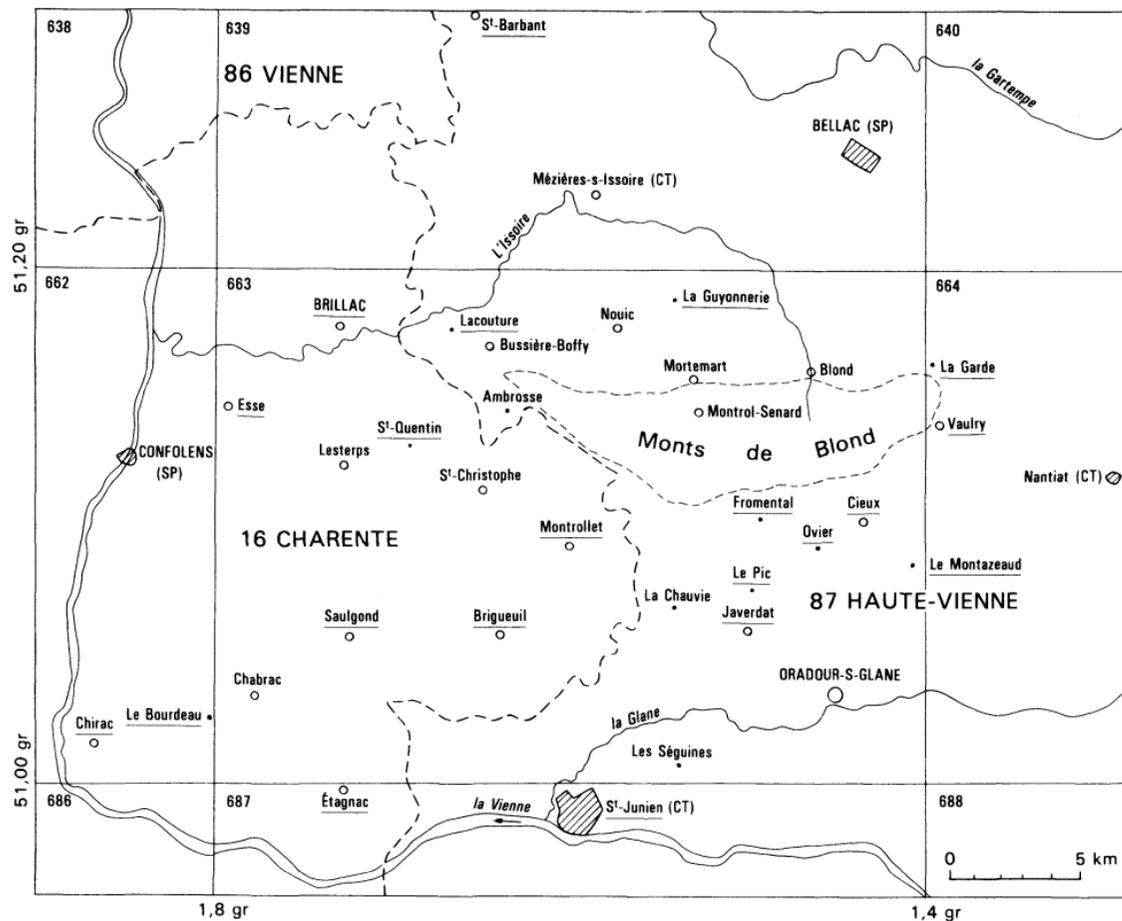
– *pour la notice* : CHÈVREMONT P., avec la collaboration de CONSTANS J., LEDRU P., MÉNILLET F. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Oradour-sur-Glâne** (663) – Orléans : BRGM, 99 p. Carte géologique par P. CHÈVREMONT (1992).

© BRGM, 1992. 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 : 2-7159-1663-9

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	5
<b>APERÇU GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</b>	6
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	7
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	7
<b>Conception générale de la cartographie</b>	7
<b>Roches métamorphiques non migmatitiques</b>	8
<b>Migmatites</b>	17
<i>ROCHES PLUTONIQUES EN MASSIFS</i>	22
<b>Conception générale de la cartographie</b>	22
<b>Association alumino-potassique leucocrate</b>	23
<b>Association alumino-potassique mésocrate à subleucocrate</b>	28
<b>Association hybride, calco-alkaline à alumino-potassique</b>	34
<b>Association subalkaline, magnésio-potassique</b>	36
<b>Association calco-alkaline <i>stricto sensu</i></b>	37
<i>ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS</i>	50
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES, CÉNOZOÏQUE</i>	59
<b>GÉOCHIMIE</b>	63
<i>CHIMISME DES SILICATES HYDROXYLÉS DANS LES         ROCHES ÉRUPTIVES</i>	63
<i>GÉOCHIMIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET DES         ROCHES ÉRUPTIVES</i>	67
<i>INTERPRÉTATION ACTUALISÉE DES DONNÉES DE         L'INVENTAIRE</i>	76
<b>ESQUISSE STRUCTURALE</b>	78
<i>LES TROIS UNITÉS LITHOSTRUCTURALES DE ROCHES         MÉTAMORPHIQUES</i>	78
<i>MISE EN PLACE DES ROCHES ÉRUPTIVES</i>	79
<i>FRACTURATION</i>	83
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	84
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	84
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	85
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	92
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	92
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	93
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	97
<i>GLOSSAIRE</i>	98
<b>AUTEURS</b>	99
<b>ANNEXES</b>	
<i>LÉGENDE DU SCHÉMA STRUCTURAL</i>	
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	
<i>TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES</i>	
<i>CARTES DE RÉPARTITION GÉOCHIMIQUE</i>	



**Fig. 1**  
**Cadre géographique**

--- Limite départementale

▨ BELLAC (SP)  
Chef-lieu d'arrondissement

⊙ Nantiat (CT)  
Chef-lieu de canton

○ Blond  
Chef-lieu de commune

• Le Pic  
Hameau

Les noms soulignés sont ceux des massifs  
(au sens géologique)

FEUILLES À 1/50000 VOISINES

638 - L'Isle-Jourdain\* (1989)

639-Bellac

640-Magnac-Laval

662-Confolens\* (1983)

664-Ambazac\* (1974)

686-La Rochefoucauld\* (1982)

687-Rochechouart

688-Limoges\* (1977)

\* Cartes géologiques éditées avant 1991

## INTRODUCTION

Le territoire de la feuille Oradour-sur-Glane est coupé en deux parties à peu près égales par la limite entre les départements de la Charente, à l'Ouest, et de la Haute-Vienne, à l'Est. Le paysage est dominé par le bastion granitique des monts de Blond qui culminent à 514 m d'altitude. En dehors de cet îlot montagneux, le relief est assez monotone avec une altitude descendant jusqu'à 150 m du côté occidental. La région est drainée par l'Issoire au Nord et la Glane au Sud, rivières qui ont de nombreux affluents et qui se jettent dans la Vienne juste en dehors des limites de la carte (fig. 1). Les étangs sont également abondants. La principale ressource est l'élevage de moutons et/ou, localement, de bovins, de sorte que les pâturages dominent largement sur les champs consacrés aux céréales ou à une polyculture familiale qui inclut la vigne du côté charentais. Les espaces boisés sont nombreux et de taille très variable, les plus grands étant les forêts des monts de Blond, de Brigueuil et d'Étagnac. Le châtaignier et le chêne sont encore les essences dominantes mais sont remplacés progressivement par les conifères dans les plantations modernes comme celle de la forêt de Brigueuil. Tout ce couvert végétal ne facilite évidemment pas la tâche du géologue.

L'habitat est très dispersé, l'agglomération la plus importante ne comptant que 1 600 habitants environ : il s'agit de celle d'Oradour-sur-Glane, tristement célèbre par le massacre du 10 juin 1944, dont la mémoire est sans cesse ravivée par les ruines de l'ancien bourg au milieu desquelles se détachent les restes d'une église dont le chœur roman date du 12<sup>e</sup> siècle. Oradour est d'ailleurs une déformation du mot « ouradou », désignant en dialecte limousin le lieu où l'on prie et dérivant lui-même du mot latin « oratorium ».

À l'époque gallo-romaine, la région était réputée pour ses exploitations d'étain et d'or dont il subsiste quelques vestiges : des stannières et des aurières plus ou moins envahies par la végétation, et des ruines considérées comme étant celles du village minier gaulois de Luppé, dans le bois de la Tourette au Nord de Blond.

Le biotope était favorable à des ancêtres encore plus lointains comme en témoignent :

- la présence de quelques dolmens, de plusieurs menhirs dont celui de Cinturat qui est le plus grand du Limousin avec une hauteur totale de 7,1 m dont 5,1 m dépassant du sol, et de l'abri sous roche du chaos granitique des Rochers-aux-Fées qui a été occupé du Magdalénien à l'âge de bronze (soit de 15 000 à 800 ans avant notre ère) ;
- la découverte de nombreuses haches en bronze ou, plus fréquemment, en pierres polies : silex, granites, amphibolites..., qui nous conduisent à des temps encore bien plus reculés que seule la géologie permet de remonter.

## APERÇU GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Abstraction faite des formations superficielles colluviales et alluviales qui incluent des lambeaux d'alluvions anciennes, la feuille Oradour-sur-Glane est couverte entièrement par des roches cristallines faisant partie du socle antépermien du Massif central. Ce stade est constitué, pour l'essentiel, de terrains métamorphiques recoupés par des corps intrusifs de roches plutoniques, granitiques en majeure partie, d'abondance et d'extension très variables suivant les régions. Sur le territoire de la feuille, les roches éruptives intrusives sont dominantes sur les roches métamorphiques, les granites étant particulièrement abondants dans la moitié orientale de la carte tandis que les roches plutoniques intermédiaires à basiques se trouvent presque exclusivement dans la moitié occidentale.

Les *formations métamorphiques*, non à peu migmatitiques, sont localisées pour l'essentiel dans cette même moitié occidentale, entre les massifs plutoniques, et pour le reste dans la partie la plus septentrionale de la moitié orientale. Elles sont constituées principalement de paragneiss plagioclasi-ques grisâtres : les « gneiss gris » du Limousin, à débit plus ou moins schisteux et à chimisme de grauwackes, qui dérivent d'anciens dépôts détritiques à volcano-détritiques. Dans ces gneiss gris sont intercalés — en petits corps d'extension variable, difficile à préciser en raison des conditions d'affleurement — d'autres roches métamorphiques qui sont soit nettement plus claires (des orthogneiss leptynitiques dérivant de roches éruptives acides, et de rares quartzites), soit au contraire nettement plus sombres (des amphibolites dérivant de roches basiques, volcaniques à subvolcaniques). L'âge de dépôt des formations sédimentaires originelles n'est pas connu avec certitude actuellement : Précambrien supérieur ou Paléozoïque inférieur ?

Au cours du Dévonien, ces dépôts ont subi une évolution tectono-métamorphique dans un climat « barrovien » (température moyenne à forte, pression moyenne). En fin d'évolution, une anatexie s'est développée localement au détriment de gneiss, donnant naissance, suivant son intensité, soit à des métatexites, soit à des faciès migmatitiques plus remobilisés : diatexites et granites.

Les *roches éruptives intrusives*, postérieures au métamorphisme, sont non seulement abondantes mais également variées. Les filons de roches plutoniques à subvolcaniques sont nombreux mais représentent un volume faible par rapport aux massifs plutoniques dont les âges de mise en place, les faciès pétrographiques et les types d'association magmatique sont remarquablement variés. Globalement, le caractère acide augmente en même temps que l'âge décroît :

- roches basiques à intermédiaires (360 Ma environ), plus ou moins orientées, à teneur modale en hornblende décroissant avec la basicité ;
- granitoïdes mésocrates à leucocrates (350 à 305 Ma), à biotite + hornblende ou muscovite ;
- leucogranites à deux micas fluorés (300 Ma), constituant le relief le plus important de la carte : les monts de Blond.

Les roches éruptives filoniennes ou en petits corps sont les suivantes : microleucogranites albitiques à cassitérite, microleucogranites porphyriques à deux micas ou à biotite seule, leucogranites divers, rares syénites à mispickel, lamprophyres.

De nombreux filons de quartz jalonnent la plupart des failles et notamment le grand accident N 140 d'Oradour-sur-Glane (qui traverse toute la carte presque suivant une diagonale) et les principales branches de la « mégaqueue de cheval » qui lui est associée du côté sud-ouest. Du côté nord-est se trouvent des mylonites correspondant à un cisaillement ductile avec un jeu dextre précoce.

Le quartz est localement minéralisé en or à la périphérie du massif leucogranitique des monts de Blond. À ce massif et à la coupole leucogranitique cachée sous le massif granitique de Brillac sont associés des gîtes et indices de tungstène et/ou d'étain, et des indices de fluorine.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

La description des terrains comprend celle des caractères méga-, macro-, et microscopiques et, le cas échéant, celle des caractères géochimiques spécifiques des roches et/ou des minéraux. Les autres données géochimiques sont examinées plus loin dans une étude comparative (chapitre « Géochimie »).

## ROCHES MÉTAMORPHIQUES

### Conception générale de la cartographie

Les distinctions dans les roches métamorphiques non à très peu migmatiques ont été faites sur deux critères : la composition modale et la nature de la roche avant le métamorphisme.

Pour les gneiss, le symbole  $\zeta$  est flanqué à droite d'un exposant numérique variant en fonction de la lithologie :

2 - paragneiss plagioclasiques à un ou deux mica(s), dérivant de sédiments immatures du type grauwacke ;

3 - orthogneiss leptynitiques à biotite et parfois grenat, dérivant de roches éruptives acides subleucocrates à leucocrates ;

4-5 - orthogneiss leucocrates à mésocrates, à biotite et amphibole, dérivant de roches granitiques à gabbroïques.

Les formations métamorphiques sont fréquemment masquées par un manteau d'altérites, remaniées ou non, d'épaisseur variable suivant les endroits, de sorte que les affleurements sont généralement peu abondants et/ou de qualité médiocre. Les meilleurs affleurements se trouvent aux endroits où la foliation est indiquée sur la carte. Ailleurs, la nature du substrat a été soit identifiée à travers les pierres volantes et/ou par les altérites, soit interpolée ou extrapolée à partir des affleurements les plus proches.

## Roches métamorphiques non migmatitiques

Elles se trouvent essentiellement dans la moitié occidentale de la carte et dans la partie la plus septentrionale de la moitié orientale, entre les massifs plutoniques intrusifs. On y distingue des roches paradérivées et des roches orthodérivées acides à basiques.

### Roches paradérivées

ζ<sup>2</sup>. **Gneiss plagioclasiques à deux micas ou à biotite seule**, localement à sillimanite, grenat ou même amphibole. Parmi les roches métamorphiques, les gneiss plagioclasiques sont à la fois les plus abondantes et celles qui affleurent le moins. Des affleurements rocheux ne sont visibles que sporadiquement dans le lit ou sur les rives des principaux cours d'eau et dans quelques rares petites carrières abandonnées. Sur les plateaux, les gneiss sont arénisés, mais quelques talus et/ou fossés de routes ou de chemins permettent en général d'observer une arène en place ayant conservé les caractères texturaux et minéralogiques du substratum rocheux. Dans quatre régions, les altérites sont si épaisses et si argileuses qu'aucune information structurale n'a pu être recueillie, et qu'il est difficile de tracer les limites des formations métamorphiques :

- dans la partie nord-ouest de la carte, où un sondage à la mototarière a traversé 32 m de gneiss complètement « pourris », avant d'atteindre le substrat rocheux ;
- au Sud du massif granitique d'Esse ;
- en bordure sud de la carte à l'Est du petit bassin de roches sédimentaires détritiques des Séguines ;
- au Nord de la partie centrale du massif granitique de La Garde, sur les communes de Nouic et de Blond.

Les gneiss plagioclasiques ont une teinte grise à brune et sont rarement homogènes. À toutes les échelles, on observe des variations de la taille du grain (moyen à fin) et/ou des variations de la teneur modale, donnant toute une gamme de faciès entre un pôle très clair, quartzo-plagioclasique, et un pôle sombre, très riche en biotite, à tendance micaschisteuse. Le rubanement est localement souligné par des leucosomes de puissance millimétrique à centimétrique, fréquemment microplissés. La foliation porte souvent sur une forte linéation minérale.

Parmi les minéraux visibles macroscopiquement, le quartz, le plagioclase et la biotite sont toujours présents, la muscovite est fréquente, le grenat est sporadique et la sillimanite (fibrolite) est rare. Les hydroxydes de fer sont abondants localement, sous forme disséminée ou en remplissage de microfissures.

Microscopiquement, les gneiss plagioclasiques montrent une texture granoblastique planaire à granolépido-blastique. La foliation S1 correspondante est fréquemment microplissée et/ou crénelée par une schistosité S2. Le quartz se présente en plages polycristallines à extinction fortement onduleuse, pouvant former des rubans lenticulaires. Le plagioclase acide (oligoclase) est plus ou moins pseudomorphosé par du mica blanc (illite et/ou phengite ?) et parfois par du feldspath potassique en taches. La biotite a une

teinte brun-rouge lorsqu'elle est fraîche, mais 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 est moins fréquent que la muscovite et généralement accessoire, sous forme de cristaux craquelés, montrant localement une pseudomorphose partielle à totale en biotite et/ou chlorite. La sillimanite n'a été observée que dans quelques passages très micacés, en agrégats de fines aiguilles au sein de cristaux de biotite, de muscovite ou même de plagioclase. Le feldspath potassique a été observé dans des leucosomes, des fissures et sporadiquement dans des échantillons renfermant de la sillimanite. La hornblende est très rare. Les minéraux accessoires sont principalement le zircon et des minéraux opaques (oxydes et/ou sulfures) plus ou moins hydroxydés.

*Intensité du métamorphisme.* Les gneiss plagioclasiques se trouvent en général dans la zone à biotite + sillimanite correspondant à un métamorphisme mésozonal intense. La présence sporadique de l'association sillimanite + orthose et, corrélativement, un début de fusion anatectique, prouvent que l'entrée de la catazone est atteinte localement. Les faciès franchement catazonaux sont des métatexites, individualisées sur la carte et décrites plus loin dans les roches migmatitiques.

ζ<sup>2</sup>S. **Gneiss plagioclasiques hydrothermalisés à sulfures de fer.** Ces gneiss, interstratifiés dans les précédents, n'ont été observés que sur le territoire de la commune de Nouic : d'une part dans une tranchée réalisée dans cette localité en 1988 pour la pose de canalisations, et d'autre part en un endroit situé à la limite nord de la carte, sur la rive droite du ruisseau de Fraisse où ils ont fait l'objet de petits grattages (x = 491,5 ; y = 220,8) et se retrouvent en abondantes pierres volantes dans les champs au Nord-Ouest de ces grattages. Vers le Nord, ils se poursuivent sur la feuille Bellac à 1/50 000 où un bon affleurement rocheux se trouve dans le lit du ruisseau de Fraisse au niveau du pont de la route qui mène à la ferme de Chantegrèle.

En dehors de leur minéralisation en sulfures disséminés, ces gneiss montrent macroscopiquement un grain fin à très fin, un rubanement dû à une alternance de lits millimétriques blanchâtres à grisâtres, des plans de foliation ayant une patine rouille par suite de l'oxydation des sulfures ou présentant un feutrage de fines paillettes de mica blanc. Le mica blanc est également présent en lamelles millimétriques présentant parfois un cœur vert émeraude. En pierres volantes, les gneiss ont un aspect « lessivé » et sont sillonnés de nombreuses microfissures tapissées d'hydroxydes de fer. Il est d'ailleurs probable que les abondants hydroxydes de fer qui ont été observés en d'autres endroits proviennent en partie de l'altération supergène de sulfures, et que les gneiss minéralisés en sulfures ne soient pas aussi rares que ne l'indique la carte.

L'observation microscopique montre que le rubanement est dû à une alternance de lits plus ou moins lenticulaires, les uns composés exclusivement ou presque de quartz en cristaux engrenés, les autres de gneiss plagioclasiques hydrothermalisés, le plagioclase étant fortement chargé de produits cryptocristallins micacés, et la biotite partiellement à totalement

pseudomorphosée en mica blanc, plus minéraux de fer et/ou titane, plus parfois chlorite incolore à vert très pâle. Les sulfures sont rares dans les rubans de quartz, abondants (10 à 15 % en volume) dans les lits gneissiques, sous forme de cristaux dispersés. Des oxydes métalliques et des produits cryptocristallins opaques sont en outre présents.

Une étude en sections polies (Marcoux, 1987, inédit) a permis de préciser la nature des minéraux opaques. Les sulfures sont les suivants :

- pyrite ;
- pyrrhotite soit en inclusions dans la pyrite, soit en plages pseudomorphosées en pyrite (« bird eyes »), soit en baguettes automorphes dans du quartz ;
- marcassite en inclusions dans la pyrite ou en plages polycristallines indépendantes.

Le dépôt de ces sulfures est postérieur aux autres minéraux opaques : graphitoïdes en fibres très abondantes et rutile.

**S. Schistes plagioclasiques à deux micas, riches en quartz et plus ou moins graphiteux.** Ces schistes ont été mis en évidence dans deux régions de la carte essentiellement :

- dans la partie sud-ouest, au sein de la formation paragneissique à intercalations d'amphibolites « coincée » entre le massif dioritique de Saulgond et divers massifs de granitoïdes ;
- dans la partie nord-ouest, au sein de la formation métamorphique limitée par les massifs granitiques d'Esse et de Brillac et par la faille d'Oradour-sur-Glane.

Dans la partie sud-ouest, un affleurement se trouve ( $x = 481,68$  ;  $y = 101,30$ ) dans le talus sud de la petite route reliant les hameaux de La Borderie et des Brosses, juste à l'Est de l'intersection de la cote 241, près de la limite sud de la carte. Ailleurs, les schistes se suivent sous forme de bandes de pierres volantes et/ou d'altérites grises à noires.

Seules ces altérites ont été observées dans la partie nord-ouest, soit dans quelques taupinières des prés situés au lieu-dit Les Terres-Noires au Nord de la ferme de la Grange-Trichard (commune de Brillac), soit dans les cuttings de trois sondages à la mototarière dont deux étaient implantés dans ces prés et le troisième, un peu plus au Nord, près du garage du hameau de La Folie ( $x = 477,44$  ;  $y = 121,16$ ). En dehors de ces deux régions, des bancs de schistes quartziques de puissance métrique, interstratifiés dans des gneiss très altérés, ont été vus dans les fossés de la route de Saint-Christophe à Brigueuil (D 330) juste au Sud de l'intersection de Châtenet ( $x = 485,06$  ;  $y = 110,00$  ;  $z = 305$ ).

Tous ces schistes sont caractérisés macroscopiquement par un grain fin à très fin et par un rubanement très fin dû à une alternance de lits d'épaisseur inframillimétrique à centimétrique, dont la teinte varie dans toute la palette de tons des gris, les lits les plus clairs étant du quartz ou parfois des leucosomes. Sur les plans de foliation apparaît une forte linéation minérale soulignée par des traînées de mica blanc ou d'oxydes métalliques lamellaires. Ces deux minéraux sont par ailleurs particulièrement abondants dans les altérites recoupées par le sondage implanté près du garage de La Folie.

En lame mince, ils se distinguent des gneiss plagioclasiques non seulement par leur texture mais également par leurs caractères minéralogiques : ils sont nettement plus riches en quartz, en mica blanc et en oxydes métalliques, leur plagioclase est albitique et fortement chargé en produits cryptocristallins argileux (illite) ou opaques (graphitoïdes), et leur biotite est très fortement à complètement pseudomorphosée en mica blanc, plus minéraux de fer et/ou titane.

Les oxydes métalliques sont toujours lamellaires et le M.E.B. (microscope électronique à balayage) a permis de vérifier qu'il s'agit de rutile, en grande partie du moins. Ces schistes présentent donc de nombreuses analogies avec les gneiss minéralisés en sulfures, mais aucune trace de ces minéraux métalliques n'y a été observée, et seuls les hydroxydes de fer présents localement pourraient éventuellement provenir, en partie du moins, de l'altération de sulfures.

L'analyse chimique d'un échantillon montre une forte teneur en silice (74 %) se traduisant par 43 % de quartz normatif. Aucune anomalie n'existe parmi les 25 éléments en traces dosés par la méthode ICP (« Géochimie », tabl. 3b, en annexe).

**X; X<sub>1</sub>. Quartzites micacés ; quartzites micacés à tourmaline.** Des quartzites ont été découverts dans la partie nord-ouest de la carte au sein de la formation métamorphique qui renferme des schistes plus ou moins graphiteux. Ils n'ont été vus en place qu'en un seul endroit : au Nord-Ouest de la localité de Brillac dans les talus de la route menant à la ferme de la Grange-Trichard, près du point coté 229 (x = 479,22 ; y = 119,40). Il s'agit de quartzites gris clair, dont le litage très fin et les microplis sont soulignés par des rubans sombres de puissance inframillimétrique, riches en minéraux métalliques gris et tourmaline et/ou en hydroxydes de fer. Un feutrage de mica blanc à vert émeraude apparaît dans les plans de foliation tandis que de nombreux petits boxworks, tapissés d'hydroxydes de fer ou non, sont visibles sur des cassures suborthogonales à cette foliation. Ce faciès se retrouve en abondantes pierres volantes dans les champs de part et d'autre de la route ainsi que dans un pré situé à 400 m à l'ENE. Juste au Sud de la ferme de la Grange-Trichard, un sondage à la mototarière a recoupé des quartzites « pourris » apparemment dépourvus de tourmaline (X). Il est fort probable que d'autres lentilles de quartzites existent dans le secteur, mais l'épais manteau d'altérites et la pénéplanation ne permettent pas de les mettre en évidence sans moyen d'investigation en profondeur.

L'observation microscopique des quartzites à tourmaline confirme et complète les caractères visibles macroscopiquement. La composition modale comprend de 80 à 90 % de quartz sous forme de petites plages engrenées. Le reste est constitué de minéraux opaques (oxydes et probablement mispickel), de tourmaline vert pâle à brune, de mica blanc quelquefois piqueté de taches verdâtres correspondant à une pseudomorphose en tourmaline, et de rare plagioclase. La tourmaline se présente en petits cristaux blastiques postérieurs à la phase plicative postfoliale. Cette tourmalinisation est liée spatialement et sans doute génétiquement à celle qui affecte, un peu plus au Sud, le massif granitique de Brillac.

Géochimiquement, les quartzites à tourmaline se singularisent par des anomalies positives non seulement en B (837 ppm) mais également en As (754 ppm), Cu (79 ppm), Mo (61 ppm) et W (26 ppm). Les anomalies en Mo et W sont à relier à la présence de minéralisations en ces métaux dans les tourmalinites et greisen qui recourent le massif granitique de Brillac.

### **Roches orthodérivées en majeure partie**

ζ<sup>3</sup>. **Gneiss leptynitiques à grain moyen, à deux feldspaths et biotite.** Sur le terrain, ils se distinguent des gneiss plagioclasiques par une teinte plus claire et par une taille de grains et une composition minéralogique remarquablement homogènes, se traduisant entre autres par l'absence de rubanement. Ils affleurent beaucoup mieux dans l'ensemble et ont fait l'objet de nombreuses petites exploitations, en particulier dans la région de Saint-Christophe où se trouve un massif d'environ 5 km<sup>2</sup> de superficie, caractérisé par des foliations subhorizontales et une très forte fabrique linéaire localement supérieure à la fabrique planaire ( $L > S$ ), comme par exemple dans une petite carrière épisodiquement en activité, située ( $x = 485,30$ ;  $y = 110,12$ ) juste à l'Est du hameau de La Cigogne (commune de Saint-Christophe). À l'extrémité nord de ce massif, une petite carrière abandonnée située ( $x = 484,86$ ;  $y = 113,65$ ) sur la rive gauche de la Marchadaine juste au Sud du hameau du Marousse, montre des indentations de gneiss leptynitiques dans les paragneiss sus-jacents, la foliation tectono-métamorphique commune recoupant ce contact. En dehors du massif de Saint-Christophe, les gneiss leptynitiques à grain moyen constituent des bandes d'extension variable, sur les deux flancs de la structure synforme qui se trouve au Nord des monts de Blond. Sur le flanc sud, l'étroite bande de Rochelidou, sous-jacente à des métatexites, renferme quelques bouffées granitiques diffuses. Sur le flanc nord, les affleurements sont rares et les gneiss leptynitiques se trouvent essentiellement en pierres volantes dans les champs, de sorte que la bande orientée N 150 et large d'environ 1 km, qui passe par les hameaux de Lavergne et du Breuil au Nord-Ouest de Blond et qui se poursuit sur la feuille Bel-lac, n'est peut-être pas aussi continue que ne l'indique la carte.

Au microscope apparaît une texture granoblastique planaire, parfois à tendance granolépido-blastique. La composition modale est celle d'un granite riche en quartz, à biotite seule ou nettement dominante sur la muscovite. Le quartz se présente essentiellement en plages polycristallines étirées et accessoirement en gouttelettes au sein de cristaux feldspathiques. Deux feldspaths coexistent en proportions à peu près identiques : le plagioclase (oligoclase-albite) n'est pas ou peu séricitisé et montre quelques bourgeons myrmékinitiques au contact du feldspath potassique ; ce dernier est un microcline moiré pouvant englober de petites lattes de plagioclase. La biotite a une teinte brun orangé à brun-rouge et forme des lamelles parfois kinkées et fréquemment ségréguées en minces lentilles concordantes avec la foliation. La muscovite primaire n'est que rarement présente. Les minéraux accessoires sont le zircon et de rares oxydes et hydroxydes métalliques.

Géochimiquement, les gneiss leptynitiques sont également très homogènes et se distinguent des granites non métamorphisés de la carte par une teneur nettement plus forte en silice. Leur homogénéité sur tous les plans et

les indentations dans les gneiss plagioclasiques tendent à prouver qu'ils dérivent plus probablement de granites riches en quartz ou silicifiés, que d'arkoses.

$f\zeta^3$ . **Gneiss leptynitiques à grain fin, à deux feldspaths, biotite et grenat.**

Ce faciès ne se distingue du précédent que par un grain nettement plus fin et l'omniprésence de grenat en cristaux arrondis de diamètre millimétrique, bien visibles macroscopiquement. Il a été observé, en pierres volantes presque exclusivement, au sein de tous les massifs paragneissiques de la carte à l'exception de celui du coin nord-ouest. De rares affleurements, situés au fond de fossés de routes fraîchement refaits, ont montré des corps de puissance métrique concordants avec la foliation des paragneiss environnants.

Géochimiquement, le faciès à grain fin est très proche du faciès à grain moyen. Il est cependant un peu plus potassique et nettement plus riche en Ba, Ce, Zr (« Géochimie », tabl. 3a et 3b).

Les corps de gneiss leptynitiques à grain fin correspondent donc probablement à d'anciens sills de microgranites et/ou à d'anciennes coulées de rhyolites, ces roches hypovolcaniques à volcaniques étant liées génétiquement aux granites dont dérivent les gneiss leptynitiques à grain moyen.

$\zeta^{4-5}$ ;  $\delta\eta$ . **Gneiss leuco- à mésocrates, à biotite et fréquente amphibole, et amphibolites à grain moyen associées (massif orthogneissique de Saint-Bonnet-de-Bellac).** Ce massif est bien développé sur le territoire de la feuille Bellac (cf. schéma structural) où il comprend :

- des gneiss leptynitiques à biotite seule ou à biotite et rare amphibole ;
- des gneiss mésocrates à biotite et amphibole ;
- des amphibolites à grain moyen en corps lenticulaires intercalés dans ces deux catégories de gneiss.

Cet ensemble dérive d'une association calco-alkaline de roches éruptives, essentiellement plutoniques, acides à basiques :

- les orthogneiss dérivent de granites, granodiorites et tonalites ;
- les amphibolites dérivent de diorites quartzifères, diorites, gabbros, dolérites.

Dans la partie la plus méridionale du massif granitique d'Esse se trouve un septum d'amphibolites analogues, à l'exception de leur association avec des gneiss plagioclasiques ( $\zeta^2$ ).

Dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Blanc, les traces du massif de Saint-Bonnet-de-Bellac peuvent être suivies en surface, dans le coin nord-est, grâce aux caractères spécifiques d'un élément du puzzle : les amphibolites à grain moyen, qui sont les seules roches à avoir résisté, en partie du moins, à l'anatexie et/ou à l'arénisation. En effet, au Nord des monts de Blond, l'anatexie a pris en écharpe toutes les formations métamorphiques : les gneiss sont trop fondus pour être identifiables et seuls les nombreux corps d'amphibolites qui ont résisté à l'anatexie permettent de faire la part, au sein des migmatites, entre les formations métamorphiques antérieures : paragneiss plagioclasiques à intercalations d'amphibolites à grain fin ( $\delta$ ) ou

orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac à intercalations d'amphibolites à grain moyen ( $\delta\eta$ ). Ces dernières affleurent en de nombreux points isolés dans la région de Belleix où elles ont été représentées cartographiquement sous forme de petits corps lenticulaires (par extrapolation de leur mode de gisement au sein des orthogneiss non migmatitiques), bien qu'il ne soit pas exclu qu'elles constituent des corps plus importants, voire un corps unique, compte tenu de l'absence totale d'affleurements de migmatites entre les pointements d'amphibolites de cette région.

Au Nord du domaine anatectique, l'arénisation est intense, et la continuation du massif orthogneissique n'est attestée que par un seul affleurement, constitué d'amphibolites à grain moyen, situé ( $x = 499,97$  ;  $y = 120,22$ ) juste au Nord de l'étang de Richemont (commune de Blond). Un faciès analogue mais complètement arénisé a été recoupé par un sondage à la mototarière ( $x = 499,28$  ;  $y = 120,47$ ) à 400 m à l'Est du château de Chohut.

En dehors de leur grain moyen, les amphibolites montrent fréquemment une linéation bien soulignée par les prismes d'amphibole, et/ou un rubanement plus ou moins net dû à des variations de la teneur modale en amphibole et/ou à des variations de la taille de grain, les lits à grain fin ayant une puissance millimétrique à pluricentimétrique et étant en général plus sombres que le reste de la roche. Un autre type de faciès à grain fin, plus rare, est celui qui constitue des filons antémétamorphiques, de puissance pluricentimétrique à pluridécimétrique, que la foliation traverse en se réfractant légèrement.

Au microscope, les amphibolites montrent une texture granoblastique planaire à granonématoblastique, rubanée le cas échéant. Les minéraux cardinaux sont les suivants : plagioclase et amphibole toujours présents, quartz et/ou biotite fréquents mais nettement moins abondants. Le plagioclase, dont les macles polysynthétiques sont fréquemment tordues, a une composition plus ou moins calcique (oligoclase à labrador suivant les échantillons) et est localement séricitisé. L'amphibole est une hornblende verte en cristaux de taille variable, les plus grands englobant parfois des grains de quartz. Le quartz se présente en outre en petites plages mono- à polycristallines à extinction onduleuse. La biotite forme de petites paillettes fortement pléochroïques (subincolores à brun verdâtre). Les minéraux accessoires sont, globalement, les suivants : sphène, oxydes de fer et/ou titane, sulfures, apatite, zircon, allanite.

Les caractères pétrographiques suggèrent que les amphibolites à grain moyen dérivent des roches plutoniques suivantes : diorites quartzifères, diorites, gabbros. Trois échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques : le chimisme est andésitique à basaltique, d'affinité calco-alcaline (cf. « Géochimie ») La composition moyenne est vraisemblablement celle d'une diorite, d'où l'attribution du symbole  $\delta\eta$  aux amphibolites à grain moyen.

## **Amphibolites intercalées dans les gneiss plagioclasiques $\zeta^2$ pour l'essentiel**

**δ. Amphibolites à grain fin.** Deux types de gisement ont été mis en évidence :

- des corps concordants avec les paragneiss ou plus ou moins concordants avec les migmatites développées aux dépens de ces paragneiss, corps d'extension variable généralement difficile à préciser à cause de la faible taille et de la discontinuité des affleurements, la plus forte densité d'affleurements se trouvant juste au Sud de la limite septentrionale de la carte au Nord de la ferme du Breuil (commune de Nouic) ;
- des enclaves de taille très variable (centimétrique à décamétrique), dans les massifs de granitoïdes calco-alcalins du coin sud-ouest de la carte, et surtout dans les massifs de roches basiques à intermédiaires, les gabbros et diorites étant localement riches en enclaves d'amphibolites.

Sur le terrain, il est possible de distinguer deux faciès : un faciès homogène à grain fin, prédominant, et un faciès rubané à grain plus hétérogène et globalement moins fin. Compte tenu de l'intrication fréquente de ces deux faciès et des médiocres conditions d'affleurement, il serait aléatoire de faire une distinction cartographique. Les fines aiguilles d'amphibole ont une orientation linéaire généralement nette, très forte dans le cas des amphibolites du Breuil.

En lame mince apparaît une texture granoblastique planaire à granomatoblastique, rubanée le cas échéant. L'amphibole et le plagioclase sont toujours présents et nettement plus abondants que les autres minéraux. L'amphibole est une hornblende généralement verte, rarement brune, se présentant soit en fines aiguilles, soit en plages de taille variable, les plus grandes pouvant englober poëcilitiquement de petits cristaux d'un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz, plagioclase, oxydes métalliques, sphène. Le plagioclase est caractérisé par une torsion locale des macles polysynthétiques, par une composition variant dans la fourchette oligoclase-andésine et par une séricitisation locale. Le quartz est fréquemment présent mais n'est relativement abondant qu'en de rares endroits. La biotite est également fréquente et est fortement pléochroïque (subincolore à marron plus ou moins verdâtre) ; suivant les échantillons et/ou les lits (dans les faciès rubanés), elle est soit fraîche, soit partiellement à totalement pseudomorphosée en chlorite verte + minéraux de fer et/ou titane + parfois épidote ou prehnite. Les minéraux accessoires sont les suivants : sphène, oxydes de fer et/ou titane, sulfures, apatite en inclusions dans les silicates ferromagnésiens hydroxylés et/ou dans le plagioclase.

On considère généralement que les amphibolites homogènes dérivent de roches basiques subvolcaniques à volcaniques (en sills, filons ou coulées) et que les amphibolites rubanées dérivent de tufs basiques. Dans les deux cas, le chimisme est basique sauf dans les amphibolites les plus riches en quartz où il est andésitique. Cependant, il n'est pas impossible que certaines amphibolites rubanées soient paradérivées, notamment dans le coin nord-ouest de la carte (*cf.* « Géochimie »).

$\delta\rho$ . **Amphibolites rubanées à clinopyroxène et sulfures.** Des amphibolites rubanées minéralisées en sulfures ont été observées et cartographiées dans deux régions de la carte essentiellement :

– dans la partie sud-ouest où elles sont interstratifiées dans la formation paragneissique « coïncée » entre le massif dioritique de Saulgond et divers massifs de granitoïdes. À la limite sud de la carte, des corps de puissance métrique ont pu être observés en place ( $x = 482,66$  ;  $y = 101,10$ ) dans les fossés fraîchement refaits d'une petite route, à 750 m à l'Est du hameau des Brosses. Ailleurs, les amphibolites à sulfures se suivent en pierres volantes dans les champs ;

– au Nord du massif leucogranitique des monts de Blond, où elles sont interstratifiées dans les paragneiss migmatitiques ou non. Un affleurement isolé situé ( $x = 491,35$  ;  $y = 120,62$ ) à 200 m à l'ENE de la ferme du Breuil (commune de Nouic) se trouve en bordure sud du plus important massif d'amphibolites « banales » figurant sur la carte.

En dehors de ces deux régions, un tas de gros blocs d'amphibolites rubanées à sulfures est visible en bas d'un pré, au lieu-dit La Pierre-Brune ( $x = 501,55$  ;  $y = 114,00$ ) dont l'appellation ne peut venir que de la patine brune qu'ont les blocs d'amphibolites par suite de l'oxydation des sulfures et des silicates ferromagnésiens, car ce lieu se trouve au sein du granite de Vaulry juste au Sud du massif leucogranitique des monts de Blond, à 300 m au Nord-Est du hameau de Rousset.

Le rubanement des amphibolites à sulfures est dû à une succession de lits d'épaisseur millimétrique à centimétrique, alternativement soit très sombres à cause de leur richesse en amphibole, soit gris verdâtre et minéralisés en sulfures disséminés. Dans la partie sud-ouest de la carte, ces lits sont très lenticulaires, ce qui confère aux roches un aspect de la peau de zèbre. Dans les charnières de plis, ce rubanement est fortement perturbé.

Au microscope, il apparaît que les lits sombres ont une texture nématoblastique et sont constitués presque exclusivement de hornblende brune se déstabilisant en hornblende verte sur les bords ou parfois en totalité. Les lits gris verdâtre ont une texture granoblastique planaire et sont constitués essentiellement de plagioclase et de clinopyroxène. Le plagioclase, également présent en très faible quantité dans les lits de hornblendite, est de l'andésine ; suivant les échantillons et/ou les lits, il est plus ou moins séricitisé voire saussuritisé. Le clinopyroxène se présente soit en petits cristaux plus ou moins arrondis, craquelés et parfois chargés de produits cryptocristallins, soit en plages polygonisées, soit – dans le cas de l'affleurement situé à 200 m à l'ENE du Breuil – en plages porphyroblastiques syn- à postfoliales à inclusions, parfois hélicitiques, de plagioclase et de hornblende. Les minéraux accessoires les plus abondants sont le sphène et les sulfures (5 à 7% de la composition modale des lits gris verdâtre). L'apatite est présente en faible quantité. Le quartz est rare.

Une étude en sections polies (Marcoux, 1987, inédit) a permis de préciser la paragenèse sulfurée : pyrrhotite dominante, associée à de la chalcopyrite, parfois en voie de transformation en pyrite et/ou marcassite, et renfermant

des flammèches de pentlandite et des petits cristaux de mispickel ou de glaucodot.

### Migmatites

Deux catégories de migmatites ont été distinguées sur la carte suivant l'intensité de l'anatexie et leurs relations spatiales et génétiques avec les autres roches métamorphiques :

- des métatexites correspondant à une anatexie partielle des gneiss plagioclasiques dont elles ont conservé en grande partie la foliation ;
- des migmatites résultant d'une anatexie intense de matériaux ortho- et/ou paradérivés.

#### Migmatites résultant d'une anatexie partielle

ζ<sup>2</sup>M. **Métatexites développées aux dépens des paragneiss plagioclasiques.** Elles constituent des massifs de taille très variable au sein de toutes les entités géographiques de gneiss plagioclasiques de la carte. Les deux massifs les plus étendus se trouvent au Nord de la partie occidentale du massif leucogranitique des monts de Blond et renferment de petits corps d'amphibolites (indiqués sur la carte). L'un de ces massifs moule l'extrémité nord-ouest du massif leucogranitique. L'autre est plus septentrional et se poursuit sur la feuille Bellac ; les affleurements y sont particulièrement abondants, non seulement le long des vallées de la Gaienne et du ruisseau de Châteaubrun, son affluent, mais encore sur le plateau entre ces deux vallées. Deux faits conjugués peuvent expliquer ces bonnes conditions d'affleurement : d'une part, ces métatexites septentrionales sont armées par des leucosomes granitiques qui les rendent plus résistantes à l'érosion, et d'autre part elles se trouvent au cœur d'une structure synforme. Les foliations sont verticales le long de l'axe de cette structure et très redressées de part et d'autre. Sur le flanc sud-ouest, des affleurements facilement accessibles se trouvent juste au Nord de la ferme-château de Rochelidou (commune de Nouic) sur la rive droite du ruisseau de Châteaubrun. On y observe des paléosomes de gneiss plagioclasiques et des leucosomes granitiques à grain moyen à grossier, frangés de mélanosomes constitués de rubans gneissiques particulièrement riches en biotite. Les leuco- et mélanosomes renferment quelques cristaux de grenat et sont affectés par des plis postfoliaux et recoupés par de rares filons de leucotonalite à muscovite. À cet endroit on peut voir en outre une lentille d'amphibolites concordante avec les métatexites. Plus au Sud, la butte de Rochelidou est constituée d'orthogneiss leptynitiques ne contenant que de rares bouffées granitiques. Dans les autres massifs de métatexites, la densité d'affleurements est moins forte mais toujours nettement supérieure à celle des gneiss environnants. L'un de ces massifs se trouve en bordure orientale du granite de Chirac—Étagnac, dans l'angle sud-ouest de la carte.

Au microscope, les mélanosomes montrent une texture granolépido-blastique et une composition de gneiss plagioclasiques à biotite abondante, muscovite et sillimanite fréquentes, et grenat sporadique. La biotite a une teinte brun-rouge et est plus ou moins riche en inclusions de zircon. La silli-

manite se présente en paquets fibreux associés à la biotite, et le grenat en petits cristaux plus ou moins arrondis et craquelés. Les minéraux accessoires sont les suivants : sphène, minéraux opaques, apatite, zircon.

Aux épontes des filons de leucotonalite de Rochelidou on observe un développement de mica blanc sur le plagioclase et une chloritisation complète de la biotite.

Les paléosomes des métatexites situées juste au Nord du massif granitique intrusif de Brillac montrent également une forte altération hydrothermale se traduisant : par une pseudomorphose partielle du plagioclase en mica blanc (illite et phengite), plus feldspath potassique ; par une transformation complète de la biotite en chlorite verte plus minéraux de fer et/ou titane, plus feldspath potassique ; et par la présence de tourmaline brun orangé en grandes plages xénomorphes, de feldspath potassique (adulaire) en colmatage de microfissures, et de muscovite en lamelles englobant poëcilitiquement de petits cristaux de chlorite et/ou de minéraux opaques. Ces transformations minéralogiques sont probablement dues à l'intrusion du granite porphyroïde à biotite de Brillac et/ou à la coupole leucogranitique sous-jacente.

Aux épontes des leucosomes, les paléo- et mélanosomes des métatexites se chargent en feldspath potassique et en bourgeons myrmékites. Les leucosomes sont constitués soit de granites mésocrates à leucocrates à grain moyen, à biotite plus ou moins chloritisée et parfois à muscovite et/ou grenat, soit, beaucoup plus rarement, de leucotonalites à deux micas.

En bordure orientale du granite d'Esse, le petit massif de métatexites de Longeville montre un faciès de transition avec les migmatites plus anatectiques.

### **Migmatites résultant d'une anatexie intense**

Elles sont cantonnées dans la partie la plus orientale de la carte où elles sont associées, spatialement en tout cas, aux massifs granitiques situés de part et d'autre des monts de Blond. Suivant le(s) massif(s) granitique(s) associé(s) et la situation géographique corrélative, on distingue, du Nord au Sud, trois types de gisement :

- un ensemble composite intimement associé au granite de La Garde ;
- de petits corps au sein du granite de Vaulry ;
- une entité plus importante, séparée par la faille d'Oradour-sur-Glane en deux parties : au Nord-Ouest, le petit massif du Pic (Javerdat), adjacent aux granites d'Oradour-sur-Glane et de Javerdat ; au Sud-Est, le grand massif d'Oradour-sur-Glane qui est adjacent aux granites de Cieux—Vaulry et du Montazeaud et se prolonge vers l'Est sur le territoire de la feuille Ambazac.

L'intensité de l'anatexie se traduit par une prédominance des faciès de type diatexites, ce qui rend aléatoire l'identification des gneiss originaux. En revanche, la nature des éléments ayant résisté à la fusion crustale et la situation dans le contexte métamorphique régional, permettent une identification fiable du protolite :

– l'ensemble composite septentrional, qui renferme de nombreux corps d'amphibolites, peut être divisé en deux sous-ensembles séparés par une faille de direction N 135 environ, et développés aux dépens de deux formations gneissiques différentes :

- paragneiss plagioclasiques à intercalations d'amphibolites à grain fin et de chimisme tholéiitique, à l'Ouest (région de Blond),
  - orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac à intercalations d'amphibolites à grain moyen et d'affinité calco-alcaline, à l'Est (région de Belleix) ;
- les migmatites associées, spatialement du moins, au granite de Vaulry se sont probablement développées aux dépens de l'unité des paragneiss plagioclasiques ;
- les migmatites d'Oradour-sur-Glane renferment quelques restites de micaschistes et de gneiss riches en quartz, et se sont probablement développées aux dépens de gneiss en majeure partie orthodérivés, analogues à ceux de l'arc du Thaurion (unité inférieure des gneiss), comme cela a été montré pour la partie du massif situé dans le cadre de la feuille Ambazac (cf. notice explicative de cette feuille).

Dans les migmatites d'Oradour-sur-Glane et du Pic (Javerdat) a été mise en évidence toute une gamme de faciès : métatexites, diatexites amygdalorubanées, diatexites nébulitiques, granites équants, correspondant à un taux de fusion croissant et corrélativement à un gradient de disparition de la foliation métamorphique. Ces faciès, indissociables cartographiquement, ont servi de références pour les migmatites des autres entités de la carte.

**M<sub>2</sub><sup>2</sup>. Migmatites résultant d'une anatexie intense des paragneiss plagioclasiques.** Celles de la région de Blond n'affleurent que sporadiquement au milieu d'un glacis couvert de prés humides et de forêts. Cependant, en juillet 1987, les fossés fraîchement refaits de la route de Blond à Belleix ont permis d'observer des lentilles d'amphibolites à grain fin, de puissance métrique, intercalées dans des migmatites fortement arénisées renfermant quelques reliques rocheuses constituées soit de métatexites, soit, plus fréquemment, de diatexites. Des amphibolites à grain fin sont toujours visibles dans une petite carrière abandonnée située (x = 500,70 ; y = 118,02) en bordure nord de cette route, 300 m à l'WSW du Puy-de-Méry. Toutes ces amphibolites à grain fin sont analogues à celles qui sont intercalées dans les gneiss plagioclasiques.

Au Sud des monts de Blond, les migmatites des panneaux situés au sein du granite de Vaulry n'affleurent également que très peu. Le talus situé en bordure ouest du stade de Cieux montre des diatexites partiellement rubéfiées au toit du granite à biotite. 500 m plus à l'Est, un fossé de drainage a permis d'observer des diatexites rubanées, riches en biotite et microplissées.

Autour du hameau d'Ovier se trouvent plusieurs affleurements de diatexites, et à l'Ouest de ce hameau ont été observées, en pierres et blocs épars, deux types de roches intéressants pour déterminer la formation métamorphique qui a subi l'anatexie :

- des amphibolites à grain fin ;
- des hornblendites à gros grain analogues à celles des massifs de la ligne

dite « tonalitique » du Limousin, massifs qui sont intrusifs dans l'unité supérieure des gneiss exclusivement.

Les migmatites de la région de Blond et celles des panneaux situés au sein du granite de Vaulry se sont donc probablement développées aux dépens de l'unité supérieure des gneiss, constituée en majeure partie de paragneiss plagioclasiques.

**M<sub>3</sub><sup>4-5</sup>. Migmatites résultant d'une anatexie intense des orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac.** Situées dans le coin nord-est de la carte, elles constituent, au sein du granite de La Garde, un petit corps et un massif relativement étendu qui se prolongent sur les territoires des feuilles Bellac et Ambazac respectivement. Elles renferment d'abondantes restites d'amphibolites à grain moyen, analogues pétrographiquement et géochimiquement aux amphibolites associées aux orthogneiss du massif de Saint-Bonnet-de-Bellac. Comme elles se trouvent en outre dans une bande d'environ 3 km de large située dans le prolongement de ce massif orthogneissique (*cf.* schéma structural), il est fort probable qu'elles se sont développées aux dépens de ces orthogneiss.

De bons affleurements de diatexites se trouvent le long de la voie ferrée qui suit la vallée de la Glayeule dans le coin nord-est de la carte. Ailleurs, les migmatites n'affleurent que très sporadiquement.

Le granite de La Garde a des relations quelque peu complexes avec les migmatites :

- il montre des passages progressifs aux diatexites et représente donc le stade ultime de l'anatexie ;
- il recoupe les migmatites moins remobilisées et les amphibolites, ce qui n'est pas contradictoire avec la conclusion précédente : lors de la mise en place, le granite était moins dense et plus mobile que les termes moins fondus et *a fortiori* que les amphibolites.

**M<sub>3</sub><sup>3</sup>. Migmatites résultant d'une anatexie intense des gneiss de l'arc du Thaurion (unité inférieure des gneiss).** Sur le territoire de la commune d'Oradour-sur-Glane, deux grandes carrières sont des lieux privilégiés d'observation :

- l'une est exploitée épisodiquement et située ( $x = 501$  à  $501,5$  ;  $y = 106,7$  à  $106,8$ ) au lieu-dit La Lande-de-Catissou à 3,6 km au Nord-Est du centre d'Oradour-sur-Glane, et montre des diatexites amygdalo-rubanées ;
- l'autre est abandonnée et se trouve ( $x = 498,8$  à  $499$  ;  $y = 103,9$  à  $104$ ) juste au Sud de l'agglomération d'Oradour-sur-Glane sur la rive droite de la Glane, et donne une coupe du gradient de déformation lié au grand accident qui la traverse dans sa partie occidentale. La description de cette coupe suit celle des migmatites non mylonitiques.

Globalement, les faciès observés sont les suivants par ordre d'abondance décroissante : diatexites amygdalo-rubanées, diatexites nébulitiques, granites équants, métatexites, restites. Ces faciès sont décrits dans l'ordre d'une anatexie croissante.

● **Restites de micaschistes** ( $\xi$ ). Les panneaux qui sont indiqués sur la carte se trouvent à l'Est de la localité d'Oradour-sur-Glane, de part et d'autre de la vallée de la Glane. Le seul affleurement qui ait été vu se situe ( $x = 500,60$  ;  $y = 104,56$ ) à l'intersection de deux chemins forestiers, à 400 m au Sud-Ouest du hameau des Bordes. Ailleurs, les panneaux se suivent sous forme d'abondantes pierres volantes.

Les micaschistes de ces panneaux ont une patine brune sur les plans de foliation et une teinte verdâtre sur des cassures fraîches suborthogonales à cette foliation. Ils renferment quelques leucosomes d'épaisseur infracentimétrique qui sont microplissés.

Au microscope apparaît une texture lépidoblastique. La foliation tectono-métamorphique est microplissée et reprise par une schistosité de crénulation. Les micas sont très abondants et de deux types : muscovite et biotite décolorée. Le quartz se présente d'une part en rubans à texture engrenée, et d'autre part en petits cristaux dispersés au milieu des micas. Un peu de plagioclase, de grenat et de tourmaline complètent la paragenèse.

● **Métatexites**. Elles n'ont été que rarement observées et uniquement sous forme de pierres volantes. Elles diffèrent des métatexites résultant de l'anatexie partielle de gneiss plagioclasiques, par la nature de leur paléosome qui est constitué soit de micaschistes analogues à ceux des panneaux figurant sur la carte, soit de gneiss à biotite très riches en quartz et pauvres en plagioclases. Ces paléosomes dérivent donc probablement de sédiments pélitiques à gréseux.

● **Diatexites amygdalo-rubanées**. Elles constituent le faciès dominant, sur les affleurements du massif d'Oradour-sur-Glane du moins. Leur structure est bien visible dans la carrière de La Lande-de-Catissou : des amygdales et des rubans leucocrates à texture moyennement grenue sont séparés par des lits sombres très riches en biotite, à texture lépidoblastique. La foliation correspondante est plissée et/ou transposée par des cisaillements plats à vergence SE.

En lame mince, il apparaît que les leucosomes sont constitués de granites très proches, par leur texture et leur composition minéralogique, des granites du massif de La Garde, alors que les mélanosomes sont constitués de biotite à inclusions d'apatite et de zircon, fortement à complément chloritisée avec exsudation de minéraux de fer et/ou titane et rare développement de fluorine violette en petites amandes écartant les feuilletts.

● **Diatexites nébulitiques**. Le faciès-type est visible dans l'ancienne carrière du Pic ( $x = 495,26$  ;  $y = 107,95$ ) en bordure ouest de la route de Javerdat, à 1,1 km au Nord de l'église de cette localité. Cette carrière montre des migmatites fortement anatectiques dans lesquelles la foliation ne subsiste que sous forme de schlieren biotitiques microplissés et discontinus. Ces fantômes de foliation permettent de distinguer les diatexites nébulitiques des granites équants.

● **Granites équants**. Il s'agit de granites à grain moyen à fin, à biotite seule ou dominante sur la muscovite, que l'on trouve soit en place sous forme de filons ou de petits stocks recoupant les diatexites, soit en pierres volantes

localement abondantes. Ils sont très proches macro- et microscopiquement des granites du massif de La Garde.

● **Mylonitisation liée à la faille d'Oradour-sur-Glane.** La grande carrière abandonnée d'Oradour-sur-Glane montre la coupe suivante d'Ouest en Est :

- une zone argileuse de plusieurs décamètres de puissance correspondant au passage de la faille ;
- environ 100 m de diatexites blastomylonitiques à grain fin ( $\leq 1$  mm), de teinte gris verdâtre par suite de l'abondance des rubans de biotite chloritisée, hydrothermalisées et localement minéralisées en pyrite disséminée, dans lesquelles on observe successivement (d'Ouest en Est) un stockwork de filons de quartz, des injections de pegmatites roses à grandes lamelles de chlorite ou non, des miroirs de faille avec placages de pyrite ou de limonite, des fentes de tension à remplissage de barytine et des diaclases tapissées de quartz et/ou de fluorine violette ;
- à l'extrémité orientale, des diatexites mylonitiques à grain moyen avec des passages à grain fin.

Encore plus à l'Est, à environ 400 m de distance de la faille, les talus de la route D3 montrent, sur la rive droite de la Glane, des diatexites amygdalorubanées mylonitiques, avec des plans C et S bien visibles indiquant un cisaillement dextre.

Toutes ces diatexites mylonitiques sont à deux feldspaths et à biotite. Dans les faciès hydrothermalisés on observe une chloritisation intense à complète de la biotite, une pseudomorphose plus ou moins importante du plagioclase en mica blanc (illite, phengite), et parfois la présence de calcite en remplissage de microfissures et d'interstices et en taches sur le plagioclase.

## ROCHES PLUTONIQUES EN MASSIFS

### Conception générale de la cartographie

Les massifs granitiques et/ou granodioritiques occupent globalement un peu plus de 50% de la surface de la feuille Oradour-sur-Glane, les granites étant particulièrement abondants dans la moitié orientale de la feuille, du côté Haute-Vienne. Les massifs dioritiques à tonalitiques occupent environ 15% de la superficie de la carte et se trouvent pour l'essentiel dans la partie occidentale, du côté Charente.

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 quelque peu aléatoire en raison du couvert végétal et aurait nécessité un balayage intégral des massifs cartographiés avant 1984 par des géologues qui avaient fait abstraction du manteau d'altérites. Les endroits où se trouvent les meilleurs affleurements se situent au voisinage des points où des fluidalités magmatiques sont indiquées sur la carte et/ou sont signalés ci-dessous pour chacun des massifs.

Conformément aux nouvelles recommandations (Chèvremont *et al.*, 1988), la cartographie des roches plutoniques acides a été réalisée en tenant compte à la fois des distinctions traditionnelles (concernant la composition modale, l'indice de coloration, la texture et la taille de grain), et de la typologie des associations magmatiques. Des critères minéralogiques et cristallographiques (chimisme des biotites\*) ont permis de mettre en évidence 3 principaux types d'associations magmatiques de granitoïdes, qui sont distingués par deux lettres dans l'exposant du symbole  $\gamma^3$  dans le cas des granites *s.s.* :

Al - association alumineuse ;

sm - association subalcaline à caractère magnésio-potassique ;

Ca - association calco-alcaline *s.s.* à laquelle se rattachent également les entités granitiques à granodioritiques ( $\gamma^{3-4}$ ) ou granodioritiques à tonalitiques ( $\gamma^{4-5}$ ), et les massifs de roches intermédiaires à basiques.

Au sein de l'association alumineuse, le massif leucogranitique des monts de Blond se singularise par la nature albitique du plagioclase. Pour marquer ce caractère sodique du plagioclase et par souci d'homogénéité avec la feuille Ambazac (sur laquelle se trouve son extrémité orientale), ce massif a été distingué en remplaçant Al par Na dans l'exposant du symbole  $\gamma$ , l'exposant 1 étant spécifique des leucogranites.

Aucune lettre ne figure dans l'exposant du symbole attribué au granite à biotite de Brillac, qui a un caractère hybride calco-alcalin à alumino-potassique.

### **Association alumino-potassique leucocrate : leucogranites albitiques (massif des monts de Blond)**

Le massif leucogranitique des monts de Blond est allongé W-E, a une superficie d'environ 60 km<sup>2</sup> et entre en majeure partie dans le cadre de la carte, seule son extrémité orientale se situant sur la feuille voisine Ambazac. Il est limité à l'Ouest par le grand accident quartzeux d'Oradour-sur-Glane. Au Sud, il est intrusif dans les granites mésocrates de Fromental et de Cieux-Vaulry, tandis qu'au Nord il est en contact intrusif et localement faillé avec des roches migmatitiques à granitiques.

À l'intérieur du massif, six faciès ont été distingués et délimités à partir de la « carte géologique des monts de Blond » à 1/50 000, document inédit établi par C. Marquaire (1970) et intégrant les données précédentes de J. Barbier (1968a). Cinq de ces faciès sont à deux micas et ne se distinguent entre eux que par des différences texturales. Trois d'entre eux s'ordonnent suivant une structure annulaire tronquée au Nord. Ce sont de façon centrifuge :

- un faciès à grain moyen relativement riche en mica noir ;
- un faciès à grain fin ;
- un faciès à gros grain, porphyroïde.

\* Une étude comparative des micas et des éventuelles amphiboles est donnée dans le chapitre « Géochimie ».

Le passage du faciès fin à chacun des deux autres est rapide mais progressif. Dans la partie orientale de la structure annulaire ont été mises en évidence et cartographiées : une bande de faciès fin située au Sud du faciès porphyroïde, et une zone de mélange plastique entre les faciès fin et moyen.

L'extrémité nord-ouest du massif des monts de Blond est occupée par un faciès grossier et très porphyroïde, bordé au Sud par un faciès fin légèrement porphyrique. À l'extérieur de la structure annulaire se trouve un faciès à grain moyen et texture équante à deux micas qui, dans la moitié occidentale du massif, passe progressivement à un faciès porphyroïde vers le Sud et à un faciès laminé, protomylonitique, vers le Nord.

Tous les faciès sont recoupés localement par des filons de leucogranites aplitiques à pegmatitiques, de puissance généralement faible (centimétrique à décimétrique).

Les minéraux cardinaux sont les suivants : quartz, plagioclase très acide (albite et rare oligoclase acide), feldspath potassique perthitique, mica blanc et généralement mica noir. Les compositions modales déterminées par J. Barbier (1968a) sont les suivantes :

Faciès		A	B	C	D	E
Nombre de lames comptées		5	5	6	3	3
Surface balayée (en mm <sup>2</sup> )		1 600	1 600	1 900	960	960
Quartz	%	27,5	34,3	31,1	36,0	38,6
Feldspath potassique	%	16,5	23,0	22,8	20,6	23,7
Albite	%	42,3	29,1	33,6	31,3	22,8
Mica blanc	%	13,6	12,0	12,2	11,2	11,6
Mica noir	%	0	1,6	0,2	0,8	3,4

*Faciès externes*

- A: Faciès laminé à muscovite seule
- B: Faciès à grain moyen et texture équante à 2 micas

*Faciès à 2 micas de la structure annulaire*

- C: Faciès à gros grain
- D: Faciès à grain fin
- E: Faciès à grain moyen, relativement riche en mica noir

Les micas de tous les faciès se singularisent par leurs teneurs élevées en aluminium et surtout en fluor : jusqu'à 6,5 % dans le mica noir et 3,9 % dans le mica blanc d'après les analyses effectuées à la microsonde électronique. Corrélativement, les micas ont vraisemblablement de fortes teneurs en lithium (qui ne peut pas être dosé à la microsonde) : les micas noirs sont des protolithionites et les micas blancs des muscovites lithinifères. Le caractère très fluoré des leucogranites des monts de Blond se traduit également par la présence locale de topaze et/ou de fluorine et, en géochimie de l'Inventaire, par une anomalie positive en fluor qui dépasse fréquemment 2 000 ppm, déborde dans les massifs granitiques et métamorphiques environnants et est accompagnée localement d'une anomalie positive en béryllium.

Ces anomalies en F et Be traduisent l'intérêt métallogénique du massif leucogranitique des monts de Blond, auquel sont d'ailleurs liés spatialement et génétiquement des gisements et indices de tungstène et/ou d'étain et des indices d'uranium, et à la périphérie duquel se trouvent des filons de quartz aurifère. Ces minéralisations sont décrites plus loin dans le chapitre consacré aux ressources du sous-sol.

### **Faciès de la structure annulaire**

$m\gamma^{1Na}$ . **Leucogranite à grain moyen, à deux micas**, relativement riche en mica noir. Ce faciès occupe le cœur de la structure annulaire. Il affleure au Sud d'une ligne W-E passant par Mortemart, en particulier dans le hameau de La Lande et le long de la D 204. Deux petites carrières abondonnées se trouvent en bordure orientale de cette route, au Sud de Montrol-Sénard.

Macroscopiquement, il se distingue plus ou moins facilement du faciès moyen banal par une plus grande abondance de mica noir et le caractère plus fréquemment automorphe (forme hexagonale ou losangique) de ce minéral, et, localement, par une orientation planaire fruste. Le mica noir devient verdâtre dans les faciès altérés. La transition avec le faciès fin, qui le borde au Sud, n'a pas été observée en place, mais à l'ENE de la ferme de Savary, dans une zone d'environ 0,4 km<sup>2</sup> de superficie (délimitée sur la carte), les deux faciès sont intimement mêlés dans les murets en pierres sèches. Quelques-unes de ces pierres sont constituées par un mélange des deux faciès : certaines suggèrent que le faciès fin se trouve en enclaves dans le faciès moyen riche en mica noir, d'autres l'inverse. Ces observations plaident en faveur d'un mélange à un stade plastique tardi-magmatique, lors de la mise en place diapirique.

Microscopiquement, il n'apparaît pas d'autres différences avec le faciès banal que celles qui sont visibles à l'œil nu.

$\gamma^{1Na}$ . **Leucogranite à grain fin, plus ou moins porphyrique, à deux micas**. Ce faciès constitue une bande quasi continue de 200 à 300 m de large située au Nord du faciès grossier, et également de petits corps plus étroits localisés au Sud de ce faciès grossier. À environ 250 m au NNW du hameau de Montmézerie, le talus ouest de la route D 204 (x = 494,30 ; y = 114,17) permet de voir une transition continue et rapide entre les faciès fin et grossier par augmentation progressive de la taille des cristaux de quartz et de feldspaths.

Dans le faciès fin, le grain a une taille ne dépassant généralement pas 1 mm en moyenne, mais présente fréquemment une grande hétérogénéité se traduisant par la présence, sur un fond finement grenu, de globules de quartz de diamètre plurimillimétrique et de cristaux automorphes de feldspath potassique pouvant atteindre et même dépasser 1 cm de longueur.

Au microscope apparaît une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique, porphyrique ou non suivant les échantillons. Le quartz forme des plages mono- à polycristallines à extinction faiblement ondulée et, accessoirement, des gouttelettes au sein de cristaux de feldspaths. Le feldspath potassique se présente sous deux habitus : d'une part en cristaux

subautomorphes à automorphes, englobant quelques petites lattes d'albite, et d'autre part en petites plages xénomorphes ; quelques associations micropegmatitiques entre quartz et feldspath potassique ont été vues par J. Barbier (1968a). Le plagioclase est subautomorphe à automorphe et à une composition d'albite. Le mica blanc est essentiellement primaire, en lamelles très xénomorphes qui englobent pœcilitiquement de petits cristaux de quartz et sont fréquemment disposées en petits amas ; du mica blanc secondaire (phengite probable) s'est développé localement sur des cristaux de feldspaths. Le mica « noir » a une teinte brun orangé en lame mince, est très peu abondant (1 % au plus) et est parfois criblé d'inclusions de zircon avec halo de radioactivité. L'apatite, parfois relativement abondante (1 %), et le zircon sont des minéraux accessoires. D'après M. Soufi (1988), la présence de topaze caractérise la petite bande de leucogranite fin située au Sud du leucogranite grossier de l'extrémité nord-ouest du massif des monts de Blond.

Les analyses à la microsonde électronique des micas d'un échantillon de faciès fin ont donné les teneurs en fluor suivantes : 2 à 3,3 % dans le mica noir ; 1,1 à 1,3 % dans le mica blanc.

$\sigma\gamma^{1}\text{Na}$ . **Leucogranite à gros grain, porphyroïde, à deux micas.** Ce faciès forme une bande discontinue de 0,5 à 1 km de large située au Nord du faciès externe à grain moyen. Il est particulièrement porphyroïde à l'extrémité nord-ouest du massif des monts de Blond où des affleurements spectaculaires se trouvent au Sud de la ferme de la Grande-Métairie, au Nord et au Nord-Ouest du château de la Richerie, et surtout à l'extrémité sud du hameau de Roche. À cet endroit, de grands rochers arrondis montrent un faciès grossier à très grossier avec des quartz globuleux atteignant 2 cm de diamètre, et des mégacristaux automorphes de feldspath potassique pouvant atteindre 7 cm de longueur et présentant une orientation planaire très nette et quelques phénomènes de tuilage. Les cristaux de micas sont plus ou moins automorphes mais ne dépassent pas 5 mm en longueur. En allant de ces rochers vers le Nord-Ouest on se rapproche du contact avec l'encaissant métamorphique, et l'on observe dans le leucogranite porphyroïde de minces filons de quartz de puissance inférieure ou égale à 2 cm et d'orientation N35. Le contact avec l'encaissant passe juste au Nord du poste de transformation électrique de Roche, mais est masqué par des éboulis dans lesquels se trouvent des blocs montrant un contact intrusif entre le leucogranite porphyroïde et des métatexites à biotite dont les diaclases sont tapissées de tourmalinites.

Les grands cristaux de feldspath potassique représentent fréquemment la macle de Carlsbad et sont plus ou moins riches en films et taches de perthite et en petites inclusions d'albite ; le feldspath potassique existe également en petites plages xénomorphes. Le plagioclase est de l'albite en lattes parfois tordues. Le mica blanc est nettement dominant sur le mica « noir » qui a une teinte brun orangé en lame mince. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et de rares minéraux opaques. De la topaze a été observée par J. Barbier (1968a) dans une passée aplitique noyant de gros cristaux globuleux de quartz. Un peu de mica blanc secondaire est visible localement au sein de cristaux de feldspaths.

## Faciès externes

$\gamma^{1Na}$ . **Leucogranite à grain moyen et texture équante, à deux micas.** Ce faciès dominant occupe, avec sa variante porphyroïde ( $\rho\gamma^{1Na}$ ), les parties méridionales et orientales du massif des monts de Blond. Les affleurements sont nombreux mais généralement de mauvaise qualité, la roche se désagrégeant facilement sous le choc du marteau à cause de l'altération supergène. La texture est équante et le grain homogène et moyen ( $\leq 1$  cm). Des faciès aplopegmatitiques à rare cordiérite jalonnent parfois les contacts avec les granites à biotite du Sud. Les lamelles de mica noir sont rarement automorphes et toujours moins abondantes que celles de mica blanc. Quelques rares enclaves ovoïdes, de longueur pluricentimétrique, se distinguant du leucogranite encaissant par un grain plus fin et une plus grande richesse en micas, ont été observées en plusieurs endroits et en particulier dans une carrière abandonnée située ( $x = 492,75$  ;  $y = 113,52$ ) à 750 m au Nord-Ouest de Montrocher, en bordure nord de la petite route qui mène à ce hameau.

Au microscope apparaît une texture monzonitique grenue : le feldspath potassique, très perthitique, se présente en cristaux xénomorphes à subautomorphes englobant pœcilitiquement de nombreuses petites lattes d'albite. Le quartz forme des plages globuleuses polycristallines avec quelques inclusions de mica noir, voire de plagioclase. Le plagioclase acide est subautomorphe à automorphe, fréquemment opacifié par des produits argileux (illite probable) et localement criblé de petites paillettes de mica blanc (phengite probable). Le mica blanc primaire constitue des lamelles xénomorphes, parfois kinkées, pouvant renfermer des reliques d'andalousite. Le mica « noir » a une teinte brun orangé en lame mince et se présente soit en feuillets interstratifiés dans les lamelles de muscovite, soit en cristaux indépendants plus ou moins riches en inclusions de zircon. Apatite et rares oxydes métalliques sont des minéraux accessoires.

Dans un échantillon provenant de la carrière de Montrocher, des analyses à la microsonde électronique ont montré un plagioclase excessivement sodique (Ab 99) et des micas particulièrement riches en fluor : 2,3 à 6,5 % dans le mica « noir » et 3,5 à 3,9 % dans le mica blanc.

$\rho\gamma^{1Na}$ . **Leucogranite à grain moyen, porphyroïde, à deux micas.** Il s'agit d'une variante du faciès précédent, caractérisée par la présence de cristaux automorphes et plus ou moins orientés de feldspath potassique dont la longueur est d'environ 1,5 cm en moyenne et de 3 cm au maximum. Ce faciès, localisé au Sud du hameau de Montrocher, constitue notamment les grands rochers de Peyrelade du haut desquels on domine le paysage. Sur les grands cristaux de feldspath potassique on peut observer macroscopiquement la macle de Carlsbad, le caractère perthitique, et des inclusions, fréquemment disposées en auréoles concentriques, de plagioclase et/ou de mica(s). Les autres caractères sont analogues à ceux du faciès « banal ».

$\gamma^{1Na}$ . **Leucogranite laminé à muscovite seule.** Le faciès laminé constitue une bande d'allongement N 70 limitée à l'Ouest par la faille d'Oradour-sur-Glâne, au Nord et à l'Est par le faciès fin, et au Sud par le faciès moyen dont il se distingue par une orientation planaire due à une protomylonitisation et par l'absence quasi-totale de mica noir.

Il a été exploité dans une grande carrière située ( $x = 489,0$ ;  $y = 115,6$  à  $115,7$ ) sur la commune de Nouic, à 500 m au NNE du hameau de La Puelle, juste à l'Est de la route D5a bis. Dans cette carrière, le leucogranite protomylonitique est recoupé localement soit par des filons lenticulaires de puissance décimétrique et d'orientation N 160, constitués d'un leucogranite aplitique non laminé, à topaze, apatite, fluorine, cassitérite et pyrite (Burnol *et al.*, 1974), soit par des veines d'apatite bleue de puissance centimétrique et d'orientation N 175 (Cuney et Rambault, 1991).

L'observation microscopique montre une protomylonitisation oblitérant une texture hypidiomorphe à grain moyen et se traduisant par une forte recrystallisation et un étirement du quartz, une torsion des macles polysynthétiques de l'albite, et le développement de kinks sur des lamelles de mica blanc. Des paillettes de mica blanc secondaire (phengite probable) sont visibles en proportions variables sur le plagioclase acide. Le mica noir ne subsiste que très localement sous forme de rares petits amas de paillettes blastiques et décolorées auxquels sont parfois associés de petites concentrations d'oxydes métalliques.

### **Association alumino-potassique mésocrate à subleucocrate : granites**

Les massifs granitiques appartenant à l'association alumino-potassique de type Guéret sont ceux de La Glâne et de Cieux—Vaulry, situés respectivement au Sud et au Nord de la faille d'Oradour-sur-Glâne, et celui de La Garde, situé au Nord des monts de Blond. Ces granites sont généralement mésocrates, porphyroïdes ou non, à biotite seule ou à deux micas.

$\gamma^{3Al}$ . **Granite à grain moyen et/ou fin, à deux micas, de La Garde.** La zone plus ou moins pénéplanée qui borde les monts de Blond vers le Nord correspond à un domaine anatectique comprenant, le long d'un axe Mortemart—Blond—château de Drouilles, un granite à grain moyen à fin à deux micas. Ce massif granitique se traduit par une anomalie de Bouguer nettement négative :  $-5$  à  $-2$  mgal/km contre  $-2$  à  $+6$  mgal/km dans l'encaissant métamorphique, d'après les données de P. Puvilland (1975).

Il est difficile de cerner avec précision les limites du granite à cause des conditions d'affleurement généralement mauvaises et de son association intime avec des diatexites par endroits. Les meilleurs affleurements se situent dans le coin nord-est de la carte, dans les talus de la voie de chemin de fer qui emprunte la vallée de la Glayeule. En allant vers l'WSW on trouve des affleurements sporadiques entre le château de Drouilles et La Paloterie, au Sud de Doumezy (où de petites carrières abandonnées se trouvent juste à

l'Est de la route D3 qui mène de Blond à Bellac), à l'Ouest de Blond, au Nord de Montlargo et de Mortemart, à la ferme de Mazerolles, au Nord-Ouest du Puy.

Le granite a un grain variant entre 0,5 et 4 mm et une orientation qui est généralement fruste mais peut être très nette localement. Le faciès dominant a une teneur modale en biotite de l'ordre de 5 à 7 %, ce qui le situe dans les granites subleucocrates, voire dans les leucogranites si l'on considère que la limite de 7 % est plus significative pour les granites hercyniens de France que celle de 5 % préconisée par l'UGS (1973). Les deux pôles extrêmes sont d'une part un granite mésocrate à environ 12 % de biotite et rare muscovite, et d'autre part un leucogranite à muscovite seule qui a été observé à l'Ouest de Mortemart : sous forme de pierres volantes au Nord de la route de Nouic, et de reliques rocheuses au sein d'une arène très claire et très riche en mica blanc, recoupée par un sondage à la mototarière et vue en place dans une tranchée, juste au Sud de la route. Un faciès clair très pauvre en biotite constitue, entre autres, deux petites collines, l'une à 500 m au Nord de Mortemart, l'autre au Nord de la ferme de Rulières sur la commune de Blond. Les zones où ont été observés ces faciès leucocrates à hololeucocrates sont figurées sur la carte à l'aide d'une surcharge et avec des limites volontairement floues en raison des mauvaises conditions d'affleurement.

Au microscope apparaît une texture hypidiomorphe grenue avec une fréquente tendance monzonitique caractérisée par des plages xénomorphes de feldspath potassique englobant de petites lattes de plagioclase et parfois des paillettes de biotite. Le quartz a une extinction onduleuse et se présente en plages généralement polycristallines. Le plagioclase acide forme des cristaux subautomorphes à automorphes qui ont un zonage de composition, oscillatoire ou non, auquel se superpose fréquemment un zonage d'altération, le cœur plus calcique (jusqu'à An 40) étant fortement chargé en très fines paillettes de mica blanc (illite probable). Le feldspath potassique est un microcline perthitique, légèrement altéré en mica blanc localement. Les lamelles de biotite ont une teinte généralement brun-rouge à brun orangé, sont isolées ou en petit amas et sont pour la plupart pauvres en inclusions de zircon ; cette biotite est localement décolorée et/ou chloritisée et peut avoir une teinte verdâtre dans des faciès leucocrates. La muscovite primaire est toujours présente, avec une teneur modale croissant avec le caractère leucocrate ; elle est parfois en association symplectique avec du quartz. Quelques rares reliques d'andalousite ou de sillimanite incluses dans la muscovite, et la présence sporadique de grenat ou même de cordiérite pinnitisée, témoignent d'un chimisme alumineux qui est confirmé par la teneur relativement élevée en aluminium de la biotite. En dehors du zircon, inclus dans la biotite, les minéraux accessoires sont l'apatite, peu fréquente, et de très rares minéraux opaques.

La plupart des échantillons montrent une altération se traduisant par un développement de mica blanc (illite et parfois phengite) sur le plagioclase et par une chloritisation de la biotite d'intensités variables. Des veinules de fluorine ont été observées dans un échantillon fortement hydrothermalisé provenant d'un affleurement situé en bordure est de la ferme de Mazerolles

( $x = 491,80$  ;  $y = 116,20$ ), à proximité immédiate de la limite nord du massif leucogranitique des monts de Blond.

### Massif de la Glane

Ce vaste massif de granites à deux micas est drainé en majeure partie par la Glane et ses affluents. Vers le Sud, il ne se poursuit que très légèrement sur la feuille Rochechouart, sa limite méridionale passant par la ville de Saint-Junien. La taille des cristaux de feldspath potassique permet de distinguer un faciès à grain moyen homogène et un faciès porphyroïde. Le faciès homogène – ou granite d’Oradour-sur-Glane – occupe environ les trois quarts de la surface du massif et passe progressivement au faciès porphyroïde vers l’Ouest et le Sud. Ce faciès porphyroïde comprend un pôle mésocrate (le granite de Montrollet–Saint-Junien) est un pôle leucocrate (le leucogranite de Brigueuil). Les mesures de fluidalité magmatique (orientation planaire plus ou moins nette des grands cristaux de feldspath potassique) effectuées dans le faciès porphyroïde montrent que le massif de la Glane a une structure synforme, le faciès porphyroïde se trouvant en position basale et étant redressé sur le flanc sud de la structure.

$\Upsilon_G^{3Al}$ . **Granite à grain moyen, à deux micas, d’Oradour-sur-Glane.** Ce faciès constitue la plus vaste entité granitique de la carte. Il affleure au Sud de la localité d’Oradour-sur-Glane (le long de la vallée de la Glane en aval de la grande faille) et en de nombreux autres endroits. L’affleurement le plus continu est constitué par les talus de la D675 (route de Saint-Junien) sur la rive gauche de la Glane, juste au Sud du hameau de Pont-à-la-Planche ( $x = 491,50$  ;  $y = 103,35$ ). De petites carrières abandonnées se trouvent le long de la vallée de la Glane, en particulier au Nord-Est du Repaire sur la rive gauche et au Sud du Breuil sur la rive droite. Ailleurs, les points d’observation sont constitués par des talus et/ou des fossés des routes, et par des boules localement abondantes dans les prés ou les bois. Dans la partie sud du massif, les affleurements sont rares sur les plateaux situés de part et d’autre de la vallée de la Glane, car le granite y est généralement profondément arénisé.

Les quelques mesures d’orientation planaire qui ont pu être effectuées montrent des pendages généralement faibles (16 à 20°) et corrélativement des directions assez désordonnées.

Le granite à grain moyen du massif de la Glane est équant à légèrement orienté. Il est cataclastique et parfois réorienté le long des nombreux accidents, jalonnés par des filons de quartz ou non, qui le recoupent. Il ne contient que de très rares enclaves sombres riches en biotite.

Au cœur du massif, à proximité de deux accidents passant à l’Est du hameau de La Clautre, il est transformé localement en des épisyénites qui sont décrites plus loin.

En lame mince, il montre une texture hypidiomorphe grenue, fréquemment monzonitique et parfois orientée, avec une légère déformation ductile se traduisant par une extinction onduleuse du quartz. Ce minéral se présente essentiellement en plages globuleuses en majorité polycristallines,

avec de rares inclusions de plagioclase et/ou de biotite, et accessoirement en gouttelettes au sein de cristaux de feldspaths. Le plagioclase est de l'oligoclase en cristaux subautomorphes à automorphes zonés avec un cœur calgique (jusqu'à An 25) plus ou moins séricitisé, et une bordure acide (An10) limpide avec quelques bourgeons myrmékittiques au contact de feldspath potassique. Ce dernier est un microcline perthitique en plages xénomorphes à subautomorphes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite ; dans la zone de transition avec le faciès porphyroïde et en quelques autres endroits, le feldspath potassique apparaît en outre en cristaux automorphes de taille inférieure ou égale à 1 cm. La biotite a une teinte brun-rouge ou brun orangé et montre des inclusions de zircon, souvent abondantes, et d'apatite, nettement plus rares ; elle constitue de 5 à 10 % de la composition modale. La muscovite primaire est toujours présente et généralement moins abondante que la biotite. De la cordiérite pinnitisée a été décelée dans un échantillon. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite (en inclusions dans la biotite pour l'essentiel) et de très rares oxydes métalliques (magnétite, ilménite).

L'altération hydrothermale est généralement discrète, se réduisant à une pseudomorphose deutérique partielle du plagioclase en mica blanc (illite et/ou phengite) et de la biotite en chlorite, parfois accompagnée de feldspath potassique en amandes écartant les feuilletts. Une altération plus intense a été mise en évidence d'une part dans les zones cataclastiques, et d'autre part dans un échantillon non cataclastique prélevé au Sud du hameau de Lascaux ( $x = 493,9$  ;  $y = 104,5$ ) au sein d'une anomalie positive en Be révélée par la géochimie de l'Inventaire. Dans cet échantillon, le plagioclase est moyennement à complètement altéré en micas blancs — en très fines paillettes (illite) ou en petites lamelles (phengite) — et en hydroxydes de fer, tandis que la biotite est entièrement pseudomorphosée en chlorite verte, plus mica blanc, plus minéraux de fer et/ou titane.

L'étude microscopique d'une enclave sombre a montré une texture granoblastique orientée à granolépidoïdique, et la composition minéralogique suivante : plagioclase acide zoné, quartz, biotite brun-rouge abondante (30 à 40 % en volume), apatite relativement abondante (1 à 2 %). La forte recristallisation rend difficile la reconnaissance de la nature exacte de cette roche gneissique riche en biotite : paragneiss plagioclasique ou orthogneiss tonalitique ?

Le caractère alumineux du granite à grain moyen de la Glane est mis en évidence sans équivoque par deux critères : la présence de muscovite primaire et de rare cordiérite, et la teneur relativement élevée en aluminium de la biotite.

$\rho\gamma_M^{3Al}$  . **Granite porphyroïde à deux micas, de Montrollet–Saint-Junien.**  
Le faciès porphyroïde mésocrate du massif granitique de la Glane affleure sous forme de boules de un à plusieurs dizaines de mètres cubes, abondantes dans la région de Montrollet et surtout dans la vallée de la Glane en aval du pont de la route D 320a ( $x = 489,76$  ;  $y = 102,42$ ), avec en particulier le spectaculaire chaos du moulin du Dérot ( $x = 489,5$  ;  $y = 102,3$ ). Un granite plus ou moins arénisé a été exploité dans de petites carrières, comme par

exemple à l'extrémité nord de Montrollet. À l'extrémité sud-ouest du hameau de La Bretagne ( $x = 491,85$  ;  $y = 102,30$ ), une superbe boule de plusieurs dizaines de mètres cubes montre un faciès particulièrement porphyroïde, riche en grands cristaux de feldspath potassique atteignant 9 cm de longueur, dispersés ou concentrés en bouffées aux contours diffus. On y remarque également une petite enclave ovoïde sombre à grain fin d'environ 10 cm de diamètre. Dans l'ensemble, les enclaves sont rares et ne dépassent pas 15 cm en diamètre, tandis que la longueur des grands cristaux de feldspath potassique est de 1,5 à 2 cm en moyenne. La muscovite est toujours présente mais très accessoire par rapport à la biotite.

Le granite porphyroïde est cataclaté le long de grands accidents d'orientation subméridienne prédominante. Un faciès cataclastique présentant une forte altération des feldspaths et de la biotite en petits micas blancs, et plus ou moins riche en hydroxydes de fer colmatant des fissures et/ou tapissant des boxworks, se trouve sous forme d'abondantes pierres volantes et de quelques gros blocs dans deux zones du granite de Montrollet–Saint-Junien : dans sa partie centrale, à l'Est du hameau d'Anglars, et dans sa partie méridionale (de part et d'autre de la limite entre les feuilles Oradour-sur-Glane et Rochechouart). Ces zones sont distinguées par une surcharge sur la carte.

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

$\mu\gamma_B^{3Al}$  . **Leucogranite porphyroïde à deux micas, de Brigueuil.** Le leucogranite de Brigueuil se distingue du granite de Montrollet–Saint-Junien par une teinte fréquemment rose des deux feldspaths, due à une plus forte altération, et surtout par un indice de coloration plus faible, lié à une composition modale plus riche en muscovite. Le mica blanc est généralement dominant sur le mica noir et fréquemment de taille centimétrique.

Le leucogranite se désagrège facilement et résiste mal au choc du marteau même sur des rochers apparemment sains. Il est recoupé localement par un réseau de fissures de direction N 160 prédominante, aux épontes desquelles il est cataclaté et hydrothermalisé sur quelques centimètres de puissance. De telles veines hydrothermalisées sont par exemple bien visibles sur la piste de moto-cross de Brigueuil ( $x = 468,1$  ;  $y = 107,7$ ) et ont des caractères pétrographiques analogues à ceux des faciès cataclastiques et riches en micas blancs secondaires observés dans le granite de Montrollet–Saint-Junien.

Au microscope, le leucogranite porphyroïde se distingue du granite porphyroïde mésocrate par une muscovite syn- à tardimagmatique plus

abondante (5 à 10 % en volume), en lamelles généralement disposées en petits amas, et par une biotite peu abondante (2 à 5 % en volume), décolorée ou pseudomorphosée en chlorite verte, plus minéraux de fer et/ou titane, plus feldspath potassique en amandes écartant les feuilletés.

Le chimisme de la biotite n'a pas pu être précisé à cause de l'absence de reliques suffisamment fraîches, mais la muscovite a une teneur en fluor très faible (0 à 0,1 %), ce qui la distingue nettement du mica blanc du massif leucogranitique des monts de Blond.

L'ensemble des données pétrologiques et pétrostructurales permet de conclure que le leucogranite porphyroïde de Brigueuil n'est qu'un faciès particulier du granite porphyroïde de Montrollet-Saint-Junien, ce faciès étant caractérisé par un enrichissement en muscovite au détriment de la biotite et par une altération supergène plus forte.

### **Massif de Cieux-Vaulry**

Le massif granitique de Cieux-Vaulry présente de nombreuses analogies et quelques différences avec celui de la Glane dont il est séparé par la grande faille d'Oradour-sur-Glane. Il est constitué d'un granite alumineux à biotite et rare muscovite primaire. La taille des cristaux de feldspath potassique permet de distinguer deux faciès, l'un porphyroïde, l'autre à grain moyen localement orienté, non porphyroïde.

Le faciès porphyroïde, ou granite de Cieux, occupe la partie méridionale du massif et passe progressivement vers le Nord et l'Est au faciès non porphyroïde : le granite de Vaulry qui se poursuit vers l'Est sur la feuille Ambazac (où se trouve la localité de Vaulry ; fig. 1).

$\gamma_V^{3Al}$ . **Granite à grain moyen, à biotite et rare muscovite primaire, de Vaulry.** Le granite de Vaulry affleure relativement bien sous forme de boules isolées ou en petits chaos. Il a été exploité dans une carrière située juste à l'Est de la carte, en bordure nord de la route D 38 qui mène de Cieux à Vaulry. Il est apparemment dépourvu d'enclaves sombres mais contient plusieurs panneaux de migmatites.

L'orientation du granite n'est franche que localement au contact de l'intrusion leucogranitique des monts de Blond, comme par exemple à l'Est du hameau de Pranaud, le long de la route menant au hameau des Monts. Ailleurs, elle est inexistante ou très fruste. Une tendance porphyroïde a été observée, non seulement dans la zone de transition avec le faciès porphyroïde de Cieux, mais également dans la partie septentrionale du massif, juste au Nord-Est d'une zone où ont été mis en évidence et cartographiés des passages cataclastiques à protomylonitiques minéralisés en mispickel, et dans laquelle se trouvent des pierres volantes de tourmalinite.

En dehors de ces passages cataclastiques, le granite de Vaulry ne se distingue microscopiquement de celui d'Oradour-sur-Glane que par l'absence ou la rareté de muscovite primaire et l'absence totale de cordiérite. Le caractère alumineux est mis en évidence par le chimisme de la biotite.

Dans les échantillons protomylonitiques minéralisés en mispickel on observe d'une part des clastes de quartz à extinction en échiquier, de feldspath potassique et de plagioclase (localement envahi par de l'adulaire le long de microfissures), et d'autre part une matrice finement granulée riche en paillettes de mica blanc secondaire et en amas de fines aiguilles de tourmaline vert kaki.

$\rho Y_C^{3Al}$ . **Granite porphyroïde à biotite et rare muscovite primaire, de Cieux.** Le granite de Cieux affleure de la même façon que celui de Vaulry. Les meilleurs affleurements se trouvent entre la ferme du Grand-Bost et le hameau de Pérignanans. Dans ce hameau, le granite porphyroïde a une orientation fruste et renferme en un endroit ( $x = 498,52$  ;  $y = 107,65$ ) des passages lenticulaires de gneiss qui sont vraisemblablement des restites. Aucune enclave ovoïde n'a été observée. Le granite porphyroïde est localement cataclastique, voire bréchifié, et hydrothermalisé. Un passage ultramytonitique est visible dans un petit grattage ancien situé ( $x = 496,03$  ;  $y = 108,25$ ) à 500 m à l'Est du hameau du Pic (commune de Javerdat) en bordure nord-est de la faille d'Oradour-sur-Glane. Il existe probablement d'autres couloirs ultramytonitiques à proximité de cette faille mais le manteau d'altérites ne permet pas de les voir en surface.

Les grands cristaux de feldspath potassique ont une longueur de 1 à 2 cm en moyenne avec un maximum de 6 cm, et sont parfois concentrés en bouffées aux contours diffus. Leur orientation planaire est assez fruste et les mesures les plus fiables, reportées sur la carte, indiquent que le massif de Cieux a une structure antiforme d'axe N45 environ.

Au microscope, le granite porphyroïde de Cieux est analogue à celui de Montrollet-Saint-Junien à l'exception de l'absence de muscovite primaire ou de la très faible teneur modale en ce mica. Le chimisme de la biotite plaide en faveur d'un caractère alumineux. Dans les échantillons cataclastiques, l'altération hydrothermale se traduit sur le plagioclase par un développement de mica blanc en très fines paillettes (illite) ou en petites lamelles (phengite), et sur la biotite par une pseudomorphose en mica blanc ou en chlorite, plus minéraux de fer et/ou titane.

### **Association hybride, calco-alkaline à alumino-potassique**

$\rho Y^3$ . **Granite porphyroïde à biotite, de Brillac.** Situé dans le quart nord-ouest de la carte, le granite de Brillac est limité par la faille d'Oradour-sur-Glane à l'Est, la diorite de Saulgond et des paragneiss au Sud, le granite d'Esse à l'Ouest, et des roches métamorphiques au Nord.

Il affleure abondamment sur les rives de l'Issoire, de la Marchadaine et de la Courrière sous forme de falaises et de petits chaos. Sur les plateaux, des boules se trouvent un peu partout.

Le granite porphyroïde a été exploité dans une carrière située ( $x = 478,4$  ;  $y = 118,1$ ) à 300 m à l'Ouest de La Salle, sur la rive droite de l'Issoire. Dans cette carrière abandonnée, la longueur des grands cristaux de feldspath

potassique est de 1 à 2 cm en moyenne avec un maximum de 4 cm environ, et les enclaves sombres à grain fin, de forme ovoïde, sont rares et de taille infra-décimétrique. Ailleurs, les grands cristaux de feldspath potassique ont une longueur identique et ont parfois une orientation plus ou moins nette. La biotite est le seul mica primaire présent. Des prismes de cordiérite ont été observés sur la rive droite de l'Issoire en aval du pont Binot, à proximité d'un filon de microleucogranite porphyrique. Au Sud de Brillac et en particulier au Sud de la vallée de l'Issoire, le granite est recoupé par des tourmalinites et/ou des greisen fréquemment minéralisés en tungstène, sous forme de quelques bouffées et de nombreuses veines de puissance centimétrique à décimétrique et d'orientation E-W dominante. Dans les endroits où le granite est arénisé, ces tourmalinites et greisen se retrouvent en abondantes pierres volantes dans les champs. Ces zones hydrothermalisées sont figurées sur la carte par une surcharge. Au Sud du hameau de Malangin, le granite est en outre recoupé par des filons de microleucogranites albitiques stannifères, tout à fait analogues à ceux qui sont situés au Nord du massif leucogranitique des monts de Blond. La présence de ces hydrothermalites wolframifères et de ces filons stannifères plaide en faveur de l'existence d'une coupole leucogranitique cachée, que l'on peut rattacher au massif leucogranitique des monts de Blond par le jeu cassant du décrochement dextre d'Oradour-sur-Glane.

Dans sa partie nord-ouest, le granite de Brillac est cataclaté le long d'accidents. Cette cataclase est accompagnée localement — à l'Est du hameau de La Villatte en particulier — d'une altération hydrothermale donnant un faciès verdâtre analogue à celui qui a été mis en évidence dans le massif granitique d'Esse.

Au microscope, le granite porphyroïde montre une légère déformation ductile et des caractères minéralogiques analogues (à l'exception de l'absence de muscovite primaire) à ceux des granites porphyroïdes de Cieux et de Montrollet—Saint-Junien, avec en particulier une biotite brun-rouge plus ou moins riche en inclusions de zircon et/ou d'apatite. La cordiérite signalée ci-dessus est entièrement pinnitisée et se trouve dans un faciès hydrothermalisé, caractérisé par une chloritisation intense de la biotite et par un important développement de mica blanc secondaire sur la biotite et les deux feldspaths. Une tourmaline vert kaki est fréquente, en plages xénomorphes, interstitielles, et s'est formée en partie aux dépens de feldspaths ou de biotite.

Les enclaves sombres ont une texture hypidiomorphe finement grenue, plus ou moins porphyrique, et une composition de diorite quartzifère ou de tonalite. Elles sont riches en biotite brune (15 à 25 % en volume) à inclusions de zircon et sont criblées de fines aiguilles d'apatite. Le caractère relativement basique de ces enclaves se traduit également par une valeur assez élevée de la teneur en anorthite du plagioclase zoné : An 49-27.

Le plagioclase du granite est lui aussi fortement zoné et relativement calcique (An 35-15). La biotite se distingue de celle des granites franchement alumino-potassiques par une composition généralement moins alumineuse et plus magnésienne, ce qui la situe dans une zone à cheval sur la limite

entre les domaines calco-alcalin et aluminopotasique. Seule la biotite du faciès à cordiérite fait exception par son caractère nettement alumineux.

### **Association subalcaline, magnésio-potasique**

$\gamma^{3sm}$ . **Granite à grain moyen, à biotite et rare hornblende, d'Esse.** Le granite d'Esse se situe dans le quart nord-ouest de la carte et se poursuit sur les feuilles voisines Confolens, L'Isle-Jourdain et Bellac. Il est intrusif dans les formations métamorphiques environnantes et probablement aussi dans le granite porphyroïde à biotite de Brillac. Le contact avec ce dernier est en partie tectonisé, marqué par une bande cataclastique qui, vers le Sud, est relayée par la faille à remplissage quartzeux de Lesterps, intragneissique. La limite sud du granite est difficile à cerner à cause de l'épais manteau d'altérites et de la convergence de faciès avec les microgranites porphyriques à biotite, qui sont les seules roches du secteur à avoir quelque peu résisté à l'altération supergène en subsistant sous forme de boules sporadiques. Au sein même du massif granitique, les affleurements de microgranite sont nettement plus abondants que ceux de granite à grain moyen, ce qui pose le problème des relations spatiales entre ces deux entités pétrographiques. Cette question sera étudiée plus loin dans le paragraphe consacré à ces microgranites (voir « Roches filoniennes ou en petits corps » :  $\mu\gamma^3$ ).

Le granite d'Esse renferme d'une part quelques rares enclaves ovoïdes sombres et finement grenues, de longueur ne dépassant pas 15 cm, et d'autre part, dans sa partie la plus orientale, des corps de diorites quartzifères et gabbros-diorites à hornblende et biotite, de taille variable pouvant atteindre 1 km en longueur. Il est haché par un réseau de failles dont les plus importantes sont marquées par des passages cataclastiques et/ou jalonnées par des filons de quartz. Le long d'un axe cataclastique N 10 passant par la localité d'Esse, il a par endroits une teinte verdâtre due à une forte altération hydrothermale se traduisant notamment par une chloritisation de la biotite. Ce faciès verdâtre est parfois minéralisé en pyrite disséminée.

Au microscope apparaît une texture hypidiomorphe grenue avec une légère déformation ductile. Aucune orientation planaire n'a été observée. Le quartz forme des plages xénomorphes à extinction onduleuse, généralement monocristallines, englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite. Les cristaux de plagioclase acide sont subautomorphes à automorphes, isolés ou groupés en syneusis, fortement zonés (An 48-15) et plus ou moins séricitisés ; ils renferment quelques fines paillettes de biotite et de rares bourgeons myrmékites en bordure au contact du feldspath potassique. Ce dernier est perthitique et se présente en plages très xénomorphes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de mica coloré. La biotite est fortement pléochroïque (brun crème à marron verdâtre) en lamelles aux contours déchiquetés, isolées ou en petits amas ; elle constitue 10 à 15 % de la composition modale ; en dehors du faciès verdâtre elle ne montre qu'une chloritisation locale, partielle à totale. Une hornblende verte n'est présente que sporadiquement. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite (en inclusions dans la biotite essentiellement) et de rares minéraux opaques (sulfures et/ou oxydes de fer et/ou titane).

Le faciès verdâtre est caractérisé par une déformation cataclastique et une altération hydrothermale complète des feldspaths et de la biotite. Les feldspaths sont pseudomorphés en mica blanc + quartz + chlorite. La biotite est chloritisée avec exsudation de leucoxène et d'oxydes de fer et/ou titane, et développement fréquent de quartz le long des feuilletts.

Les enclaves sombres à grain fin ont une texture hypidiomorphe, une déformation ductile aussi faible que dans le granite encaissant et une composition de tonalite riche (15 à 25 % en volume) en biotite, plus hornblende verte. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe, zoné et plus basique (An 42-33) que dans le granite. Il est fréquemment séricitisé au cœur et limpide en bordure et on y trouve des inclusions de biotite et/ou de hornblende verte. Le quartz est xénomorphe et englobe de petits cristaux de plagioclase et/ou de mica coloré. La biotite se présente en petites paillettes isolées ou en petits amas, de teinte verdâtre ; son altération se limite à quelques rares amandes de prehnite. La hornblende verte est nettement moins abondante que la biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et des oxydes métalliques (magnétite et ilménite).

Les analyses à la microsonde électronique montrent que la hornblende du granite d'Esse et de ses enclaves tonalitiques est magnésienne, et surtout que la biotite est sensiblement plus riche en magnésium dans les enclaves que dans le granite et particulièrement pauvre en aluminium dans les deux entités : elle se situe nettement dans le domaine des granitoïdes subalcalins magnésio-potassiques.

## **Association calco-alcaline *stricto sensu***

### **Granites**

Au Sud du massif leucogranitique des monts de Blond se trouvent les massifs granitiques calco-alcalins *s.s.* de Fromental et du Montazeaud, au Nord de la faille d'Oradour-sur-Glane, et de Javerdat au Sud de cette faille.

Ces massifs sont tous trois constitués de granites porphyroïdes à biotite, localement riches en enclaves sombres, et spatialement associés aux massifs granitiques alumino-potassiques de Cieux—Vaulry et de la Glane.

### **Massif de Fromental**

Le massif granitique de Fromental est limité au Nord par le massif leucogranitique des monts de Blond qui lui est intrusif, au Sud-Est par le granite de Cieux, et au Sud-Ouest par la faille d'Oradour-sur-Glane. Il est constitué d'un faciès porphyroïde largement dominant et d'un faciès à grain moyen qui couvre une superficie de l'ordre de 0,3 km<sup>2</sup> au Nord de Villeforceix. Le faciès porphyroïde montre une fluidalité magmatique plus ou moins nette, de direction globalement parallèle à celle du granite porphyroïde de Cieux mais de pendage généralement vers le Nord.

$\rho\gamma_F^{3Ca}$ . **Granite porphyroïde à biotite.** Il affleure abondamment, en particulier sous forme de chaos dont le plus spectaculaire est celui des Rochers-aux-Fées ( $x = 495,77$  ;  $y = 110,26$ ) où un grand rocher en surplomb a servi d'abri à nos ancêtres pendant une longue période de la Préhistoire. Un autre chaos célèbre dans la région est celui qui entoure la Pierre-Branlante de Boscartus ( $x = 497,15$  ;  $y = 112,12$ ). Le granite porphyroïde de Fromental se distingue de tous les autres granites de la carte par sa richesse locale en enclaves sombres, finement grenues et parfois porphyriques, de forme ovoïde et de longueur variant entre quelques centimètres et un mètre environ. Les endroits où ces enclaves ont été observées sont indiqués par une surcharge sur la carte. Les grands cristaux de feldspath potassique ont une teinte allant du gris au rose saumon et une longueur de 1 à 1,5 cm en moyenne avec un maximum de 10 cm. À proximité de l'intrusion leucogranitique des monts de Blond, le granite est nettement orienté et renferme de petites concentrations locales de tourmaline de diamètre inférieur ou égal à 4 cm. Au voisinage immédiat du leucogranite, il renferme localement quelques prismes de cordiérite. À l'Est de la faille d'Oradour-sur-Glane, il est sillonné de couloirs protomylonitiques à ultramylonitiques. Un bon affleurement de mylonites se trouve ( $x = 494,95$  ;  $y = 109,95$ ) dans le lit du ruisseau de l'Étang-de-Cinturat, 500 m à l'Est du hameau d'Arnac. On y observe un jeu ductile dextre et normal. Ces mylonites se retrouvent dans les déblais d'un puits de reconnaissance d'une minéralisation en wolframite, situé ( $x = 494,34$  ;  $y = 110,70$ ) dans un petit bois à l'Ouest de la route d'Arnac à Cinturat. Au microscope, les ultramylonites montrent des rubans très fins de feldspath potassique correspondant à de grands cristaux très fortement laminés.

L'observation microscopique des échantillons non mylonitiques ne montre qu'une faible déformation ductile ne se traduisant généralement que par une extinction onduleuse des grandes plages polycristallines de quartz. 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, biotite. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe et zoné (An 25-14), avec un cœur fréquemment piqueté de mica blanc en très fines paillettes (illite probable) ou en petites lamelles (phengite probable) ; quelques bourgeons myrmékittiques apparaissent en bordure au contact du feldspath potassique. La biotite est fortement pléochroïque (beige clair à marron verdâtre) en lamelles isolées ou en petits amas, avec quelques inclusions de zircon et/ou d'apatite ; elle est légèrement déformée par endroits et n'est que rarement chloritisée ; elle représente 8 à 15 % de la composition modale. Aucune trace de hornblende n'a été observée. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et les oxydes métalliques : magnétite et parfois ilménite.

Au contact de l'intrusion leucogranitique des monts de Blond, le granite de Fromental montre des modifications notables de sa minéralogie : apparition de cordiérite pinnitisée et/ou de tourmaline vert kaki, développement de quartz en gouttelettes au sein des cristaux de feldspath potassique, transformation de la biotite verdâtre en biotite brun orangé nettement plus riche en aluminium et en fluor, et néoformation de biotite blastique également brun orangé. Ces modifications disparaissent rapidement lorsqu'on s'éloi-

gne du contact, à l'exception des développements de quartz en petits cristaux et de tourmaline qui persistent jusqu'à 1 km du contact au moins. Elles témoignent d'un métamorphisme de contact à proximité immédiate du massif des monts de Blond, et d'un métamorphisme hydrothermal nettement plus étendu.

Les enclaves sombres ont une composition granitique à granodioritique, voire tonalitique. La texture est hypidiomorphe finement grenue ( $\leq 1$  mm en moyenne). La déformation ductile est aussi faible que dans le granite porphyroïde encaissant. Le quartz a une extinction onduleuse et constitue des plages polycristallines riches en inclusions de biotite. Le plagioclase est de l'oligoclase en cristaux subautomorphes à automorphes plus ou moins séricitisés. Le feldspath potassique est en général présent en plages perthitiques relativement grandes englobant de petits cristaux de plagioclase, biotite, apatite, minéraux opaques. La biotite a les mêmes caractères que dans le granite encaissant à l'exception d'une plus grande abondance : 15 à 30 %. Les minéraux accessoires sont le zircon, les oxydes de fer et/ou titane, et surtout l'apatite qui cribble toute la roche sous forme de prismes plus ou moins aciculaires.

$\gamma_F^{3Ca}$ . **Granite orienté à grain moyen, à biotite.** Le faciès orienté à grain moyen affleure sous forme de chaos au NNE du hameau de Villeforceix. En dehors de l'absence ou du faible taux des grands cristaux de feldspath potassique, il se distingue du faciès porphyroïde par une texture toujours nettement orientée, l'absence d'enclaves, et une biotite de teinte brun orangé et riche en inclusions de zircon. Cette biotite est nettement plus alumineuse et moins magnésienne que dans les échantillons du faciès porphyroïde suffisamment éloignés du massif leucogranitique des monts de Blond, mais se situe encore dans le domaine de l'association calco-alkaline *s.s.*

### Massifs du Montazeaud et de Javerdat

Les massifs granitiques du Montazeaud et de Javerdat, situés respectivement au Nord et au Sud de la faille d'Oradour-sur-Glane, sont tous deux des massifs de faible superficie (1 et 2,5 km<sup>2</sup> respectivement), situés entre des granites alumineux et des migmatites, et constitués de granites porphyroïdes à biotite renfermant des enclaves de gabbros et/ou diorites à hornblende et biotite.

$\rho\gamma_M^{3Ca}$ . **Granite porphyroïde à biotite, du Montazeaud.** Situé entre les migmatites à biotite d'Oradour-sur-Glane et le massif granitique aluminopotassique de Cieux-Vaulry, le granite porphyroïde à biotite du Montazeaud n'affleure sous forme rocheuse qu'au petit chaos se trouvant au lieu-dit Les Marilles (x = 500,5 ; y = 109,2) à 1,1 km à l'Ouest du hameau du Montazeaud (commune de Cieux). À 250 m à l'Est de ce hameau affleurent dans les prés des boules de gabbros—diorites à hornblende et biotite. Ces **gabbros et/ou diorites** ( $\eta\theta$ ), analogues à ceux des massifs de la partie ouest de la carte, ont également été observés en enclaves dans le granite porphyroïde, dans les talus et fossés de la route de Cieux (D 80) où ces deux types de roches plutoniques sont fortement arénisés. En dehors de cette présence d'enclaves de gabbros—diorites, le granite porphyroïde du Montazeaud ne

diffère de celui de Cieux que par l'absence totale de muscovite primaire, et par les caractères de la biotite qui a une teinte brune et une composition moins alumineuse et plus magnésienne, proche de celle du granite à grain moyen de Fromental.

$\rho Y J^{3Ca}$ . **Granite porphyroïde à biotite, de Javerdat.** Le massif granitique de Javerdat est limité par des migmatites au Nord, la faille d'Oradour-sur-Glane à l'Est, le massif granitique alumineux de la Glane au Sud et à l'Ouest. Des affleurements rocheux se trouvent devant l'église de Javerdat et juste au Sud-Est. À la périphérie de cette localité, les boules sont abondantes par endroits mais correspondent soit uniquement à des enclaves de gabbros ou diorites à hornblende et biotite, soit à des zones où le granite porphyroïde est riche en de telles enclaves. Dans les champs fraîchement labourés, le caractère porphyroïde du granite se traduit par une arène riche en grands cristaux automorphes de feldspath potassique dont la longueur est de 1,5 à 2 cm en moyenne avec un maximum observé de 9 cm. Quelques affleurements montrent des concentrations de ces grands cristaux sous forme de bouffées aux contours diffus. La biotite est fréquemment accompagnée d'un peu de muscovite.

Microscopiquement, le granite porphyroïde de Javerdat est très proche de celui de Fromental tout en s'en distinguant par une plus faible teneur modale en biotite (7 à 10 %), par la présence de muscovite primaire ( $\leq 1\%$ ) en lamelles de cristallisation tardimagmatique pœcilitiques au quartz, et par une altération partielle de la biotite en épidote et/ou mica blanc avec exsudation de minéraux de fer et/ou titane.

La biotite est légèrement plus alumineuse et moins magnésienne que dans le granite porphyroïde du Montazeaud, mais se situe encore dans le champ de l'association calco-alcaline *s.s*

Les gabbros ou diorites qui constituent les enclaves sont analogues à ceux des massifs de la partie ouest de la carte. Ils sont mésocrates à mélanocrates suivant leur teneur modale en hornblende verte plus biotite. Dans une de ces enclaves ont été observées de microfissures colmatées par du feldspath potassique (adulaire) et présentant à leurs épontes une pseudomorphose intense du plagioclase en mica blanc, plus feldspath potassique, et de la biotite en chlorite, plus minéraux de fer et/ou titane.

### **Granites—granodiorites—(tonalites)**

Dans la moitié occidentale de la carte, des massifs de roches granitiques à granodioritiques (voire tonalitiques), plus ou moins orientées, à biotite et à fréquente amphibole, d'affinité calco-alcaline *s.s.*, sont associés spatialement aux massifs de roches plutoniques intermédiaires à basiques, à hornblende et biotite. Ce sont : le massif granitique à granodioritique de Chirac—Étagnac, plusieurs petits massifs de granites—granodiorites orientés et le massif de granodiorites—tonalites orientées du Bourdeau (\*).

(\*) Les localités de Chirac et du Bourdeau se trouvent sur la feuille Confolens à 1/50 000, celle d'Étagnac se situe sur la feuille Rochechouart (fig. 1).

## Massif de Chirac—Étagnac.

Ce massif se situe dans l'angle sud-ouest de la carte entre la granodiorite orientée du Bourdeau au Nord et des gneiss à intercalations d'amphibolites sous lesquels il plonge à l'Est. Il se poursuit sur les trois cartes à 1/50 000 voisines : Confolens, La Rochefoucauld et Rochechouart.

Les cristaux de feldspath potassique ont fréquemment une coloration rose et leur taille permet de distinguer deux faciès :

- un faciès à grain moyen ( $\leq 1$  cm) : le « granite » de Chirac ;
- un faciès à tendance porphyroïde, dans lequel la longueur des cristaux automorphes de feldspath potassique varie entre 1 et 2 cm : le « granite » d'Étagnac.

Sur le territoire de la feuille Oradour-sur-Glane, le faciès à tendance porphyroïde passe progressivement à l'Ouest et à l'Est au faciès à grain moyen.

$\gamma^{3-4}$ . **Granite—granodiorite à grain moyen, à biotite, de Chirac.** Le faciès à grain moyen est fortement arénisé. Du côté ouest, le seul affleurement rocheux correspond à un ancien petit grattage situé au coin sud-ouest de la carte, en bordure ouest de la route D 349. Cet affleurement montre un granite à grain moyen fortement fracturé, avec des feldspaths argilisés. Du côté oriental, dans la partie sud-ouest de la forêt d'Étagnac, se trouvent quelques boules et surtout, au Nord de la cote 264, un alignement subméridien d'anciens petits grattages montrant un faciès à grain moyen moins fracturé et moins argilisé que du côté occidental.

$\rho\gamma^{3-4}$ . **Granite—granodiorite à tendance porphyroïde, à biotite et hornblende accessoire, d'Étagnac.** Le faciès à tendance porphyroïde affleure nettement mieux, en de nombreux endroits : à La Rapidie, au Nord de Villepanais, entre La Malicherie et Gorce, à l'Ouest de L'Age, ... Sur ces affleurements, les grands cristaux de feldspath potassique montrent parfois une orientation planaire et/ou de petites accumulations aux contours diffus. On y observe également quelques enclaves sombres ovoïdes, qui ont un grain moyen à fin et sont riches en biotite. Dans le secteur de La Pierre-Levée ont été mis en évidence et cartographiés d'une part une enclave de gneiss à biotite de 2 m de puissance, visible dans un talus en bordure nord-est de la route D 948, et d'autre part un petit corps de granodiorite orientée à grain moyen, à biotite et hornblende. Cette granodiorite est analogue à celles du massif du Bourdeau et renferme quelques petites enclaves — de longueur inférieure ou égale à 15 cm — finement grenues, à biotite et hornblende. Au Nord-Ouest de La Pierre-Levée, une carrière abandonnée située ( $x = 477,88$  ;  $y = 101,62$ ) au Sud de la D 948, ainsi que les talus de cette route, montrent un faciès cataclastique et hydrothermalisé aux épontes d'un système filonien biphasé comprenant, d'Ouest en Est, un filon de microgranite porphyrique à biotite et un filon de lamprophyre qui lui est accolé.

Au microscope, le « granite » d'Étagnac présente une déformation ductile relativement forte se traduisant par une extinction fortement onduleuse et une recristallisation partielle du quartz, et par un développement de quel-

ques 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, biotite, sphène et rare hornblende. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe et zoné (An 25-15), avec un cœur fréquemment piqueté par des phyllites incolores en très fines paillettes (illite probable) ou en petites lamelles (phengite probable), et par de l'épidote localement ; quelques bourgeons myrmékitiques apparaissent en bordure au contact de feldspath potassique. La biotite a une teinte brun-vert et est en partie décolorée et/ou pseudomorphosée par de la chlorite verte et/ou de l'épidote, voire de la 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, en inclusions ou en petits cristaux adjacents, à de la biotite en majeure partie.

La biotite a une composition pauvre en aluminium et riche en magnésium, qui la situe dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins s.s.

### **Massifs d'Anveau, du Grand-Mesurat et autres petits massifs**

$\sigma\gamma^{3-4}$ . **Granites—granodiorites orientés à grain moyen et/ou fin, à biotite, allanite et rare hornblende.** Dans la moitié ouest de la carte, de petits massifs de granitoïdes orientés, allongés dans une direction subméridienne (N 160 à N-S), sont spatialement associés aux massifs dioritiques de Saulgond et de Saint-Quentin ; un autre petit massif composé de roches analogues, mais allongé E-W, a été mis en évidence juste au Nord du massif dioritique de La Couture auquel il est parallèle.

Le principal de ces massifs de granitoïdes a une superficie de l'ordre de 1,3 km<sup>2</sup> et se trouve en bordure orientale de la diorite quartzifère de Saulgond. Il affleure entre autres dans le hameau d'Anveau, au Sud de la ferme de Charbonnières, et surtout dans une carrière, encore en activité en 1988, située (x = 485,5 ; y = 101,15) à 500 m au SSW d'Anveau, juste au Sud de la route de Brigueuil au Puy (D 351). Cette carrière montre un granitoïde fortement fracturé, localement cataclastique et hydrothermalisé, renfermant quelques enclaves ovoïdes sombres finement grenues, de longueur inférieure ou égale à 50 cm et d'orientation planaire concordante avec celle du granite. Des enclaves de gabbros—diorites mésocrates à mélanocrates à hornblende et biotite, d'extension métrique à pluridécamétrique, sont visibles, l'une en haut de la carrière à sa limite orientale, les autres sous forme de boules dans les près plus au Sud.

Un autre massif, situé juste à l'Est de la diorite de Saint-Quentin, affleure abondamment aux fermes du Montet et du Grand-Mesurat (commune de Saint-Christophe) et dans leur voisinage. Il contient des enclaves de gabbros—diorites mélanocrates et/ou de hornblendites au Nord de la ferme du Montet, et des panneaux de paragneiss à biotite au Sud de cette ferme.

Enfin, des massifs plus étroits ont été localisés : d'une part au sein de la partie occidentale de la diorite de Saint-Quentin, au Sud-Ouest et surtout au Nord du hameau d'Esignac où se trouvent de nombreuses petites exploita-

tions abandonnées et une enclave de métatexite à biotite ; et d'autre part entre les massifs dioritiques de Saulgond et de Saint-Quentin, où l'un des petits massifs a fait l'objet d'une exploitation relativement importante dans une carrière située ( $x=479,90$  ;  $y = 108,25$ ) à son extrémité méridionale, juste à l'Ouest de l'intersection des routes D 29 et D 163, à l'Ouest du hameau de La Combarlie.

Tous ces petits massifs sont constitués de roches mésocrates à grain moyen à fin, ayant une orientation planaire très marquée qui leur confère une allure gneissique. L'observation microscopique montre une texture hypidiomorphe grenue orientée à tendance granoblastique, analogue à celle qu'ont les diorites quartzifères au sein des petits massifs ou en bordure des grands massifs. La composition modale varie, suivant les massifs et/ou les échantillons, entre un pôle granodioritique à biotite et hornblende et un pôle granitique à biotite seule, et se singularise par la présence constante parmi les minéraux accessoires d'une allanite zonée, étroitement associée à une biotite de teinte verdâtre. Le quartz est fortement recristallisé et plus ou moins étiré. Le plagioclase est de l'oligoclase en cristaux subautomorphes à automorphes zonés avec un cœur fréquemment séricitisé, voire saussuritisé dans le cas des granodiorites, et une bordure limpide parfois riche en bourgeons myrmékinitiques au contact du feldspath potassique. Ce dernier est un microcline moiré en plages xénomorphes, pouvant englober partiellement à complètement de petites lattes de plagioclase ou de rares paillettes de mica coloré. La biotite est fortement pléochroïque (brun très pâle à marron verdâtre), en lamelles isolées ou en petits amas, et montre une chloritisation locale, partielle à totale, parfois accompagnée d'un développement d'épidote ou de prehnite ; elle constitue environ 10 % de la composition modale. La hornblende verte n'est présente que dans les roches franchement granodioritiques et en faible quantité ( $\leq 1\%$ ). Les minéraux accessoires, en majeure partie inclus dans la biotite ou accolés à ce mica, sont les suivants par ordre d'abondance décroissante : allanite zonée quelquefois entourée d'une autre épidote, sphène, zircon, apatite, magnétite. Un échantillon provenant de la carrière d'Anveau se distingue par la présence de rare grenat et de petits amas de paillettes de mica blanc secondaire associés à des lamelles de biotite fortement chloritisée. L'enclave qu'il contient est une tonalite à grain fin riche en biotite chloritisée.

La biotite a un chimisme calco-alkalin légèrement plus magnésien que dans le cas du massif granodioritique à granitique de Chirac—Étagnac. La présence d'allanite se traduit dans la géochimie des roches par une anomalie positive en Ce, atteignant 100 ppm dans un échantillon riche en cette épidote de terres rares. On note également une anomalie positive en Pb avec des teneurs de 27 à 38 ppm (cf. « Géochimie », tabl. 3b).

$\gamma^{4-5}$ . **Granodiorites—(tonalites) orientées à grain moyen, à biotite et hornblende, du Bourdeau.** Le massif de granitoïdes orientés du Bourdeau a un allongement E-W parallèle à celui du massif dioritique de Saulgond avec lequel il est en contact sur sa bordure septentrionale. Ce contact est probablement intrusif car les granitoïdes contiennent de nombreuses enclaves des faciès les plus sombres (gabbros—diorites mésocrates à mélanocrates et hornblendites) du massif dioritique. Les plus volumineuses de ces enclaves figurent sur la carte. En dehors du voisinage des enclaves, les grani-

toïdes sont arénisés, en particulier dans la partie la plus méridionale du massif, ce qui rend difficile à cerner la limite avec le massif de Chirac—Étagnac.

Les granitoïdes sont nettement orientés et ont un grain moyen (0,2 à 1 cm). Les granodiorites sont dominantes sur les tonalites dont les affleurements sporadiques et isolés posent le problème de leur relation spatio-temporelle avec les granodiorites : différenciation magmatique ou enclaves ?

Au microscope apparaît une texture hypidiomorphe avec une nette orientation planaire et une déformation ductile plus ou moins intense se traduisant à son maximum par une forte recristallisation et un étirement du quartz, et par une torsion des lamelles de biotite et des macles polysynthétiques du plagioclase. Le quartz forme des plages polycristallines de taille variable avec quelques inclusions sporadiques de plagioclase et/ou de biotite. Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes à automorphes, isolés ou accolés en syneusis, montrant un zonage oscillatoire avec un cœur localement séricitisé, voire saussuritisé, et une bordure albitique renfermant quelques rares bourgeons myrmékittiques au contact du feldspath potassique (lorsque ce silicate est présent) ; il a une composition d'oligoclase dans les granodiorites, d'andésine dans les tonalites. Le feldspath potassique n'est absent que dans les échantillons franchement tonalitiques ; c'est un microcline en plages xénomorphes de taille variable dont les plus grandes englobent poëcilitiquement de petites lattes de plagioclase. La biotite est fortement pléochroïque (subincoloré à marron verdâtre) et montre quelques inclusions d'apatite, d'allanite et/ou de zircon ; elle n'est que rarement altérée en chlorite, plus épidote. La hornblende verte est en général présente dans les granodiorites et relativement abondante (jusqu'à 5 % en volume) dans les tonalites. Les minéraux accessoires sont les suivants : sphène, apatite, allanite zonée ou non, rares oxydes (magnétite). Des sulfures ont été observés dans des microfissures et à leurs épontes.

Les analyses de la biotite d'un échantillon de tonalite à biotite et hornblende ont révélé une composition relativement riche en aluminium, la situant dans le domaine calco-alcalin à proximité du domaine aluminopotassique. En Al et Mg, cette composition est plus proche de celles des biotites des diorites que de celle de la biotite de la granodiorite d'Étagnac, ce qui peut laisser supposer que les tonalites du massif du Bourdeau sont, en partie du moins, des enclaves provenant de la même source que les enclaves plus basiques.

### ***Roches intermédiaires à basiques, plus ou moins orientées*** (massifs de la ligne « tonalitique » du Limousin)

Les roches plutoniques intermédiaires à basiques se trouvent en deux types de gisements : d'une part en enclaves dans les granitoïdes calco-alcalins (à l'exception de celui de Fromental) et subalcalins, comme cela a été décrit précédemment ; et d'autre part en massifs de superficie très variable, intrusifs dans les formations métamorphiques de la moitié occidentale de la carte et de la partie septentrionale de la moitié orientale. Les quatre principaux massifs sont, du Sud-Ouest au Nord-Est et par ordre de superficie décroissante, ceux de Saulgond, Saint-Quentin, Lacouture et La Guyonne-

rie. La cartographie des trois premiers a été réalisée en modifiant légèrement certains contours de la carte détaillée à 1/50 000 établie par M.T. Peiffer (1982). Le massif de La Guyonnerie et les autres massifs de taille encore plus faible ont été découverts et cartographiés lors des levés des formations métamorphiques encaissantes.

À l'intérieur des massifs ont été distinguées les quatre classes de roches suivantes, par ordre de basicité croissante :

$\gamma^5$ . Tonalites à biotite et fréquente hornblende.

$\eta$ . Diorites quartzifères à hornblende et biotite.

$\eta\theta$ . Diorites et gabbros mésocrates à hornblende et biotite.

$\eta\theta h$ . Diorites et gabbros mélanocrates, riches en hornblende, et hornblendites.

Les diorites quartzifères sont largement prédominantes sauf dans quelques petits massifs.

La taille du grain décroît globalement avec la basicité : 1 à 7 cm dans les hornblendites, 0,5 à 1 cm dans les diorites quartzifères, 0,2 à 0,8 mm dans les tonalites.

Les enclaves d'amphibolites sont fréquentes et localement abondantes tandis que les enclavages gneissiques sont rares.

### Description des massifs

● Le **massif de Saulgond** a, comme le montre le schéma structural, une forme de bobine allongée N 100 ayant une longueur de 16 km pour une largeur variant entre 1,3 km à son étranglement central et 6 km à son extrémité orientale. Sa partie la plus occidentale se trouve sur la feuille Confolens. Il affleure abondamment sous forme de petits chaos sur toutes ses bordures et le long de la vallée du Goire. Sur les plateaux, l'arénisation est généralement profonde et les boules sont rares. Le faciès largement dominant est une diorite quartzifère à grain moyen, ayant une orientation planaire très nette sur les bordures du massif et en particulier sur la bordure méridionale où les pendages sont très redressés (75 à 85°). La texture devient rapidement subéquate lorsqu'on pénètre à l'intérieur du massif. Des différenciations en diorites, gabbros et/ou hornblendites ont été distinguées cartographiquement, dans la moitié méridionale de la partie la plus occidentale essentiellement. Dans la partie orientale, ces différenciations basiques n'ont été observées que le long des principaux cours d'eau, sous forme de petits corps. À l'extrémité nord-est du massif a été individualisé un petit massif de tonalite orientée, à biotite, fortement arénisée.

À 1,25 km au SSW de la localité de Brigueuil, au lieu-dit Les Fêteaux, une piste est entaillée dans une arène de diorite quartzifère surmontée d'un petit panneau d'orthogneiss leptynique à grain fin, à biotite et grenat ( $x = 485,08$  ;  $y = 106,11$ ).

● Le **massif de Saint-Quentin** a une forme de poire avec une longueur de 6 km et une largeur ne dépassant pas 3 km. Il affleure essentiellement sur ses bordures est et sud et le long de la vallée de la Marchadaine.

Comme dans le cas du massif de Saulgond, le faciès dominant est une diorite quartzifère qui n'est nettement orientée que sur les bordures, avec des pendages centripètes indiquant une structure synforme. Les termes plus basiques sont peu abondants. À l'extrémité nord-ouest du massif a été mis en évidence un petit corps de tonalite orientée, à biotite et localement hornblende.

● Le **massif de Lacouture** est limité à l'Ouest par la faille d'Oradour-sur-Glane et a une forme très allongée dans la direction N 100, avec une longueur de 9 km pour une largeur de 1 km au maximum. En dehors de sa partie la plus orientale, les affleurements sont relativement abondants, le long des vallées de l'Issoire et du ruisseau des Brebis en particulier. Ce massif se distingue de ceux de Saulgond et de Saint-Quentin par deux caractères :  
— une orientation planaire plus ou moins nette, omniprésente du fait de son étroitesse ;  
— l'absence de tonalites franches et une plus forte proportion de diorites, de gabbros et d'hornblendites, les diorites quartzifères étant cependant toujours dominantes globalement.

Sur sa bordure méridionale, il est riche en enclaves d'amphibolites et abondamment injecté de leucogranites aplitiques à pegmatitiques et de granites mésocrates à grain moyen à fin, en filons franchement sécants ou en bouffées aux limites diffuses.

● Le **massif de La Guyonnerie** a une forme allongée dans la direction N 125 avec une longueur de 4,5 km pour une largeur ne dépassant pas 0,5 km. Il affleure essentiellement le long du ruisseau de Fraisse et est constitué de diorites quartzifères et, dans sa partie septentrionale, de gabbros—diorites mésocrates avec quelques passages mélanocrates pouvant aller jusqu'à des hornblendites. L'orientation planaire est permanente, plus ou moins nette selon les affleurements et/ou les faciès, à pendage constamment vers le Nord-Est.

Au voisinage de ces 4 principaux massifs ou entre eux ont été cartographiés de nombreux petits corps de longueur et de superficie ne dépassant pas 1,4 km et 0,22 km<sup>2</sup> respectivement. Ces corps sont constitués soit de diorites quartzifères avec quelques bouffées plus basiques localement, soit uniquement de termes plus basiques.

### **Descriptions pétrographiques (\*) des différentes classes de roches**

Pour l'ensemble formé par les massifs de Saulgond, Saint-Quentin et Lacouture, les compositions modales varient dans les fourchettes suivantes (d'après Peiffer, 1985) :

(\*) De nombreux éléments de ces descriptions proviennent des thèses de M.T. Peiffer (1982, 1985).

	Hornblendites et mélagabbros- diorites	Gabbros- diorites mésocrates	Diorites quartzifères	Tonalites
Plagioclase %	17 - 45	51 - 67	44 - 61	57 - 61
Quartz %	0 - 3	0 - 1	3 - 12	15 - 16
Hornblende %	53 - 68 <sup>(1)</sup>	29 - 41	21 - 43	12 - 15
Biotite %	3 - 17	1 - 7	6 - 12	7 - 12
Minéraux accessoires %	1 - 3	2 - 4	1 - 2	1 - 2
Feldspath potassique %	0 <sup>(2)</sup>	0	0	0 - 0,5

(1) dont 7,5% de clinopyroxène } dans le faciès du Puy (voir ci-après pour description  
(2) à l'exception de 3,5% } et localisation de ce faciès)

$\gamma^5$ . **Tonalites à biotite et fréquente hornblende.** Par enrichissement en quartz et appauvrissement en hornblende, les diorites quartzifères évoluent progressivement vers des tonalites. Ces dernières sont peu abondantes et constituent soit des passages lenticulaires d'extension variable impossibles à distinguer cartographiquement des diorites quartzifères environnantes, soit — comme cela a été décrit ci-dessus — des corps beaucoup plus importants, situés en bordure des massifs de Saint-Quentin et de Saulgond, qui ont pu être délimités grâce aux caractères spécifiques de l'arène tonalitique, malgré la rareté des affleurements rocheux. En effet, cette arène se distingue de celle des diorites quartzifères par un grain plus fin, et de celles des granites porphyroïdes de Brillac et de Brigueuil par un grain nettement plus fin, par une teinte plus sombre et — dans le cas favorable de talus et/ou de fossés donnant de petites coupes dans une arène en place — par une orientation planaire très nette.

Les tonalites ont un grain moyen et sont généralement orientées et mésocrates. Des leucotonalites (trondhémmites) équantes n'ont été observées que rarement, en proto-filons aux épontes floues dans des diorites quartzifères, ainsi qu'en filons recoupant la foliation des métatexites situées au Nord du massif dioritique de Lacouture.

Au microscope apparaît une texture hypidiomorphe grenue orientée et une déformation ductile d'intensité variable, le quartz se présentant en plages xénomorphes plus ou moins recristallisées et parfois étirées. Les tonalites renferment les mêmes minéraux cardinaux que les diorites quartzifères mais sont plus riches en quartz (par définition) et plus pauvres en hornblende, comme le montre le tableau ci-dessus. Dans les deux massifs de tonalites individualisés cartographiquement, la hornblende n'est même présente que localement et l'allanite est un minéral accessoire fréquent. Un télescopage entre une altération supergène et une altération endogène se traduit par une séricitisation plus ou moins intense du plagioclase, parfois accompagnée d'une saussuritisation, par une décoloration et/ou une chloritisation de la biotite et/ou une exsudation d'hydroxydes de fer. À proximité du leucogranite porphyroïde à deux micas de Brigueuil on observe un développement particulièrement important de mica blanc et d'épidote sur le pla-

gioclase, ce qui témoigne d'une forte altération hydrothermale probablement liée à l'intrusion de ce leucogranite.

**η. Diorites quartzifères à hornblende et biotite.** Les diorites quartzifères constituent le terme prédominant des quatre principaux massifs de roches intermédiaires à basiques et de la plupart des autres massifs. Elles sont globalement plus homogènes que les termes plus basiques en ce qui concerne la taille de grain et les variations de la composition modale. L'orientation planaire est nette sur les bordures des massifs de Saulgond et de Saint-Quentin et s'estompe rapidement vers l'intérieur de ces deux plus grands massifs ; elle est globalement plus nette dans les autres massifs.

L'observation au microscope montre une texture hypidiomorphe grenue tendant vers une texture granoblastique planaire à granonématoblastique dans les faciès les plus orientés. Le plagioclase est de l'andésine en cristaux subautomorphes à automorphes présentant un zonage (An 50-40) généralement oscillatoire, avec un cœur plus ou moins séricitisé, parfois saussuritisé, rarement 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 en gouttelettes dans du plagioclase. L'amphibole est une hornblende verte en plages subautomorphes à automorphes tendant à devenir blastiques ou pœciblastiques dans les faciès orientés ; elle englobe fréquemment de petits cristaux de quartz et parfois de petites lattes de plagioclases. La biotite est fortement pléochroïque (subincolore à marron verdâtre) et se présente en lamelles localement kinkées, à 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 très localement, aux épontes de microfissures colmatées par du feldspath potassique (adulaire), une forte altération hydrothermale caractérisée par une pseudomorphose quasi complète du plagioclase en mica blanc (illite probable), plus feldspath potassique, et de la biotite en chlorite, plus minéraux de fer et/ou titane.

La biotite est riche en magnésium et moyennement alumineuse, de telle sorte que son champ est à cheval sur la limite entre les domaines calco-alcalin et alumino-potassique, comme celui de la biotite, un peu moins riche en magnésium, du granite hybride de Brillac.

**ηθ. Diorites et gabbros mésocrates à hornblende et biotite.** Les corps dioritiques et/ou gabbroïques ne sont jamais homogènes. Sur un même affleurement de gabbros—diorites mésocrates, on observe fréquemment des bandes parallèles ou des bouffées diffuses de termes généralement plus mélanocrates (mélagabbros—diorites à hornblendites), rarement plus leucocrates (leucogabbros—diorites). Aussi, les entités cartographiques ne

font-elles ressortir que le faciès dominant au sein de cette entité, à savoir soit les gabbros—diorites mésocrates, soit les termes plus mélanocrates.

Au microscope, les gabbros—diorites mésocrates montrent une texture grenue soit équante, soit à orientation planaire bien marquée par l'allongement des lattes de plagioclase et des prismes de hornblende et accompagnée d'une déformation ductile. Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes à automorphes ayant subi une déformation allant d'un simple ploielement des macles polysynthétiques à une polygonisation ; il est peu ou pas zoné avec une composition variant entre An 40 et An 60 (\*), l'andésine (An 40-50) étant dominante dans la plupart des lames minces. L'amphibole est une hornblende vert clair à vert brunâtre en prismes plus ou moins automorphes, isolés ou en petits amas. Les minéraux opaques sont relativement abondants, la magnétite étant largement dominante sur l'ilménite et les sulfures. La biotite a une teinte brun orangé lorsqu'elle n'est pas chloritisée ; elle n'est qu'accessoire et en majeure partie associée à de l'amphibole. Les autres minéraux accessoires sont le sphène (en inclusion dans de l'amphibole ou en liseré autour des minéraux opaques), l'apatite (en inclusions dans de l'amphibole, de la biotite ou des minéraux opaques) et parfois le quartz. De l'épidote (pistachite) est quelquefois présente sur des plages de biotite chloritisée ou d'amphibole.

**ηθh. Diorites et gabbros mélanocrates à hornblende abondante, hornblendites.** Ces faciès sont étroitement associés aux diorites et gabbros mésocrates et s'en distinguent par une plus forte teneur modale en hornblende, ce qui leur confère un caractère plus mafique, voire un caractère ultramafique dans le cas des hornblendites. La hornblende se présente en prismes automorphes de taille variable (1 à 7 cm) rarement orientés. Les interstices sont occupés par du plagioclase, du sphène, des sulfures ou parfois même par du quartz.

Au microscope apparaît une texture plus ou moins franchement cumulative. La hornblende a une teinte vert pâle qui témoigne d'une composition relativement riche en magnésium (15 % MgO en moyenne). Le plagioclase se présente soit en plages monocristallines et non zonées dans les roches non orientées, soit en plages polycristallines, légèrement zonées ou non, dans les roches orientées ; il contient quelques inclusions sporadiques d'apatite ou d'amphibole. La biotite a une teinte brun orangé et forme de petites lamelles disposées pour la plupart au sein de prismes de hornblende ; elle est abondante dans certains échantillons de hornblendites à très gros grains. Lorsqu'il est présent, le quartz constitue des plages mono- à polycristallines. Un échantillon provenant d'un corps de hornblendite (x = 484,7 ; y = 105,8) à 500 m à l'ESE du hameau du Puy (commune de Brigueuil) dans le massif de Saulgond, se singularise par la présence de deux minéraux : d'une part de l'augite en petits cristaux inclus dans du plagioclase ou dans de l'amphibole, et d'autre part du microcline en plages xénomorphes, interstitielles par rapport aux prismes de hornblende. Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les gabbros—diorites mésocrates, les sulfures étant en gros d'autant plus abondants que le faciès est plus riche en hornblende. Parmi

(\*) Dans la nomenclature de l'IUGS (1973), la teneur en anorthite du plagioclase détermine la coupure entre diorite (An < 50) et gabbro (An ≥ 50).

ces sulfures on distingue macroscopiquement de la pyrite, de la pyrrhotite et de la rare chalcopyrite. L'étude en section polie d'un échantillon de hornblendite contenant environ 3% de sulfures a confirmé cette paragenèse et révélé une pseudomorphose partielle de la pyrrhotite en magnétite (Mar-coux, 1987, inédit).

### ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS

**Q. Quartz.** Des remplissages quartzeux jalonnent la plupart des failles figurant sur la carte. Ils sont particulièrement abondants et étendus le long du grand accident d'Oradour-sur-Glane et des ramifications de la « mégaqueue de cheval » qui se greffe sur elle du côté sud-ouest, les principales étant d'Ouest en Est : les failles de Lesterps, de Saint-Christophe, d'Ambrosse, de la Chauvie et du Masféral. Ils sont également bien développés le long de la faille de direction N 50 qui est sécante sur l'entité cartographiée en altérites indifférenciées (♣) au Sud du granite d'Esse. L'affleurement le plus spectaculaire est constitué par la barre rocheuse de la lande de La Borderie (entre les points  $x = 489,5$  ;  $y = 113,8$  et  $x = 489,9$  ;  $y = 113,6$ ), juste au Sud de la route de Salomon à Bussière-Boffy (D 63), le long de la faille d'Oradour-sur-Glane. Ailleurs, les lentilles quartzeuses se suivent bien grâce à de nombreux petits grattages anciens, généralement situés dans des bois et envahis par la végétation, à quelques affleurements dans les prés ou les bois, et à des blocs de pierres dispersés le long de structures. Au Nord-Est de la faille d'Oradour-sur-Glane, les filons de quartz sont beaucoup moins abondants et ont des directions variant entre N 50 et N 180. Les affleurements y sont rares et de petite taille. De nombreux éléments de volume très variable (de la pierre jusqu'au bloc de  $1 \text{ m}^3$ ) se trouvent un peu partout le long de la bordure septentrionale des monts de Blond, mais par de simples observations de surface il est impossible de déterminer la localisation et/ou la direction des filons dont ils proviennent, d'autant que les failles recoupant le massif leucogranitique semblent n'avoir pas ou peu de remplissage quartzeux.

La puissance visible des principales lentilles est plurimétrique et leur puissance réelle ne dépasse probablement pas la dizaine de mètres. Il existe une grande variété de faciès : quartz homogène et laiteux ou rarement vitreux ; quartz en peigne ; quartz rubané, plus ou moins bariolé (blanc, gris, rouge, verdâtre) et/ou géodique ; brèche tectonique hypersilicifiée ; quartz microsaccharoïde beige à gris, la variété grise étant fréquemment minéralisée en mispickel (QAS) accompagné de sulfures non arséniés et parfois d'or comme dans le cas du gîte d'Ambrosse. Quelques indices de quartz à sulfures non arséniés seuls ou dominants sur le mispickel, sont figurés sur la carte avec le symbole Qs. Enfin, le quartz est accompagné de fluorine dans le cas de la brèche tectonique hypersilicifiée de l'étang du moulin de Thivirou. Des détails sur toutes ces minéralisations sont données dans le chapitre consacré aux ressources du sous-sol.

$\mu\gamma^{1\text{Na}}$ . **Microleucogranites albitiques stannifères.** Lors de travaux de prospection minière, des filons de microleucogranites albitiques stannifères ont été mis en évidence dans deux régions de la carte :

— dans la partie nord-est (Burnol *et al.*, 1974) où ils recoupent les formations

métamorphiques au Nord du massif leucogranitique des monts de Blond ; – dans la partie nord-ouest (Nguyen, 1981) où ils sont intrusifs dans le granite porphyroïde à biotite de Brillac et localisés dans une zone à greisen et tourmalinites minéralisés en tungstène.

Au Nord des monts de Blond, le principal filon a une direction submérienne perturbée par des failles, une puissance d'environ 5 m et une longueur d'environ 4 km si l'on inclut son extrémité septentrionale qui se trouve sur la feuille Bellac à 1/50 000. Ce filon a fait l'objet de petits grattages ( $x = 500,1$  ;  $y = 120,5$ ) à 250 m au Nord de la ferme de Richemont. Un bon affleurement existe plus au Sud, juste, à l'Est de la ferme du Cluzeau ( $x = 500,30$  ;  $y = 119,16$ ). Ailleurs, le filon se suit en pierres volantes.

Le granite porphyroïde de Brillac est recoupé, au Sud du hameau de Malangin, par un faisceau filonien d'orientation N 30. Le principal filon est associé spatialement à un filon de microleucogranite porphyrique et a été exploité dans la carrière du moulin de Brillac ( $x = 479,6$  ;  $y = 117,2$ ) où il a une puissance de 4 à 5 m et présente à chacune de ses deux épontes une bordure fluidale renfermant quelques petites enclaves du granite de Brillac. Ce granite est protomylonitique et hydrothermalisé au contact du filon. À 1,1 km à l'ESE de cette carrière, en bordure est d'un petit bois ( $x = 480,66$  ;  $y = 116,85$ ), une barre rocheuse correspond à un autre filon qui a une direction N 10, une puissance visible de 4 à 5 m, et qui se singularise par une fracturation intense et par une bréchification locale accompagnée d'une silicification sous forme de veines et de géodes de quartz et d'une minéralisation en fluorine violette. À son éponte orientale on observe les mêmes phénomènes que dans la carrière du moulin de Brillac.

Les microgranites albitiques sont des roches hololeucocrates constituées d'un fond très finement grenu sur lequel se détachent fréquemment quelques cristaux millimétriques de mica blanc, de quartz et/ou de feldspaths. Au microscope apparaît une texture microgrenue aphanitique, légèrement porphyrique (en dehors des bordures fluidales) avec 5 à 10 % des phénocristaux. Les minéraux en phénocristaux sont les suivants, par ordre d'abondance décroissante : quartz, plagioclase albitique (An 0-2), mica blanc (muscovite lithinifère), feldspath potassique. Les mêmes minéraux se retrouvent avec un grain très fin ( $< 40 \mu\text{m}$ ) dans la mésostase. L'albite y est abondante et se présente parfois en sphérolites. Les minéraux accessoires sont les suivants : cassitérite en très fines aiguilles, apatite, phosphates de lithium en inclusions dans des phénocristaux d'albite, tourmaline, mica brun décoloré et/ou chloritisé, rares minéraux opaques. Dans des microfissures ont été observées d'une part (Burnol *et al.*, 1974) des minéraux porteurs de béryllium (phénacite et bertrandite) associés à de l'apatite bleue, de l'adulaire et de la calcite, et d'autre part de la tourmaline verte accompagnée de chlorite en rosettes.

Géochimiquement, les microgranites albitiques à cassitérite sont caractérisés par de très fortes teneurs en Li (300 à 6 000 ppm) et F (1 700 à 11 700 ppm), et des anomalies positives en Sn (210 à 600 ppm), W (10 à 50 ppm) et Be (50 à 100 ppm). Une teneur particulièrement élevée en corin-

don normatif (7,3 %) a été mise en évidence dans l'échantillon dont les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X.

Les caractères pétrographiques et géochimiques plaident en faveur d'une liaison génétique entre les filons de microleucogranites albitiques stannifères et le massif leucogranitique des monts de Blond, ce qui renforce corrélativement l'hypothèse de l'existence, sous le granite porphyroïde à biotite de Brillac, d'une coupole leucogranitique cachée que l'on peut facilement relier au massif des monts de Blond par le jeu cassant de la grande faille décrochante d'Oradour-sur-Glane.

$\mu\gamma^1$ . **Microleucogranites porphyriques à deux micas.** Des filons de microleucogranites porphyriques à deux micas, de direction variable (N 160 à N 30 en majorité) et de puissance visible variant entre 1 et 15 m, recoupent la plupart des massifs granitiques et, plus souvent, les formations métamorphiques. Les densités filoniennes les plus fortes se trouvent d'une part au sein du massif granitique de Brillac et de son voisinage immédiat, et d'autre part au Nord et au Sud de la partie orientale du massif leucogranitique des monts de Blond. Ce dernier n'est par contre recoupé par aucun filon de ce type et semble au contraire emboutir les filons qui arrivent à son contact.

Ces filons sont fréquemment jalonnés par de petites carrières abandonnées. L'affleurement le plus remarquable se situe ( $x = 502,15$  ;  $y = 119,60$ ) à l'extrémité nord-est de la carte où la voie ferrée Limoges—Bellac traverse un escarpement rocheux montrant d'Ouest en Est la coupe continue suivante :  
— un filon de microgranite porphyrique de 15 m de puissance dont les phénocristaux de feldspaths ont une longueur pluricentimétrique et une orientation planaire N 30 et subverticale, parallèle à celle du filon ;  
— un passage de microgranite aphanitique et fluidal de 15 cm de puissance ;  
— le granite à grain moyen à fin de La Garde, hydrothermalisé au contact.

La transition brutale entre le faciès porphyrique et le faciès aphanitique suggère que ce dernier ne correspond pas à une bordure figée du filon mais à une venue ultérieure. Il s'agit probablement d'un mince filon de microleucogranite albitique à cassitérite, comme le suggèrent les anomalies positives en Be (14 ppm), Sn (147 ppm), F (1 500 ppm) et W (16 ppm) mises en évidence par L. Burnol *et al.* (1974).

En d'autres endroits et en particulier sur la rive gauche de l'Issoire à l'Est de Brillac, des filons montrent une diminution progressive de la taille des phénocristaux, du cœur de la structure à ses bordures.

Macroscopiquement, les roches sont caractérisées par leur teinte très claire (beige, gris-beige ou rosé) et par la présence au sein d'une pâte très fine des phénocristaux suivants : feldspath potassique (souvent rose) et plagioclase en tablettes de 1 cm de longueur en moyenne avec un maximum de 4 cm ; quartz en cristaux globuleux ou parfois bipyramidés, de taille inférieure ou égale à 1 cm ; un ou deux mica(s) en lamelles losangiques ou non de 1 mm à 1 cm de long, la muscovite étant généralement dominante sur la biotite et parfois le seul mica présent.

L'observation microscopique montre une proportion de phénocristaux de 10 à 50 % dans une mésostase très finement grenue ( $\geq 40 \mu\text{m}$ ) composée de quartz, plagioclase acide, feldspath potassique, rares associations myrmékittiques quartz + albite et abondant mica blanc primaire et/ou secondaire. Globalement, l'ordre d'abondance des minéraux en phénocristaux est le suivant : quartz, plagioclase acide, feldspath potassique, muscovite, biotite. Le quartz forme des plages monocristallines rarement automorphes, présentant parfois des golfes de corrosion et ayant des inclusions sporadiques de mica(s), voire d'apatite en très fines aiguilles. Le plagioclase est très automorphe, a une composition d'albite ou d'oligoclase acide, et est plus ou moins altéré en mica blanc (illite et/ou phengite), plus localement feldspath potassique en taches. Le feldspath potassique est automorphe, perthitique et rarement piqué de quelques paillettes de mica blanc secondaire. La muscovite primaire constitue des lamelles de taille variable aux contours déchiquetés. La biotite, lorsqu'elle est présente, a une teinte brun-rouge et est relativement pauvre en inclusions de zircon et/ou d'apatite ; elle est généralement décolorée et/ou partiellement à complètement altérée en chlorite et/ou mica blanc avec exsudation de minéraux de fer et/ou de titane le long des feuilletts. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et de rares minéraux opaques.

Géochimiquement, les microleucogranites porphyriques à deux micas des régions de Blond et de Brillac (\*) se distinguent des microleucogranites albitiques à cassitérite par un caractère plus potassique et des teneurs beaucoup plus faibles en Li ( $\leq 120 \text{ ppm}$ ), Sn ( $\leq 5 \text{ ppm}$ ), W ( $\leq 13 \text{ ppm}$ ). Les teneurs en F (1 300 à 1 600 ppm) et Be (6 à 20 ppm) sont également plus faibles mais sont relativement élevées pour des granites, ce qui témoigne d'un début de spécialisation métallogénique que l'on peut interpréter comme le signe annonciateur des venues leucogranitiques ultérieures – porteuses et génératrices de minéralisations en Sn, W, Li – que sont le massif des monts de Blond, la coupole cachée sous le granite de Brillac, et les filons de microgranites albitiques à cassitérite associés spatialement et génétiquement à ces deux entités.

**Leucogranites divers à muscovite, non orientés.** Ils constituent des filons aux épontes nettes ou des bouffées diffuses recoupant des roches plutoniques en massif et/ou des roches métamorphiques. Les filons ont des directions variables et sont plus ou moins abondants suivant les endroits. La densité filonienne la plus forte a été observée dans le quart sud-ouest de la carte au sein du massif dioritique de Saulgond et de son encaissant métamorphique méridional. Ailleurs, la densité des filons visibles est faible ou nulle mais la densité réelle est inconnue à cause des mauvaises conditions d'affleurement.

La taille du grain varie d'un filon à l'autre, voire à l'intérieur d'un même filon dans le cas des aplopegmatites. Sur la carte ont été distinguées 4 classes d'après la taille du grain :

(\*) Ceux des autres régions n'ont pas fait l'objet de dosages géochimiques.

$\gamma^1$ . <b>Leucogranites microgrenus à aplitiques</b>	< 1 mm
$\gamma^1$ . <b>Leucogranites à grain moyen</b>	1 mm à 1 cm
<b>P. Pegmatites</b>	1 cm à 30 cm
aP. <b>Aplopegmatites</b> (à grain très hétérogène)	1 mm à 10 cm

Parmi les leucogranites à grain moyen ont été distingués cartographiquement un **faciès à tourmaline** ( $\gamma^1_1$ ) et un **faciès à grenat** ( $\gamma^1_9$ ). Un seul filon de leucogranite à grenat a été observé : il affleure ( $x = 479,8$ ;  $y = 102,00$  à  $102,24$ ) le long d'un chemin de la forêt d'Étagnac, à une direction subméri-dienne et recoupe des paragneiss juste à l'Est du massif granitique de Chirac—Étagnac. La tourmaline n'a été mise en évidence que dans des filons recoupant les massifs granitiques de Cieux—Vaulry et/ou de Fromental, au Sud des monts de Blond. En un point ( $x = 497,75$ ;  $y = 109,50$ ) de la commune de Cieux, des pierres volantes montrent un leucogranite à tourmaline avec une éponte de luxullianite (quartz plus tourmaline) renfermant des cristaux plurimillimétriques de scheelite.

Les minéraux cardinaux des leucogranites divers sont les suivants, par ordre d'abondance décroissante : quartz, feldspath potassique, plagioclase acide et généralement muscovite. La biotite, la tourmaline et le grenat ne sont présents que localement. L'observation microscopique des faciès à grain fin ou moyen montre une texture grenue, xénomorphe à hypidiomorphe, avec une très légère déformation ductile. Le quartz se présente en plages généralement monocristallines, à extinction onduluse. Le plagioclase acide (albite-oligoclase) est soit xénomorphe, soit subautomorphe à automorphe suivant les filons, et plus ou moins séricitisé. La teneur modale en mica blanc primaire varie entre 0 et 15 % environ. La tourmaline, lorsqu'elle est présente, a une teinte brun kaki et constitue des plages très xénomorphes qui remplissent des interstices ou envahissent des cristaux de feldspath potassique. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et de très rares minéraux opaques.

La luxullianite à scheelite est composée de quartz en cristaux engrenés, de tourmaline en prismes automorphes présentant un zonage récurrent extrêmement fin avec un cœur généralement bleu et un cortex kaki, et de scheelite en grandes plages xénomorphes interstitielles.

$o\gamma^1$ . **Leucogranites orientés à muscovite et parfois grenat** ( $o\gamma^1_9$ ). Des corps de leucogranites orientés de direction N 105 à N 135 ont été mis en évidence au sein des formations métamorphiques dans la partie nord-est de la carte et dans la partie sud-ouest où ils sont particulièrement abondants dans une bande d'environ 1 km de large subparallèle à la bordure sud du massif dioritique de Saulgond. Ces leucogranites se suivent essentiellement sous formes d'abondantes pierres volantes dans les champs, les affleurements étant rares et petits. Ils sont plus ou moins concordants avec la foliation des roches métamorphiques environnantes.

Ils ont un grain moyen à fin et se distinguent minéralogiquement des orthogneiss granitiques par les caractères suivants : la muscovite est tou-

jours présente et généralement abondante, la biotite est absente ou accessoire, le grenat est fréquent dans les faciès à grain moyen.

Au microscope apparaît en général une texture hypidiomorphe grenue à orientation planaire et forte déformation ductile, tendant vers une texture granoblastique orientée. Le quartz se présente essentiellement en plages polycristallines étirées et accessoirement en gouttelettes dans des feldspaths. Le plagioclase est de l'albite ou de l'oligoclase en cristaux subautomorphes à automorphes rarement zonés, faiblement à moyennement séricitisés ; les bourgeons myrmékites sont sporadiques. Le feldspath potassique est un microcline plus ou moins perthitique en plages xénomorphes englobant parfois de petites lattes de plagioclase acide. La muscovite constitue des lamelles orientées de taille variable dont les plus grandes englobent pœcilitiquement de petits cristaux de quartz ; ces lamelles sont soit dispersées, soit ségréguées en minces rubans lenticulaires, et sont localement kinkées ; la teneur modale en muscovite varie entre 5 et 15 % environ. La biotite, plus ou moins décolorée, est moins fréquente que le grenat (les faciès à grenat ont été distingués sur la carte par l'adjonction de l'indice  $\gamma$  d'où la symbolique  $\gamma^1$ ). Les cristaux de grenat sont plus ou moins arrondis, craquelés et fréquemment pœcilitiques au quartz. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les hydroxydes de fer.

Un faciès porphyrique, peu abondant, est caractérisé par une matrice très finement grenue et 7 à 10 % de phénocristaux constitués, par ordre d'abondance décroissante, de muscovite, quartz, feldspath potassique, plagioclase acide.

Géochimiquement, les leucogranites orientés se distinguent nettement des orthogneiss leptyniques par des teneurs moins élevées en silice, par un caractère plus alumineux se traduisant par 2 à 4 % de corindon normatif, et par une tendance plus sodique. Les 4 échantillons analysés (cf. « Géochimie », tabl. 4a et 4b) ont des teneurs en plomb de 21 à 50 ppm, relativement élevées pour des granites. Deux d'entre eux montrent en outre une légère anomalie positive en Nb (12 à 14 ppm) tandis qu'un autre se singularise par sa richesse relative en W (50 ppm) et Sn (33 ppm), probablement liée à la proximité du filon de microleucogranite albitique de Richemont.

**$\mu^3$ . Microgranites porphyriques à biotite, subalcalins, magnésio-potassiques.** Un important faisceau de filons de microgranites porphyriques à biotite se trouve dans la partie la plus occidentale de la carte. Ces filons ont une orientation N 160 à N 180 dominante et recoupent le massif granitique d'Esse, la partie occidentale du massif dioritique de Saulgond, les massifs granodioritiques et/ou granitiques du Bourdeau et de Chirac—Étagnac, et les formations métamorphiques qui encaissent ces massifs plutoniques.

À l'intérieur du massif granitique d'Esse, la cartographie de ces filons est difficile car il y a une convergence de faciès entre les granites et les microgranites : les compositions minéralogiques sont analogues et lorsque les filons sont suffisamment puissants — ce qui est fréquent —, les microgranites sont très fortement chargés en phénocristaux et ont une texture très proche de celle des granites les plus finement grenus. La distinction entre les deux

entités est particulièrement malaisée dans deux cas qui se présentent sur de nombreux affleurements : d'une part lorsqu'il s'agit de faciès cataclastiques à protomylonitiques, et d'autre part lorsque la texture n'est ni franchement grenue, ni franchement microgrenue et que l'affleurement est trop exigu pour que l'on puisse voir le passage à une ou deux bordure(s) microgrenue(s). À l'intérieur des autres massifs plutoniques, et *a fortiori* au sein des formations métamorphiques, la cartographie des filons est beaucoup plus facile car les contrastes d'ordre minéralogique et/ou textural sont bons à excellents, et les filons ont fait l'objet de nombreuses petites exploitations et/ou se suivent sous forme d'abondantes pierres volantes dans les champs.

La teinte de la mésostase est grise (avec des nuances diverses) dans les roches les plus fraîches et beige, rouge brique ou lie-de-vin dans les roches ayant subi une altération hydrothermale et/ou supergène. Dans les faciès cataclastiques, la teinte est verdâtre comme dans le cas du granite d'Esse. Les phénocristaux ont une taille relativement homogène, de 2 à 3 mm en moyenne, une abondance très variable (10 à 70 % environ) et sont constitués de quartz, de feldspath(s) et de biotite en proportions variables. Les enclaves ovoïdes sombres sont rares et petites (longueur  $\leq$  10 cm).

L'observation microscopique montre une texture microgrenue porphyrique avec une mésostase dont la taille de grain varie entre 40  $\mu$ m et 0,1 mm. Les minéraux en phénocristaux sont les suivants par ordre d'abondance décroissante : plagioclase, quartz, biotite, rare feldspath potassique. Les phénocristaux de plagioclase sont isolés ou groupés en syneusis et ont un zonage oscillatoire très fin avec une composition variant entre An 20 et An 40 ; ils renferment parfois quelques paillettes de biotite et/ou de petits prismes d'apatite et sont en général plus abondants que les phénocristaux de quartz. Ces derniers sont généralement monocristallins, ont une extinction onduleuse, montrent de fréquents golfes de corrosion en bordure et englobent de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite, voire de petits morceaux de mésostase. La biotite est fortement pléochroïque (brun pâle à marron verdâtre) et constitue des lamelles de taille variable avec de rares inclusions de zircon et/ou d'apatite. Le feldspath potassique est rarement en phénocristaux, mais toujours présent dans la mésostase en compagnie de quartz, de plagioclase, d'associations myrmékittiques quartz-albite, et de biotite. Les minéraux accessoires les plus courants sont l'apatite, le zircon et l'ilménite ; de l'allanite zonée, du sphène et/ou de la pyrite sont présents sporadiquement. La hornblende n'a pas été observée.

Les enclaves sombres ont une texture hypidiomorphe finement grenue et une composition de tonalites avec 15 à 20 % de biotite en volume. L'altération hydrothermale est en général très faible mais est forte localement, en particulier dans les faciès cataclastiques à protomylonitiques de teinte verdâtre. Elle est de type propylitique, se traduisant sur les feldspaths par un développement de mica blanc en très fines paillettes (illite probable) et/ou en petites lamelles (phengite probable), et sur la biotite par une chloritisation partielle à totale, accompagnée d'un développement fréquent d'épidote, voire d'une calcitisation. De la chlorite en rosettes colmate des microfissures dans des faciès cataclastiques. La pyrite est commune dans les faciès hydrothermalisés.

La biotite a la même composition que dans le granite d'Esse. Les microgranites ont donc une affinité subalcaline magnésio-potassique, et leur lien avec le granite d'Esse est probablement non seulement spatial mais encore génétique.

$\sigma\gamma^3$ . **Épisyénites.** De petits corps d'épisyénites, découverts pour la plupart par la COGEMA, se trouvent à proximité de deux accidents subméridiens au sein du massif granitique de la Glane, à l'Est du hameau de La Clautre (commune de Javerdat). Un autre petit corps se situe juste au Nord-Est de la faille d'Oradour-sur-Glane à l'intérieur du massif granitique de Fromental.

Ces épisyénites se sont formées à partir des granites environnants par dissolution partielle à totale du quartz. Le plus bel affleurement se trouve ( $x = 492,57$  ;  $y = 106,21$ ) juste à l'Est du moulin de Peyrahout, en bordure nord de la route qui mène à Javerdat. On y observe de nombreux boxworks avec de fines cannelures ou avec des résidus d'hydroxydes de fer, qui sont les vestiges d'une minéralisation en pyrite.

En lame mince apparaît une texture hypidiomorphe grenue résiduelle avec une forte déformation ductile. La composition minéralogique est la suivante : reliques de quartz en plages recristallisées, plagioclase acide présentant des macles polysynthétiques fortement déformées et une altération partielle à totale en micas blancs (illite et/ou phengite), feldspath potassique plus ou moins argilisé, biotite entièrement pseudomorphosée en amas de chlorite, plus mica blanc, plus minéraux de fer et/ou titane.

$\sigma$ . **Syénites plus ou moins quartzifères à mispickel.** Juste au Sud du petit massif granitique calco-alcalin du Montazeaud, le massif migmatitique d'Oradour-sur-Glane renferme une zone riche en pierres volantes de syénites contenant plus ou moins de quartz et/ou de mispickel disséminé. Dans les fossés de la route de Cieux (D 80), quelques affleurements de qualité médiocre montrent, au sein de migmatites arénisées et rubéfiées, des passages de syénites de puissance métrique correspondant probablement à de petits corps intrusifs.

L'observation microscopique montre une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique. Le feldspath potassique est très largement dominant ; c'est un microcline perthitique en plages subautomorphes englobant parfois de petites lattes de plagioclase acide. Les deux feldspaths sont fréquemment piquetés de petites paillettes de mica blanc. Le quartz est peu abondant (2 à 20 %) et se présente soit en plages polycristallines interstitielles, soit en association micropegmatitique avec le feldspath potassique. Dans un échantillon a été observée de la biotite décolorée et plus ou moins altérée en goëthite, sous forme de paillettes disposées en petits amas fibroradiés ou isolées entre les cristaux de microcline. Le mispickel est toujours présent en cristaux disséminés, avec une teneur modale variant entre 1 et 10 % environ.

v. **Lamprophyres.** Des filons de lamprophyres ont été mis en évidence dans deux parties de la carte essentiellement : d'une part dans un large quart sud-est où ils recoupent la bordure méridionale du massif leucogranitique des

monts de Blond et les massifs migmatitiques à granitiques situés plus au Sud, et d'autre part dans la partie sud-ouest où ils recourent les massifs granitiques et/ou granodioritiques de Chirac—Étagnac et du Bourdeau et la bordure méridionale du massif dioritique de Saulgond. En dehors de ces deux régions, un seul filon a été découvert : il recoupe le massif dioritique de Saint-Quentin près de sa bordure occidentale. La direction de ces filons varie en fonction de la répartition géographique : N 10 à N 35 dans le tiers oriental de la carte, N 120 à N 170 dominante dans les deux tiers occidentaux.

La plupart de ces filons n'affleurent pas ou très mal et ont été cartographiés au compteur de radioactivité lors des prospections d'uranium réalisées par COGEMA puis Total-Compagnie minière (TCM). Le meilleur affleurement correspond au filon qui recoupe les migmatites d'Oradour-sur-Glane à travers toute la grande carrière située ( $x = 501,0$  ;  $y = 106,8$ ) à 3,3 km au Nord-Est du centre de la localité d'Oradour-sur-Glane. Ce filon a une direction N 35 et une puissance irrégulière variant entre 1 et 2 m, montre une altération en petites boules en haut de la carrière, et est constitué d'une roche sombre finement grenue et amygdalaire, localement minéralisée en pyrite disséminée. Un autre filon de roche fraîche est visible dans la partie sud-ouest de la carte, dans une petite carrière abandonnée située ( $x = 477,87$  ;  $y = 101,60$ ) en bordure sud de la route de Chabrac (D 948), à 250 m au Nord-Ouest du hameau de La Pierre-Levée. Ce filon a une direction N 170, une puissance visible de 40 cm et est constitué d'une roche macroscopiquement analogue à celle du filon de la carrière de migmatites, mais non minéralisée en pyrite et faisant fortement effervescence à l'acide chlorhydrique. Il est en outre accolé à un filon de microgranite porphyrique à biotite. Une telle association spatiale entre filons de lamprophyres et de microgranites divers est relativement fréquente au Sud des monts de Blond également.

Au microscope apparaît une texture soit microgrenue porphyrique, soit finement grenue à tendance doléritique, amygdalaire ou non. Dans les faciès porphyriques, les phénocristaux représentent 30 % du volume au plus et sont constitués en majorité de plagioclase (oligoclase à andésine) plus ou moins séricitisé et localement saussuritisé ou épigénisé par de la calcite, et pour le reste d'un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz, clinopyroxène, biotite et — dans le cas de carrière de La Pierre-Levée — olivine entièrement pseudomorphosée en carbonates (calcite et dolomite), oxydes de fer et mica verdâtre (fuchsite ?). La mésostase des faciès porphyriques et les faciès finement grenus renferment les minéraux suivants : plagioclase généralement très altéré ; quartz ; biotite décolorée ou pseudomorphosée en chlorite verte, plus minéraux de fer et/ou titane, plus parfois épidote ; oxydes métalliques et parfois clinopyroxène, amphibole incolore ou brune, voire feldspath potassique.

Le filon de la carrière de migmatites se singularise par sa texture doléritique et amygdalaire et par sa composition de kersantite riche en clinopyroxène (15 à 20 % en volume). Ce dernier est une augite remarquablement fraîche en petits cristaux prismatiques ou granulaires, plus ou moins craquelés. Les amygdales sont constituées d'un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz calcédonieux, chlorite verte en rosettes, plagioclase acide. La

réaction à l'acide du filon de la carrière de La Pierre-Levée s'explique par l'intense calcitisation qui affecte le plagioclase, l'olivine et un autre silicate ferromagnésien (clinopyroxène, amphibole ou biotite ?) complètement pseudomorphosé en carbonates, plus phyllites vertes, plus minéraux opaques.

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES, CÉNOZOÏQUE*

Généralement meubles, les formations superficielles forment une couverture quasi continue sur l'ensemble de la feuille, le substrat rocheux n'affleurant que de place en place, en barres et chicots rocheux, principalement sur les versants. Dans l'ensemble elles sont liées à la morphologie actuelle. Cénozoïque, voire plus ancien pour les altérites, leur âge n'est généralement pas connu avec précision et, en l'absence de fossiles 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. La lithologie des formations superficielles étant étroitement liée à leur origine, elles sont classées selon des critères génétiques.

Sur les plateaux, la couverture de formations superficielles est essentiellement constituée d'altérites (en place ou faiblement remaniées). Elle est plus continue et en moyenne plus épaisse dans les régions gneissiques. À proximité des principales vallées (Issoire, Glane et Vienne) on observe localement des lambeaux résiduels de formations détritiques anciennes n'ayant conservé qu'exceptionnellement leur disposition stratifiée (gisement des Séguines). Les plus vieilles d'entre elles (Éocène ?) ont été silicifiées en grès et poudingues (silcrètes probables), ultérieurement démantelés.

Les versants sont tapissés de formations de gélifluxion liées au gel quaternaire ; leur représentation, à l'échelle du 1/50 000, présente peu d'intérêt par rapport à celle du substrat rocheux dont la nature est connue par la pétrographie des chicots rocheux et des gélifracts soliflués. Ces formations n'ont pas été figurées.

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

Les fonds de vallées sont recouverts par des alluvions récentes, d'âge pléistocène supérieur à holocène.

### **Formations d'altération en place**

Des talus et des fossés de routes ou de chemins et des chantiers de terrassement permettent ou ont permis d'observer, sous un sol peu épais (20 à 50 cm en général), des altérites en place présentant toutes les transitions entre une roche encore cohérente et une roche tout à fait friable dans laquelle la composition minéralogique, et parfois la texture, sont encore identifiables. Sur les plateaux gneissiques, l'épaisseur de ces formations

peut atteindre ou même dépasser la trentaine de mètres : un sondage à la moto-tarière implanté ( $x = 478,58$  ;  $y = 120,37$ ) à 300 m à l'Ouest de la ferme de la Métairie de la Lande (commune de Brillac), en bordure ouest de la route D 29, n'a recoupé le substrat gneissique rocheux qu'au bout de 32 mètres. Pour des questions de durée et de coût des levés et de lisibilité de la carte, il n'est pas possible de cartographier en détail ces formations à l'échelle du 1/50 000.

En général, la nature du substrat est identifiable (avec plus ou moins de fiabilité suivant les endroits), et c'est ce substrat qui est figuré sur la carte.

*ℵ*. **Arènes sablo-argileuses sur substrat cristallin indéterminé.** De telles arènes ont été figurées en deux endroits de la carte où la nature du substrat est ambiguë (gneiss ou granite ?) et où le tracé de la limite entre granites et gneiss serait, corrélativement, très aléatoire : d'une part au Sud du granite d'Esse, dans la partie la plus occidentale de la carte, et d'autre part à l'Est du petit bassin de sédiments détritiques fluviaux (F) des Séguines, à la limite méridionale de la carte.

*ℵ*<sup>1</sup>. **Arènes de leucogranite albitique à cassitérite.** Dans le cas très particulier du bois de la Tourette, situé à 1 km au Nord de la localité de Blond sur le glacis se trouvant au Nord des monts de Blond, on observe d'abondants entonnoirs complètement envahis par la végétation, qui sont les vestiges de stannières de l'époque gallo-romaine. D'après L. Burnol *et al.* (1974), le gisement est constitué pour l'essentiel d'une arène de leucogranite albitique minéralisée en cassitérite, dont les limites ont été tracées par L. Burnol sur une carte inédite à 1/12 500 et reportées sur la présente carte à 1/50 000. En l'absence totale, non seulement d'affleurement mais encore de pierre volante leucogranitique, cette entité a été figurée en une formation superficielle particulière.

### Formations détritiques

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, plus ou moins fin et généralement constitué de limons, sables ou petits graviers pouvant enoyer des blocs résiduels de quartz ou de roches cristallines. 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 de ceux-ci. 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, mais n'ont pas été représentées. Leur épaisseur moyenne est de l'ordre de 2 m.

En bas de versant se trouvent des sols hydromorphes à pseudogleys, voire à gleys dans les fonds mal drainés. Ces sols sont en général abondamment couverts de joncs. Localement, dans les sites dépourvus d'écoulement, on

observe une évolution tourbeuse n'ayant pas abouti à la formation d'une couche importante.

**Fz. Alluvions 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 rocheuses dans le cas de roches plutoniques.

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

En aval de la partie orientale du massif des monts de Blond, ces alluvions renferment des concentrations (flats) de cassitérite (cf. « Ressources minérales »).

**R.S. Silcrètes résiduels.** Des grès et microconglomérats à éléments de quartz subanguleux et à ciment d'argile silicifiée très dur ont été découverts en pierres volantes dans des champs fraîchement labourés, sur des plateaux et buttes plus ou moins éloignés de la rive gauche de l'Issoire. Sur la carte figurent quatre placages résiduels correspondant aux endroits où ces pierres volantes sont abondantes.

Au microscope, le ciment est isotrope en lumière polarisée et montre en lumière naturelle des traces de structures d'illuviation et une pigmentation brune à noire correspondant probablement à des oxydes de titane. Le faciès de ces grès rappelle celui des silcrètes décrits dans le Sud du Bassin parisien (Rasplus, 1982 ; Thiry *et al.*, 1983) ou sur la bordure nord du Massif central (Turland, 1987). Il pouvait donc correspondre aux vestiges de silcrètes ayant affecté les dépôts sableux superficiels (détritiques ou résiduels) sur les bas plateaux du Limousin.

**F. Alluvions anciennes du plateau entre Glane et Vienne.** Comme le montrent la figure 1 et le schéma structural, la Vienne ne traverse pas le territoire de la carte mais passe juste au Sud puis juste à l'Ouest. À la limite méridionale de la carte, au sommet de l'interfluve entre la Glane et la Vienne, à une centaine de mètres au-dessus du cours actuel de la Vienne et 50 à 60 m au-dessus de celui de la Glane, se trouve le gisement d'alluvions anciennes des Séguines qui se rattache à une série de lambeaux d'alluvions anciennes situés sur les plateaux de la vallée de la Vienne. La coupe de la carrière en exploitation des Séguines, située ( $x = 493,5$  à  $493,9$  ;  $y = 101,5$  à  $101,7$ ) à l'extrémité septentrionale de la commune de Saint-Brice-sur-Vienne, est semblable à celle décrite par J.C. Flageollet (1976) à Uzurat et Buxerolles aux environs de Limoges. Sur une dizaine de mètres de puissance visibles, elle

montre une succession de sables et graviers à intercalations silto-argileuses, comprenant de bas en haut :

- un niveau ou une lentille de silt argileux gris ;
- 3 à 4 m d'un ensemble jaunâtre à ocre de sables grossiers à passées graveleuses, à stratification peu marquée, subhorizontale ; les passées graveleuses se singularisent par la présence de grands cristaux subautomorphes à automorphes de feldspath potassique tout à fait analogues à ceux du granite porphyroïde de Saint-Junien qui constitue le soubassement d'une grande partie du gisement ;
- 3 à 4 m d'une séquence ocre, à passages rubéfiés, de sables et graviers à stratifications entrecroisées, riche en petits galets de quartz dans sa partie basale et se terminant par des sables plus fins et localement par un niveau de silts argileux compacts dont l'épaisseur peut atteindre 50 cm ;
- 2 m d'un ensemble de sables jaunâtres, moyens à grossiers, avec quelques passées lenticulaires d'argiles blanches à lie-de-vin, à stratification subhorizontale, dont la base ravine la séquence médiane sous forme de chenaux ;
- au sommet : des galets résiduels de quartz et de rare leucogranite aplopegmatitique.

L'âge de ces alluvions est mal connu. J.C. Flageollet (1976) envisage une mise en place dans des conditions climatiques froides et, par analogie avec des sables de même faciès en Vendée, propose un âge quaternaire ancien. Dans le cas des Séguines, la présence de nombreux galets mous et de figures d'injection de sables dans le niveau argileux situé au sommet de la partie médiane, sont effectivement des arguments en faveur d'une mise en place dans des conditions périglaciaires.

**RFg. Alluvions anciennes résiduelles de la Glane : galets et blocs de quartz.** Sur les replats situés de part et d'autre de la vallée de la Glane, 10 à 20 m au-dessus du cours actuel de cette rivière, on observe des placages résiduels à galets de quartz de forme nettement arrondie. Par leur position morphologique à environ 40 m en contrebas des alluvions anciennes des Séguines, ces alluvions semblent être nettement plus jeunes. Cependant, l'absence de galets de roches cristallines permet d'envisager un âge antérieur au Quaternaire moyen.

**RFi. Alluvions anciennes résiduelles de l'Issoire : galets et blocs de quartz et rares blocs de poudingue.** L'Issoire est une rivière au cours très sinueux qui draine toute la partie septentrionale de la carte, sa source se situant au Sud de Blond, le long d'une grande faille subméridienne qui recoupe le massif leucogranitique des monts de Blond, et son confluent avec la Vienne se trouvant juste à l'Ouest de la carte (fig. 1).

Sur les plateaux et buttes situés sur la rive gauche de cette rivière on observe des placages résiduels à galets et blocs de quartz répartis dans toute la partie septentrionale de la carte à l'exception du quart oriental. Ces placages sont particulièrement abondants dans la partie la plus occidentale, sur le territoire de la commune d'Esse, à une altitude comprise entre 200 et 240 m soit 60 à 90 m au-dessus du cours actuel de l'Issoire. Les galets sont en général nettement arrondis et parfois éolisés. À environ 1 km au Sud-Est du centre d'Esse, au lieu-dit Les Tais, autour de la cote 242, se trouve un placage se

singularisant par la présence d'une part de blocs de quartz de forme subanguleuse à nettement arrondie dont la longueur peut atteindre 40 cm, et d'autre part de quelques blocs de poudingue à ciment de grès ou d'argile siliciifiée (opale), à galets de quartz et à petits éléments anguleux à arrondis constitués d'un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, micas, rare tourmaline, provenant très probablement de granites. La relation entre ce bloc de poudingue épars et les galets résiduels n'est pas visible en surface.

L'âge de ces alluvions n'est pas connu pour l'instant.

## GÉOCHIMIE

### *CHIMISME DES SILICATES HYDROXYLÉS DANS LES ROCHES ÉRUPTIVES*

Des analyses à la microsonde électronique ont permis de préciser la composition chimique du plagioclase et des silicates hydroxylés (micas et amphiboles) dans les roches plutoniques et les microgranites. Les données particulières ont été spécifiées lors de la description des terrains, en ce qui concerne le plagioclase et le mica noir notamment. La présente étude consiste en une comparaison des principales données relatives aux micas et aux amphiboles, à l'aide de diagrammes et de tableaux (en annexe).

### **Chimisme des micas**

#### **Teneurs en Al et Mg des micas noirs**

Dans des massifs de granites à biotite ne présentant qu'une faible évolution magmatique, la composition des biotites en Al-Mg-(Fe) permet généralement de définir avec une bonne fiabilité le type d'association magmatique. (Chèvremont *et al.*, 1988). Dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glane, cet outil s'est avéré particulièrement utile et a permis, en complément des études pétrographiques, de mettre en évidence non seulement 4 types différents d'association magmatique (subalcalin magnésio-potassique, calco-alcalin *s.s.*, alumino-potassique mésocrate à subleucocrate et alumino-potassique leucocrate), mais également le caractère hybride, calco-alcalin à alumino-potassique, d'une partie des massifs granitiques de Brillac et de Fromental et de certains corps de diorites quartzifères.

La figure 2 montre que la gamme des teneurs en Al et Mg est très étendue entre un pôle pauvre en Al et riche en Mg, correspondant au type subalcalin magnésio-potassique représenté par le granite d'Esse et les microgranites associés, et un pôle très riche en Al et pauvre en Mg, correspondant au massif leucogranitique des monts de Blond dans lequel les micas noirs ne sont plus des biotites mais des protolithionites. En ce qui concerne le granite d'Esse, on notera que les biotites sont encore plus magnésiennes dans une enclave de tonalite que dans le granite lui-même.

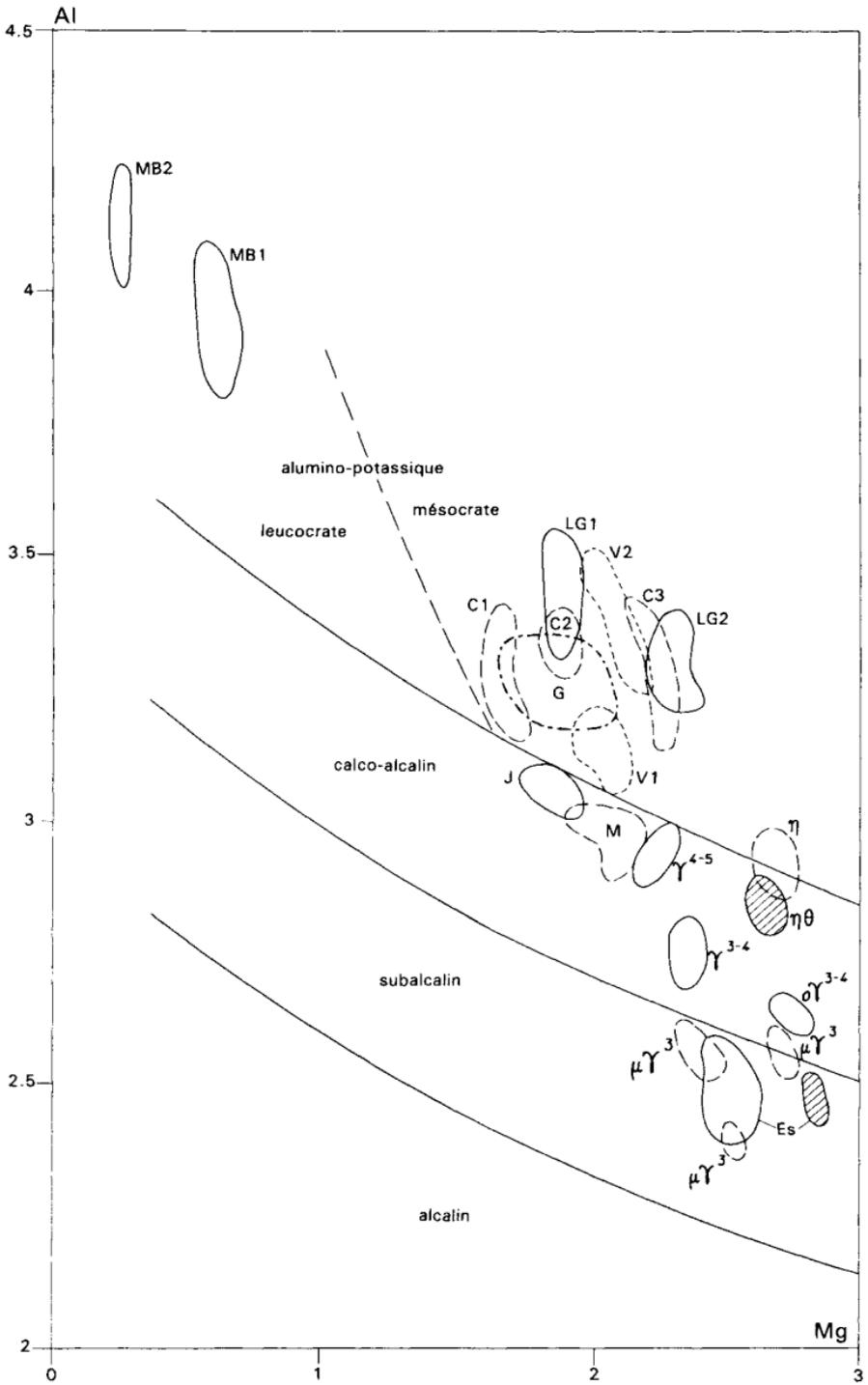


Fig. 2 - Diagramme Al-Mg pour les micas noirs des granitoides non hybridés

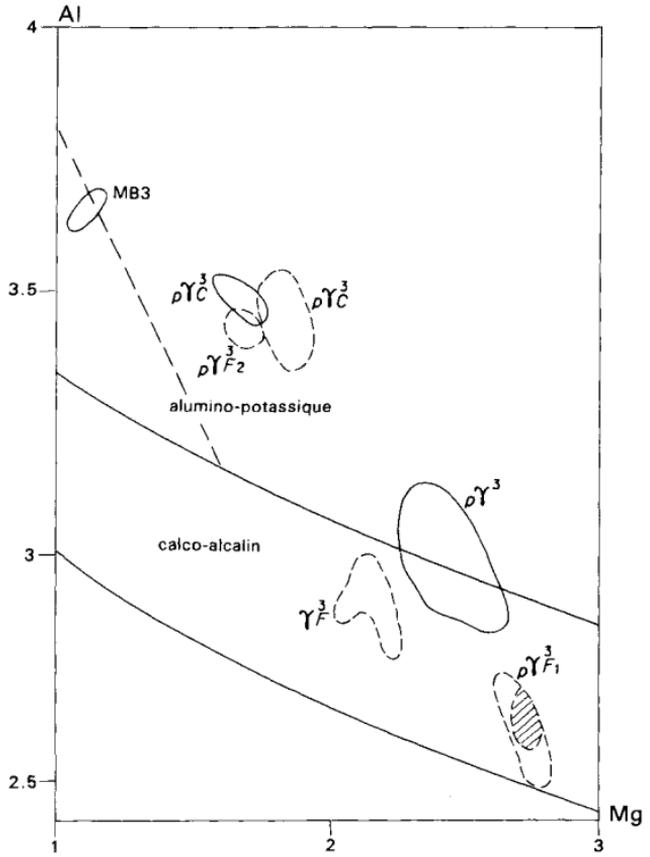


Fig. 3 - Diagramme Al-Mg pour les micas noirs des granitoïdes hybrides

- MB Monts de Blond (leucogranites)
- LG La Garde
- C Cieux
- V Vaulry
- G Glane
- J Javerdat
- M Montazeaud
- Es Esse
- $\mu\gamma^3$  Microgranites porphyriques
- $\rho\gamma^{3-4}$  Granite-granodiorite d'Étagnac
- $\delta\gamma^{3-4}$  Granite-granodiorite orientée du Grand-Mésurat
- $\gamma^{4-5}$  Tonalite orientée du Bourdeau
- $\eta$  Diorite quartzifère

- $\rho\gamma^3$  Granite porphyroïde de Brillac
- $\rho\gamma_C^3$  Faciès à cordiérite
- $\gamma_F^3$  Granite à grain moyen
- $\rho\gamma_{F_1}^3$  Granite porphyroïde
- $\rho\gamma_{F_2}^3$  Granite au contact du faciès à grain moyen (éch. MB3) des monts de Blond
- $\circ$  Enclaves associées
- $\eta\theta$  Diorite-gabbro (Javerdat)

Granites de Fromental

Entre les deux pôles extrêmes se trouvent 3 autres types d'association magmatique :

— association calco-alcaline *s.s.* pour les massifs granitiques et/ou granodioritiques, voire tonalitiques, qui sont étroitement liés aux massifs des roches intermédiaires à basiques de la moitié occidentale de la carte, et pour les massifs granitiques de Javerdat et du Montazeaud qui ont des enclaves de diorites et/ou gabbros à hornblende et biotite ;

— association aluminopotassique mésocrate à subleucocrate pour la plupart des massifs granitiques de la moitié orientale de la carte : les massifs de la Glane, de Cieux-Vaulry et de La Garde, dans lesquels on observe des variations relativement importantes des teneurs en Al et Mg des biotites, ces variations pouvant être liées à l'un et/ou à l'autre des deux facteurs suivants :

- différenciation magmatique, comme par exemple dans le cas du granite de La Garde où les biotites sont nettement plus alumineuses et moins magnésiennes dans le faciès subleucocrate (LG1) que dans le faciès mésocrate (LG2),

- hybridation plus ou moins intense liée à l'intrusion des leucogranites hyperalumineux des monts de Blond, ayant pu jouer sur les massifs de Cieux-Vaulry et de La Garde ;

— association hybride (fig. 3) pour les granites de Brillac et de Fromental. Le faciès à biotite seule du granite de Brillac occupe un champ à cheval sur les domaines calco-alcalin *s.s.* et aluminopotassique, tandis que le faciès à biotite et cordiérite, situé à proximité d'un filon de microleucogranite porphyrique à deux micas, se singularise par une biotite aussi riche en Al et pauvre en Mg que celle du granite de Fromental au contact du massif leucogranitique des monts de Blond. En revanche, en des points suffisamment éloignés de ce dernier, le granite de Fromental renferme, quel que soit le faciès (porphyroïde ou non), une biotite se situant nettement le domaine calco-alcalin.

Seuls deux échantillons de roches intermédiaires à basiques ont fait l'objet d'analyses de biotite. Ces analyses ont révélé des compositions à la fois riches en Mg et relativement riches en Al (fig. 2). À l'échantillon de diorite quartzifère provenant du petit corps situé à l'Est du massif de La Guyonnerie correspond un champ se situant en majeure partie dans le domaine aluminopotassique, ce qui suggère un caractère hybride. Dans l'autre échantillon, qui provient d'une enclave de gabbro-diorite du granite de Javerdat, la biotite est moins alumineuse et corrélativement d'affinité calco-alcaline, mais est en outre nettement plus magnésienne que dans le granite de Javerdat.

### Teneurs en fluor des deux micas

● **Micas noirs** (tabl. 1, en annexe). Malgré la forte dispersion des valeurs, imputable en partie aux caractères cristallochimiques de ces silicates en feuillets, il apparaît clairement qu'en dehors des leucogranites des monts de Blond dont la « spécialisation » a déjà été soulignée, les plus fortes teneurs en fluor se trouvent d'une part dans l'ensemble des granites aluminopotassiques de type Guéret, et d'autre part dans les granites calco-alcalins *s.s.* de

Brillac et de Fromental. Ces fortes teneurs peuvent être expliquées par l'un et/ou l'autre des deux phénomènes suivants :

- caractère fluoré de l'ensemble des magmas aluminopotassiques, atteignant un maximum dans le magma le plus évolué représenté par le massif leucogranitique des monts de Blond ;
- hybridation locale liée à la mise en place de ce magma leucogranitique qui a fait intrusion dans les autres massifs. La métasomatose fluorée est particulièrement nette dans le cas d'un échantillon du granite de Fromental dont les micas noirs ont des teneurs en fluor aussi élevées (3,2 à 5,3 %) que dans le leucogranite situé au contact (dans la même lame mince) ; dans les autres cas il est difficile de faire la part entre les deux phénomènes.

Dans les granitoïdes calco-alcalins *s.s.* et subalcalins, les biotites ont des teneurs en fluor inférieures à 1 % sauf dans les massifs du Montazeaud (*pro parte*) et du Grand-Mesurat, qui se situent au contact ou à proximité de granites aluminopotassiques.

● **Muscovites** (tabl. 2). Les données sont d'autant moins nombreuses que le mica blanc primaire est absent dans les granites calco-alcalins *s.s.* (à l'exception de celui de Javerdat) et subalcalins. Malgré le faible nombre de dosages réalisés, on peut conclure que les teneurs en fluor sont nettement plus faibles dans les muscovites que dans les micas noirs mais varient dans le même sens. En outre, le leucogranite de Brigueuil renferme, comme cela a déjà été signalé précédemment, des muscovites très pauvres en fluor, ce qui le distingue nettement des leucogranites géochimiquement « spécialisés » représentés par le massif des monts de Blond.

### Chimisme des amphiboles

Des amphiboles vertes sont présentes dans les roches intermédiaires à basiques, dans certains faciès de granitoïdes calco-alcalins *s.s.* et dans le granite subalcalin d'Esse. Elles n'ont été dosées que dans les échantillons sélectionnés pour les analyses de biotites. Ces dosages ont révélé des différences notables ;

- hornblende tschermakitique (relativement riche en Al) dans les gabbros-diorites et diorites quartzifères, ce qui est compatible avec la teneur en Al relativement forte dans la biotite de ces roches ;
- hornblende magnésienne dans le granite d'Esse et dans la granodiorite-tonalite du Bourdeau, avec des rapports  $Mg/(Mg + Fe)$  moyens de 0,68 et 0,60 respectivement ;
- hornblende à tendance hastingsitique (alcaline) dans les granitoïdes calco-alcalins *s.s.* d'Étagnac et du Grand-Mesurat.

### GÉOCHIMIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET DES ROCHES ÉRUPTIVES

Les données particulières à certaines roches ont été spécifiées lors de la description des terrains. La présente étude consiste en une interprétation synthétique des analyses réalisées d'une part dans le cadre des thèses de J. Barbier (1968a), J.P. Dutreuil (1978) et M.T. Peiffer (1982, 1985) en ce qui

concerne les roches plutoniques, et d'autre part dans le cadre des levés cartographiques en ce qui concerne les roches métamorphiques et des compléments sur les roches éruptives.

**Roches métamorphiques acides ( $\text{SiO}_2 > 65\%$ ) et granitoïdes** (tabl. 3 et 4, en annexe)

Alors qu'il est généralement admis que les gneiss plagioclasiques micacés dérivent de sédiments immatures de type grauwackes, l'origine des gneiss leptynitiques à deux feldspaths (plagioclase et feldspath potassique) est fréquemment ambiguë : sédiments arkosiques ou roches éruptives acides ? Dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Grane, les données de terrain plaident plutôt en faveur du caractère orthodérivé de ces gneiss leptynitiques. Les figures 4 et 5 permettent de les comparer géochimiquement d'une part aux gneiss et schistes plagioclasiques, et d'autre part aux granites et microgranites de la carte. Leur homogénéité est un des traits les plus apparents. Dans le diagramme  $\text{Al}/3 - \text{K}$  en fonction de  $\text{Al}/3 - \text{Na}$  (fig. 4), ils se situent dans le domaine des granites à deux micas, leur champ recouvrant en grande partie celui des faciès à deux micas du massif leucogranitique des monts de Blond. Ils sont éloignés du microleucogranite albitique, qui est nettement plus alumineux, et des gneiss plagioclasiques dont la charge en soude, nettement supérieure à celle en potasse, traduit un chimisme de grauwackes. Ils sont également moins alumineux et plus potassiques que les granites orientés et que le faciès laminé à muscovite seule du massif des monts de Blond. Leur teneur relativement faible en aluminium est clairement illustrée par le diagramme  $Q$  en fonction de  $A$  (fig. 5). Ce diagramme montre en outre leur forte teneur en quartz (paramètre  $Q$ ), qui les situe nettement en dehors des domaines granitiques, au même niveau que l'échantillon de schiste plagioclasique.

Compte tenu de l'homogénéité pétrographique et géochimique des gneiss leptynitiques, cet excès de silice est probablement dû non pas à une origine arkosique mais à une silicification contemporaine de l'orthogneissification, comme dans le cas d'orthogneiss de la feuille voisine Ambazac (notice, p. 13). En revanche le granite de Vaulry apparaît comme relativement pauvre en quartz.

Dans le diagramme typologique de H. de La Roche *et al.*, (1980) (fig. 6), les gneiss leptynitiques sont très proches du point P représentant le minimum du système aplogranitique à  $\text{PH}_2\text{O} = 5$  kbar, alors que les granitoïdes post-métamorphiques sont très dispersés conformément à la diversité des associations magmatiques :

- association calco-alkaline *s.s.* pour les granodiorites du Bourdeau et d'Étagnac ;
- association subalkaline pour le granite d'Esse et les microgranites à biotite associés ;
- association alumineuse pour les leucogranites des monts de Blond, les leucogranites orientés, le microleucogranite albitique, et le granite de Vaulry dont la pauvreté en quartz se retrouve dans ce diagramme.

Les granites de Brillac et de Chirac sont nettement cafémiques, mais les analyses sont trop peu nombreuses (une pour chaque granite) pour

Fig. 4 - Diagramme Al/3-K en fonction de (Al/3-Na)

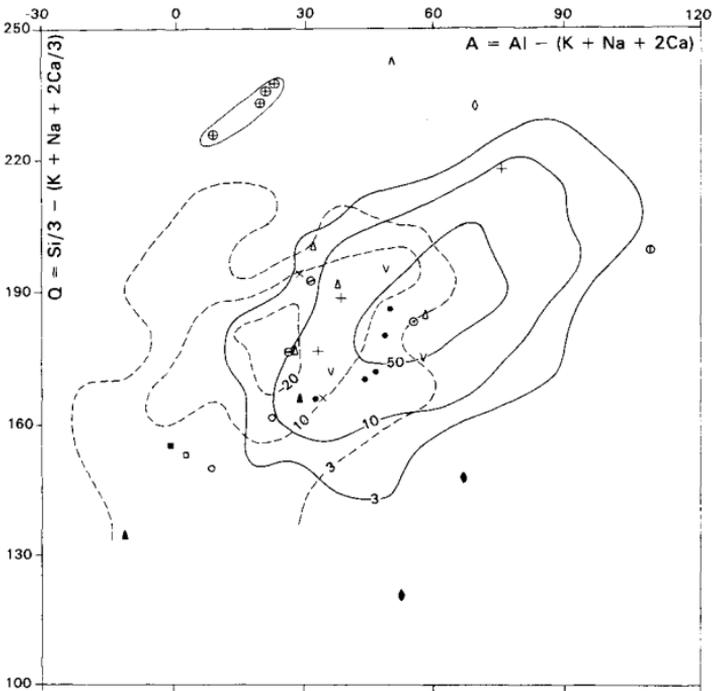
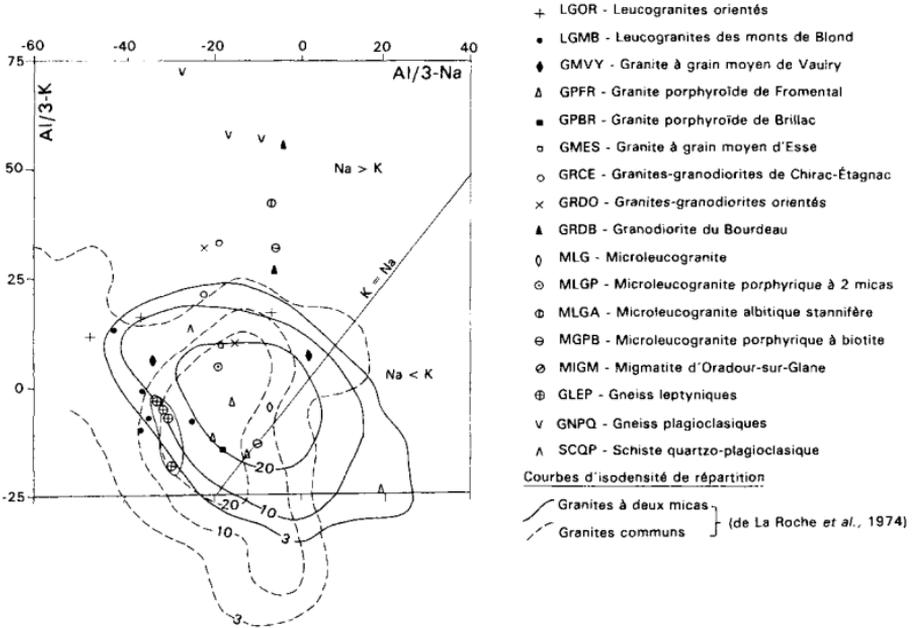
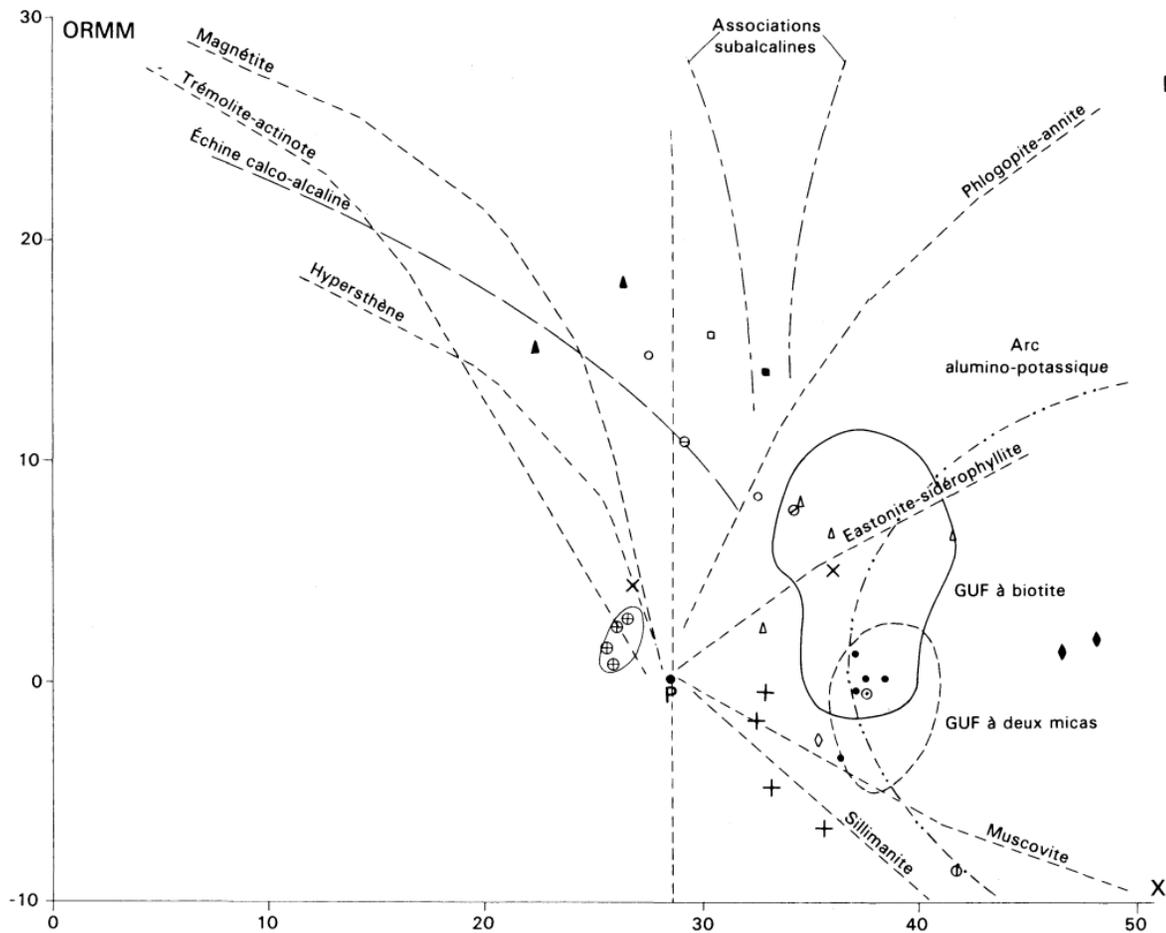


Fig. 5 - Diagramme Q en fonction de (A)



**Fig. 6**  
**Diagramme ORMM en fonction de X**

GROUPES

- + LGOR - Leucogranites orientés
- LGMB - Leucogranites des monts de Blond
- ◆ GMVY - Granite à grain moyen de Vauiry
- △ GPFR - Granite porphyroïde de Fromental
- GPBR - Granite porphyroïde de Brillac
- GMES - Granite à grain moyen d'Esse
- GRCE - Granites-granodiorites de Chirac-Étagnac
- × GRDO - Granites-granodiorites orientés
- ▲ GRDB - Granodiorites du Bourdeau
- ◇ MLG - Microleucogranite
- ⊙ MLGP - Microleucogranite porphyrique à deux micas
- ⊕ MLGA - Microleucogranite albitique stannifère
- ⊖ MGPB - Microgranite porphyrique à biotite
- ⊗ MIGM - Migmatite d'Oradour-sur-Glane
- ⊕ GLEP - Gneiss leptynitiques
- GUF - Granite uranifère français  
 (de La Roche *et al.*, 1980)

permettre de conclure. Le granite de Fromental est également cafémique mais avec une tendance alumineuse le situant autout de l'axe des biotites alumineuses (eastonite—sidérophyllite), au milieu du domaine des granites uranifères hercyniens français à biotite.

### **Roches plutoniques intermédiaires à basiques** (tabl. 5)

Les évolutions — en fonction de  $\text{SiO}_2$  — des teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (fig. 7a),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (fig 7b) et  $\text{MgO}$  (fig. 7c), suggèrent que les roches basiques à acides représentées sur ces diagrammes appartiennent à une association calco-alcaline, l'absence d'enrichissement en fer excluant une affinité tholéiitique. On notera l'intervalle important séparant, comme cela est habituel, le groupe des roches basiques à intermédiaires de celui des roches acides.

Sur les figures 7b et 7c, les hornblendites se situent nettement à l'écart des droites de régression concernant l'ensemble des autres faciès, ce qui confirme leur nature cumulative : la cumulation de hornblende magnésienne se traduit par un déficit en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et un enrichissement en  $\text{MgO}$  et également en  $\text{CaO}$  (tabl. 5).

Les granites—granodiorites du massif de Chirac—Étagnac apparaissent un peu plus riches en Al et un peu plus pauvres en Fe que les autres granitoïdes calco-alcalins.

### **Amphibolites** (tabl. 6)

Le chimisme des roches métamorphiques basiques de la partie nord-ouest du Limousin était peu connu jusqu'à présent. Dans le cadre de la carte, 12 échantillons de ces roches ont été sélectionnés pour un dosage des éléments majeurs et de Zr, Nb, Y, Rb par fluorescence X, et des 25 éléments en traces donnés par la méthode ICP.

Les amphibolites à grain moyen, associées aux orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac et aux migmatites qui en dérivent, ont (fig. 8) un chimisme basaltique (éch. 4B07) à andésitique (éch. 4B63) analogue à celui des roches plutoniques basiques à intermédiaires (fig. 7a à 7c) de la ligne dite « tonalitique », qui sont, elles, légèrement postérieures au métamorphisme régional. Il en est de même pour l'échantillon 1C56, qui a une composition modale de gabbro—diorite quartzifères et représente les amphibolites à grain moyen ( $\delta\eta$ ) associées à des gneiss plagioclasiques dans un septum de la partie la plus méridionale du massif granitique d'Esse.

Sur la figure 8 les amphibolites à grain fin sont remarquablement groupées dans le champ des basaltes subalcalins, à l'exception de l'échantillon 1A21 qui est nettement plus pauvre en silice et (tabl. 6a) plus alumineux, et pourrait être paradérivé, ce qui amène à l'exclure des diagrammes suivants. Les échantillons d'amphibolites rubanées à clinopyroxène se situent dans le domaine des basaltes alcalins, à l'exception de l'échantillon 3A12 qui est très proche du groupement des amphibolites à grain fin. Cette tendance alcaline des amphibolites rubanées peut être expliquée par une

Fig. 7a - Diagramme Fe2X en fonction de SiO2

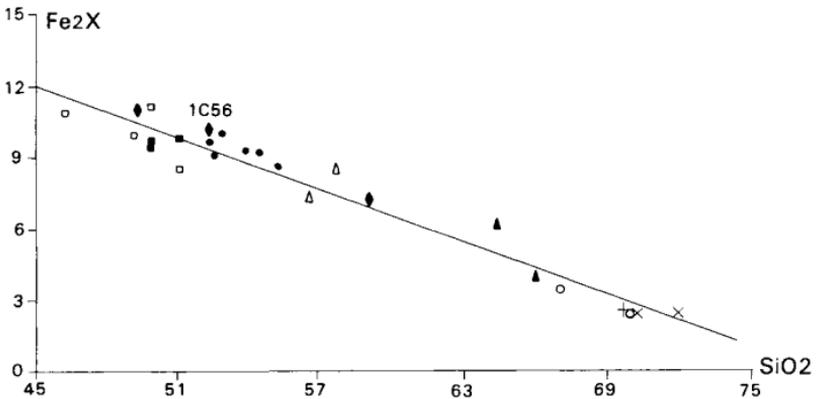


Fig. 7b - Diagramme Al2X en fonction de SiO2

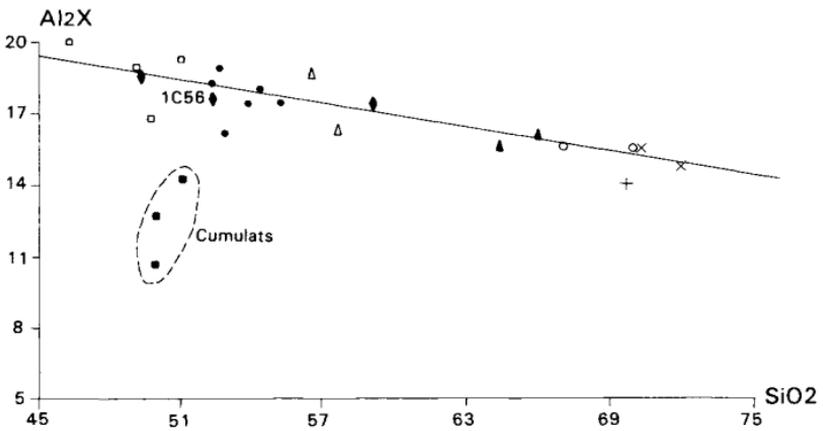
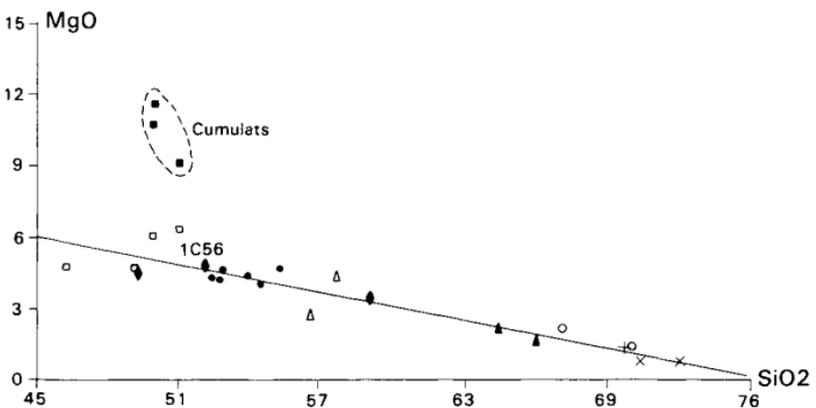


Fig. 7c - Diagramme MgO en fonction de SiO2



- |   |                                     |
|---|-------------------------------------|
| + GRPB - Granite porphyroïde de Brillac           | ● DIOQ - Diorites quartzifères      |
| ○ GRCE - Granites-granodiorites de Chirac-Étagnac | □ DIGB - Diorites-gabbros           |
| × GRDO - Granites-granodiorites orientés          | ■ HORN - Hornblendites              |
| ▲ GRDB - Granodiorites du Bourdeau                | ◆ AMGM - Amphibolites à grain moyen |
| △ TODQ - Tonalites à diorites quartzifères        |                                     |

GROUPES (roches calco-alcalines s.s.)

Fig. 8 - Diagramme SiO<sub>2</sub> en fonction de Zr/TiO<sub>2</sub>

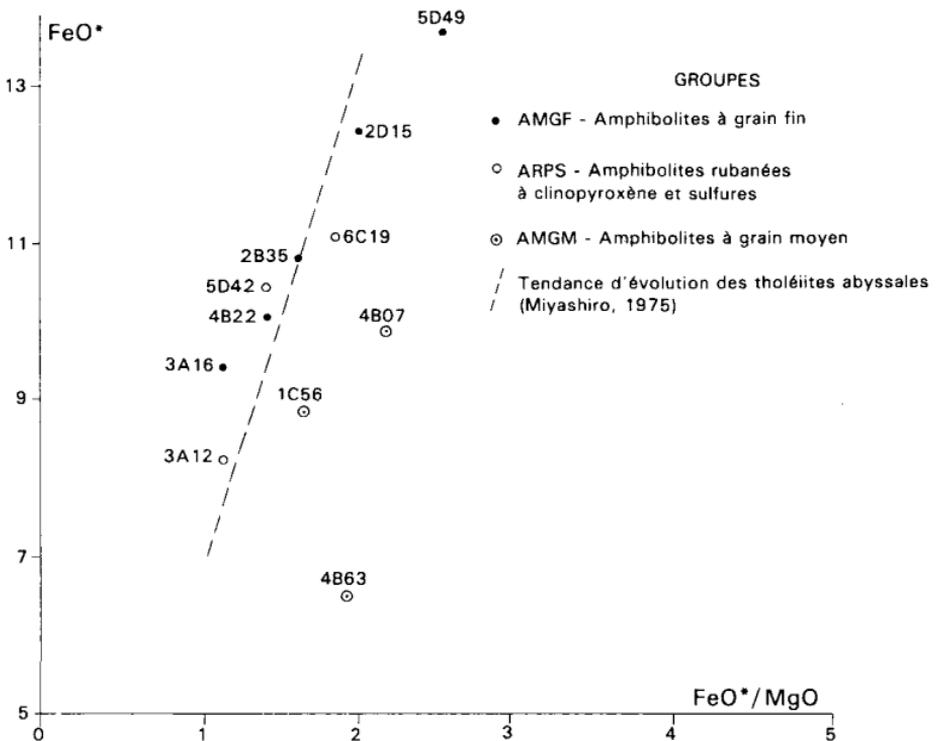
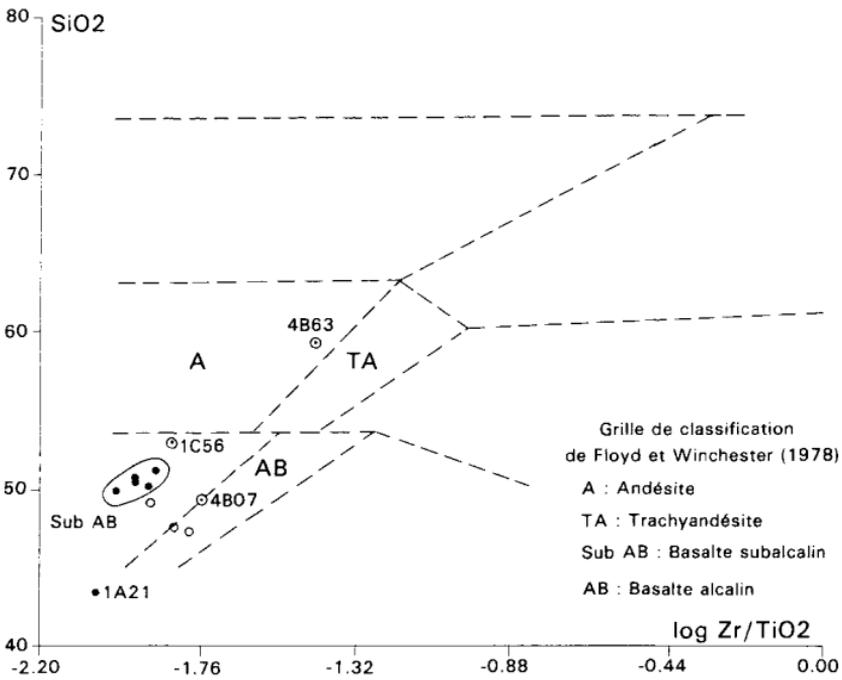


Fig. 9 - Diagramme FeO\* en fonction de FeO\*/MgO

contamination crustale due à leur origine tuffacée, et n'est donc pas incompatible avec une liaison génétique entre les laves et les tufs.

Si l'on se repère à la figure 9, les basaltes et tufs basaltiques dont dérivent respectivement les amphibolites à grain fin et les amphibolites rubanées, ont une affinité nettement tholéïitique. À partir des éléments dosés, le cadre géodynamique de mise en place de ce volcanisme tholéïitique peut-être discuté à l'aide des diagrammes Ti/Cr en fonction de Ni (fig. 10) et Zr/Y en fonction de Zr (fig. 11).

Sur la figure 10, les metabasaltes se situent pour la plupart au voisinage immédiat de la ligne de séparation entre les domaines d'arc insulaire et de ride océanique. Seul l'échantillon 3A16 est nettement du côté des tholéïites d'arc insulaire.

Sur la figure 11, les échantillons de metabasaltes se répartissent en deux groupes : l'un (éch. 3A16) se trouve dans le champ de recouvrement entre MORB (croûte océanique) et tholéïites d'arc insulaire, l'autre est à cheval sur le domaine des MORB et celui des basaltes intraplaques. À chacun de ces deux groupes d'amphibolites à grain fin on peut associer, compte tenu des relations spatiales, un groupe d'amphibolites rubanées, décalé vers le haut (fig. 11) par suite de rapports Zr/Y plus élevés dus essentiellement à de faibles teneurs en Y : 20 à 26 ppm (tabl. 6b) comme dans les gneiss plagioclasiques (tabl. 3 b), contre 24 à 43 ppm dans les amphibolites à grain fin (tabl. 6b). Cela est compatible avec l'hypothèse envisagée précédemment : les amphibolites rubanées dérivent de tufs basaltiques contaminés par les grauwackes (à l'origine des gneiss plagioclasiques) qui leur sont associés paléogéographiquement.

Il y a donc coexistence, dans l'espace en tout cas, de deux séries paléovolcaniques basiques comprenant chacune des laves et des tufs. L'une est de type arc insulaire, l'autre est de type transitionnel, correspondant probablement à une riftogenèse en croûte continentale plus ou moins amincie. Si l'on admet que ces deux séries sont (sub)contemporaines, une telle association a pu se mettre en place dans un contexte arrière-arc, à l'instar de l'hypothèse émise par D. Thiéblemont et B. Cabanis (1986) à propos de la formation paléovolcanique de La Mailleraie en Vendée.

En ce qui concerne les éléments en trace dosés par la méthode ICP, on remarque les anomalies positives suivantes :

– forte anomalie en Ni (130 à 152 ppm) visualisée sur la figure 10 et légère anomalie en Cu (61 à 84 ppm) dans les échantillons d'amphibolites rubanées, s'expliquant par la présence d'une minéralisation sulfurée à pyrrhotite prédominante et chalcopyrite accessoire ;

– fortes anomalies en Zn (488 ppm) et Pb (149 ppm) et légère anomalie en As (39 ppm) dans 1C56 d'une part, et anomalie plus faible en Zn (125 ppm) et plus forte en As (156 ppm) dans 1A21 d'autre part ; ces échantillons proviennent tous deux de l'angle nord-ouest de la carte où des anomalies en Zn, fortes (> 179 ppm) et de grande extension, ont été mises en évidence par la géochimie de l'Inventaire (cf. carte de répartition de Zn, en annexe) et où se trouve l'indice de minéralisation en Pb de La Boutaudie ;

Fig. 10 - Diagramme Ti/Cr en fonction de Ni  
(d'après Beccaluva *et al.*, 1979)

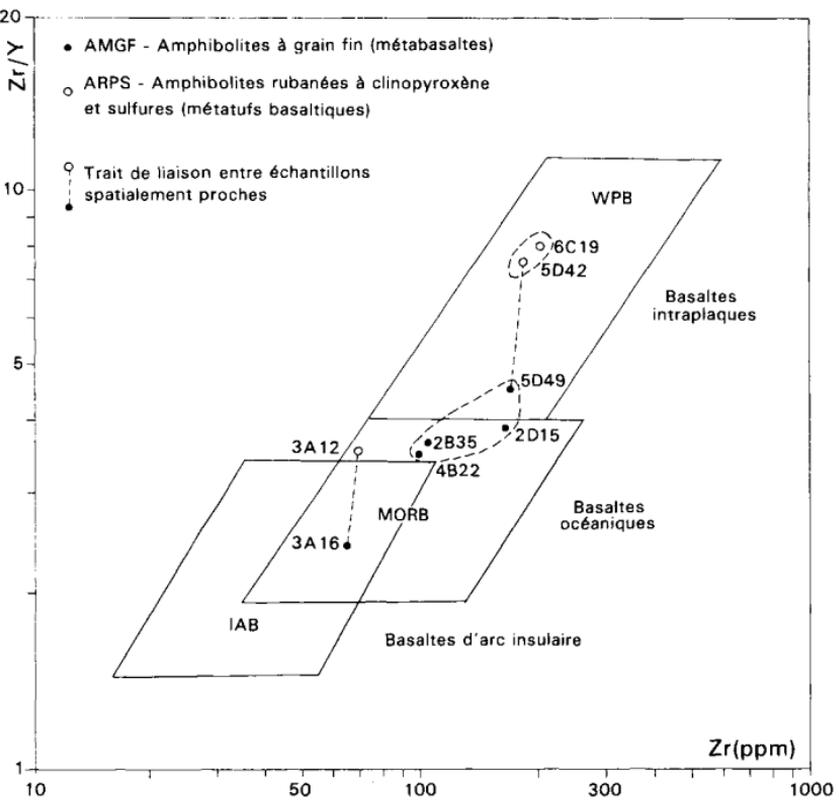
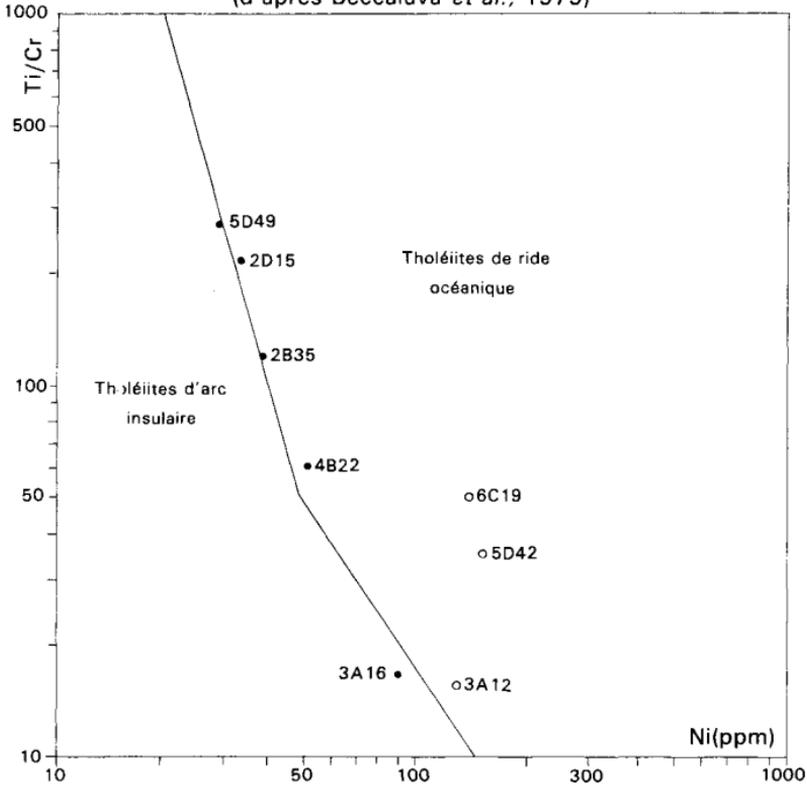


Fig. 11 - Diagramme Zr/Y en fonction de Zr (grille de Pearce et Norry, 1979)

- anomalies en Li (19 à 35 ppm) et dans une moindre mesure en B (16 à 40 ppm) dans ces mêmes échantillons 1C56 et 1A21, ainsi que dans les échantillons 2D15 et 4B07 ; ces anomalies sont probablement dues à des fluides hydrothermaux liés à la mise en place des leucogranites à deux micas fluorés et lithinifères, qui constituent le massif des monts de Blond (proche des échantillons 2D15 et 4B07) et la coupole cachée sous le granite de Brillac (proche des échantillons 1C56 et 1A21) ;
- anomalie encore plus forte en Li (35 ppm) dans l'échantillon 4B63 qui provient d'un affleurement très proche du filon de microgranite albitique à casitérite de Richemont ;
- légères anomalies en Sb (14 et 19 ppm) et As (53 et 49 ppm) dans les échantillons 5D42 et 5D49 provenant de l'angle sud-ouest : un peu plus au Sud (feuille Rochechouart) se trouvent les filons de quartz à stibine de Lusac.

### INTERPRÉTATION ACTUALISÉE DES DONNÉES DE L'INVENTAIRE

Dans le cadre de l'Inventaire des ressources minérales, la feuille Oradour-sur-Glâne a fait l'objet d'une prospection géochimique stratégique multi-éléments (Barbier et Boudet, 1978). 23 éléments ont été dosés dans chacun des 1 657 échantillons prélevés en sols ou en sédiments de ruisseaux.

Pour la plupart de ces éléments, il est apparu de remarquables corrélations avec les entités géologiques de la carte à 1/80 000 (feuille Confolens). En 1988, L. Laville-Timsit a réalisé, sur ces données géochimiques, de nouveaux traitements informatiques. En annexe de la présente notice figurent les images relatives à 8 éléments particulièrement discriminants sur le plan lithologique (V, Ni, Be) et/ou sur le plan métallogénique (F, Sn, W, As, Zn).

Au massif leucogranitique des monts de Blond se superpose une anomalie en *fluor* de forte amplitude, les teneurs en cet halogène dépassant 1 600 ppm (avec un maximum de 4 275 ppm). Cette anomalie est liée à la présence de deux micas fluorés, voire de topaze, dans les leucogranites albitiques qui constituent ce massif. Des anomalies en fluor plus faibles (600 à 1 100 ppm) forment des taches discontinues au sein des massifs granitiques aluminopotassiques mésocrates et des massifs granitiques calco-alcalins de Fromental et de Brillac, plus ou moins hybridés par les intrusions leucogranitiques (massif des monts de Blond et coupole cachée respectivement), et également au sein du granite subalcalin d'Esse, adjacent à celui de Brillac.

En liaison spatiale et génétique avec les intrusions de leucogranites fluorés apparaît une très nette zonalité en *étain* et *tungstène* : le massif des monts de Blond montre des anomalies en Sn (20 à 597 ppm), tandis que les anomalies en tungstène (10 à 184 ppm) se trouvent, pour l'essentiel, d'une part à la périphérie du massif des monts de Blond, et d'autre part à l'intérieur du granite de Brillac au-dessus de la coupole leucogranitique cachée.

Les plus fortes anomalies en *béryllium* (15 à 20 ppm) ont une disposition très proche de celle des anomalies en W, à l'exception de quelques anomalies isolées au sein du massif granitique de la Glâne. Une grande partie de ce

massif a d'ailleurs un fond anormalement élevé en Be (> 6 ppm), ce qui peut être expliqué par un début de spécialisation métallogénique et/ou par la présence de coupoles leucogranitiques cachées.

La carte de répartition du *vanadium* est pratiquement le « négatif » de celle du béryllium : l'ensemble des massifs granitiques alumino-potassiques est déprimé en V alors que les plus fortes anomalies en cet élément (150 à 265 ppm) apparaissent soit en superposition des massifs de roches intermédiaires à basiques et, dans une moindre mesure, du massif granodioritique du Bourdeau, soit en taches discontinues d'extension variable au sein des gneiss plagioclasiques à intercalations d'amphibolites, des migmatites et du granite calco-alcalin de Javerdat (qui est localement riche en enclaves de gabbros—diorites). L'image du fer ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) n'est pas donnée : elle est analogue à celle du vanadium.

L'image du *nickel* est différente de celle du vanadium. Globalement, les formations paragneissiques à intercalations d'amphibolites sont nettement plus riches en Ni que les autres formations métamorphiques (orthogneiss et migmatites) et que l'ensemble des massifs de roches plutoniques. L'anomalie la plus nette se trouve près du coin sud-ouest de la carte. Elle se superpose à des paragneiss avec de nombreuses intercalations d'amphibolites rubanées à clinopyroxène et sulfures dont les teneurs en Ni sont de 130 à 152 ppm d'après les analyses en roches, alors que ces teneurs varient entre 20 et 51 ppm (tabl. 6b) dans les amphibolites à grain fin. Les anomalies en Ni sont donc dues, en grande partie du moins, aux amphibolites et en particulier aux faciès rubanés à sulfures. Il en est de même en ce qui concerne le chrome dont l'image, non donnée ici, est proche de celle du nickel.

La principale anomalie positive en *zinc* (179 à 535 ppm) se situe dans l'angle nord-ouest de la carte. Elle prend en écharpe trois entités géologiques : le granite subalcalin d'Esse, le granite hybride de Brillac, et la formation métamorphique « coincée » entre ce dernier et la faille d'Oradour-sur-Glâne. Il s'y superpose des anomalies en Pb (95 à 547 ppm) et en Cu (80 à 138 ppm). Les cartes de répartition de ces deux métaux, non figurées ici, donnent des images intermédiaires entre celle du zinc et celle de l'arsenic. On note en particulier un ensemble d'anomalies en Pb, Cu et As prenant en écharpe le leucogranite de Brigueuil qui renferme des zones cataclastiques et hydrothermalisées.

Les principales anomalies en *arsenic* (289 à 2 150 ppm) se disposent en deux chapelets recoupant les entités lithologiques :

- l'un se situe dans la moitié occidentale de la carte où il est à cheval sur la faille d'Ambrosse qui porte la principale minéralisation en mispickel aurifère connue dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glâne,
- l'autre se trouve à la limite orientale de la carte et est constitué de deux parties situées de part et d'autre du massif leucogranitique des monts de Blond ; la partie méridionale se superpose à un secteur renfermant des minéralisations en mispickel et au moins une aurière gallo-romaine.

## ESQUISSE STRUCTURALE

Les levés des feuilles Bellac et Oradour-sur-Glane, effectués presque en même temps, ont permis d'approfondir les connaissances sur la partie nord-ouest du Limousin. Vers le Sud, le schéma structural joint à la carte géologique à 1/50 000 a été arrêté au niveau de la vallée de la Vienne car la feuille Rochechouart pose encore de nombreux problèmes actuellement.

Dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glane, les roches plutoniques sont dominantes sur les roches métamorphiques et ont une répartition bien ordonnée :

— la moitié occidentale de la carte est le domaine des massifs de roches intermédiaires à basiques — qui font partie de la ligne dite « tonalitique » du Limousin —, et des massifs granitiques et/ou granodioritiques calco-alcalins *s.s.* associés. On y trouve également le granite hybride de Brillac et le granite subalcalin magnésio-potassique, d'Esse ;

— la moitié orientale de la carte est ouverte en majeure partie par des massifs granitiques alumino-potassiques qui sont soit mésocrates à subleucocrates : les massifs de la Glane, de Cieux—Vaulry et de La Garde ; soit leucocrates : le massif des monts de Blond. On y trouve en outre 3 massifs de granites calco-alcalins *s.s.* : les massifs de Fromental, de Javerdat et du Montazeaud.

Dans cette moitié orientale, les formations métamorphiques ne sont que peu présentes et ont pour l'essentiel subi une anatexie intense, alors que dans la moitié occidentale elles sont nettement plus abondantes et n'ont subi qu'une migmatitisation partielle en certains endroits.

### *LES TROIS UNITÉS LITHOSTRUCTURALES DE ROCHES MÉTAMORPHIQUES*

D'après les connaissances actuelles, les formations métamorphiques se répartissent en 3 unités lithostructurales :

— *l'unité inférieure des gneiss* à laquelle ont été rattachées d'une part les migmatites des massifs d'Oradour-sur-Glane, du Pic (Javerdat) et de Lanneau, et d'autre part les gneiss *pro parte* anatectiques qui moulent la bordure orientale du massif granitique de Chirac—Étagnac dans l'angle sud-ouest de la carte ;

— *l'unité supérieure des gneiss* qui est constituée de paragneiss plagioclasi-ques à deux micas ou à biotite seule, avec des intercalations d'amphibolites, de gneiss schisteux et graphiteux et d'orthogneiss leptynitiques ; dans la partie basale de cette unité se trouve une séquence métavolcanosédimentaire caractérisée par la présence d'amphibolites rubanées à clinopyroxène et sulfures, dérivant de tufs basaltiques, et de paragneiss schisteux et graphiteux ;

— *l'unité épizonale à mésozonale de la Gartempe* (feuille Bellac essentiellement) qui, d'après D. Santallier et J.P. Floc'h (1989), est chevauchante sur l'unité inférieure et comprend les orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac, qui sont les seules roches de cette unité à être présentes sur la feuille Oradour-sur-Glane.

Dans un domaine à cheval sur les feuilles Oradour-sur-Glane et Ambazac, une anatexie intense affecte non seulement l'unité inférieure des

gneiss, mais également les paragneiss plagioclasiques et les orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac. Au Nord des monts de Blond, cette anatexie intense a pris en écharpe ces deux formations gneissiques en n'épargnant que leurs intercalations d'amphibolites. À l'Ouest du domaine fortement migmatitique à granitique, se trouvent sporadiquement, en corps d'extension variable, des métatexites qui correspondent à une anatexie beaucoup plus partielle des paragneiss plagioclasiques.

Les gneiss se situent généralement dans la zone à biotite + sillimanite, correspondant à un métamorphisme barrovien de pression relativement élevée d'après la présence fréquente de grenat et l'absence totale de cordiérite. La zone à sillimanite et orthose est atteinte dans les migmatites. Ce métamorphisme, daté de la période médiovarisque (400 à 350 Ma), est contemporain de la tectonique tangentielle liée à la mise en place des grandes nappes du Massif central (Burg et Matte, 1978 ; Autran et Cogné, 1980 ; Floch, 1983 ; Ledru *et al.*, 1989).

L'absence totale de reliques éclogitiques ou granulitiques dans l'unité supérieure des gneiss peut être expliquée par une rétro-morphose liée aux multiples intrusions de roches plutoniques d'âge compris entre 360 et 300 Ma. Cette hypothèse est d'autant plus plausible qu'une relique d'éclogite amphibolitisée a été découverte plus au Sud dans le périmètre de la feuille Rochechouart (*cf.* schéma structural).

Les roches sédimentaires et éruptives originelles ont subi des déformations se traduisant successivement par :

- l'acquisition d'une foliation synchrone du métamorphisme, accompagnée d'une linéation minérale d'orientation oscillant autour d'E-W et probablement de plis synfoliaux (bien qu'aucun de ces plis n'ait été observé) ;
- un replissement de cette foliation donnant les structures régionales, comme par exemple la synforme située au Nord des monts de Blond ;
- un développement de kinks ou de cisaillements.

Plusieurs zones à tectonique linéaire ( $L > S$ ) ont été mises en évidence : c'est le cas notamment du massif de gneiss leptynitiques de Saint-Christophe et du corps d'amphibolites à grain fin du Breuil (commune de Nouic).

Le long de la faille d'Oradour-sur-Glâne, les migmatites du massif d'Oradour-sur-Glâne sont affectées par un cisaillement dextre ductile avec un gradient de mylonitisation décroissant lorsqu'on s'éloigne de la faille vers le Nord-Est.

### MISE EN PLACE DES ROCHES ÉRUPTIVES

#### **Roches éruptives antémétamorphiques.**

Il n'existe actuellement aucune datation radiométrique sur les roches métamorphiques situées dans le cadre de la feuille Oradour-sur-Glâne. Cependant, les données pétrologiques permettent, par comparaison avec d'autres régions du Massif central, de cerner l'âge et le contexte géodyna-

mique de mise en place des roches éruptives dont dérivent les orthogneiss leptynitiques ( $\zeta^3$  et  $\zeta^3$ ) et les amphibolites ( $\delta$  et  $\delta\eta$ ) intercalés dans les gneiss plagioclasiqes. Ces roches orthodérivées sont vraisemblablement les témoins d'un *magmatisme bimodal acide-basique lié à la distension ordovicienne* (480-430 Ma). Ce magmatisme s'est mis en place dans les grauwackes dont dérivent les gneiss plagioclasiqes, et comprend les termes antémétamorphiques suivants :

- des faciès plutoniques à subvolcaniques : granites, microgranites et microgabbros en corps intrusifs de forme et de taille variables ;
- des faciès effusifs : rhyolites et basaltes en coulées ;
- des faciès pyroclastiques : tufs basaltiques.

Le massif orthogneissique de Saint-Bonnet-de-Bellac est constitué d'orthogneiss leucocrates à mésocrates à intercalations d'amphibolites dérivant de roches calco-alcalines essentiellement plutoniques : granites, granodiorites, tonalites, diorites quartzifères, gabbros, et accessoirement subvolcaniques : dolérites.

Son contact avec l'unité inférieure des gneiss est probablement tectonique (Santallier et Floc'h, 1989) suivant un décrochement dextre ayant des caractères analogues à celui d'Oradour-sur-Glane (*cf.* plus loin « Fracturation »).

### **Roches plutoniques postmétamorphiques**

À la fin de la période médio-varisque se sont mis en place, dans l'unité supérieure des gneiss, les massifs de roches intermédiaires à basiques plus ou moins orientées à tendance calco-alcaline, appartenant à la ligne dite « tonalitique » du Limousin.

Le massif de Saint-Barbant (feuille Bellac) a été daté à 360 Ma par la méthode U/Pb sur sphène (Pin, 1979), ce qui le situe dans l'intervalle 355-379 Ma déterminé par la même méthode sur zircon (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) pour d'autres massifs de la ligne tonalitique. Cette ligne est généralement considérée comme un témoin de la subduction puis du sous-charriage d'une plaque ouest (microplaque aquitaine) sous la plaque médio-européenne en direction du Nord-Est (Autran et Cogné, 1980).

Cependant, il existe une autre hypothèse (Chenevoy, 1957) : les roches de la ligne tonalitique pourraient être issues de l'anatexie de métagrauwackes à intercalation d'amphibolites, ce qui expliquerait entre autres leur liaison spatiale étroite avec l'unité supérieure des gneiss.

Par leur position spatiale, leur texture planaire nettement à fortement orientées et leur caractère calco-alcalin, les granitoïdes du massif du Bourdeau et des petits massifs environnants peuvent être rattachés à la ligne tonalitique.

En ce qui concerne les autres massifs de granitoïdes, les isochrones Rb/Sr (Duthou, 1977) et la méthode Sm/Nd (Pin, 1989) ont donné les âges et les rapports isotopiques initiaux suivants :

Massif	Composition pétrographique	Type d'association magmatique	Âge Rb/Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) initial	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) initial
Oradour-sur-Glane	Diatexites	Alumino-potassique mésocrate à subleucocrate	375 ± 6 Ma	0,715	
Cieux-Vaulry	Granites		352 ± 12 Ma	0,710	
Esse	Granites, microgranites	Subalcalin magnésio-potassique	315 ± 10 Ma	0,707	- 3,8
Brillac	Granites	Calco-alcalin s.s.			
Chirac-Étagnac	Granites, Granodiorites	Calco-alcalin s.s.	305 ± Ma	0,706	+ 0,6
Monts de Blond	Leucogranites à deux micas fluorés	Alumino-potassique leucocrate	301 ± 5 Ma	0,711	- 7,6

La génération la plus ancienne, dévonienne, comprend :

- les diatexites d'Oradour-sur-Glane et plus généralement l'ensemble des migmatites de la région, développées aux dépens des gneiss de l'unité inférieure ;
- le massif granitique alumino-potassique de Cieux-Vaulry et, très probablement, celui de la Glane qui lui est homologue, de l'autre côté de la faille d'Oradour-sur-Glane.

Le granite calco-alcalin s.s. de Fromental est, comme le granite alumino-potassique de Cieux, sillonné de couloirs ultramylonitiques liés au jeu ductile dextre de la faille d'Oradour-sur-Glane. Si l'on admet que ce jeu ductile date du Carbonifère inférieur (*cf.* plus loin « Fracturation »), le massif de Fromental doit avoir un âge proche de celui du massif de Cieux-Vaulry et pourrait représenter un magma à composante mantellique, lié dans l'espace et dans le temps au magma alumino-potassique.

Les petits massifs de Javerdat et du Montageaud sont constitués de granites calco-alcalins à enclaves de roches plutoniques intermédiaires à basiques. Ils sont associés spatialement aux massifs de granites alumino-potassiques de la Glane et de Cieux-Vaulry et ont probablement un âge du même ordre, comme cela est le cas pour les granitoïdes calco-alcalins et alumino-potassiques associés au sein du complexe granitique de Guéret, situé plus à l'Est.

Il y a donc eu, au Dévonien, une importante anatexie de matériaux essentiellement gneissiques qui est à l'origine des massifs de migmatites d'Oradour-sur-Glane et du Pic (Javerdat) et peut-être également des massifs de roches plutoniques de la ligne tonalitique, puis des deux principaux massifs de granites alumino-potassiques de type Guéret. Les conditions (HT, BP) nécessaires à cette anatexie ont été atteintes lors de la remontée isostatique et adiabatique (T constante, P décroissante) du bâti tectono-métamorphique engendré par la collision, continent-continent médiovarisque.

Le granite de La Garde est autochtone par rapport à des migmatites développées aux dépens des gneiss de l'unité supérieure d'une part et des orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac d'autre part. Cet ensemble anatectique moule les bordures nord et est du massif leucogranitique des monts de Blond. Ses relations avec les migmatites de Lanneau ne sont pas connues, faute d'affleurement. Aussi, peut-on se demander si l'anatexie qui est à l'origine du granite de La Garde et des migmatites associées, est synchrone de celle du Dévonien moyen qui a engendré les migmatites de Lanneau et d'Oradour-sur-Glane, ou si elle plus récente, contemporaine de la mise en place des granitoïdes tardi-namuriens à westphaliens. Une datation radiométrique du granite de La Garde permettrait de répondre fidèlement à cette question.

Si l'on se fie aux datations radiométriques, la génération namuro-westphalienne comprend en tout cas, dans l'ordre chronologique, les massifs de granitoïdes suivants : Brillac et Esse, Chirac—Étagnac, monts de Blond.

Le massif subalcalin magnésio-potassique d'Esse et les massifs calco-alcalins de Brillac et de Chirac—Étagnac ont des âges et des rapports isotopiques initiaux du strontium très proches, J.L. Duthou (1977) ayant même placé les granites d'Esse et de Brillac sur une seule isochrone. La légère différence de chimisme entre les biotites de ces deux granites n'est pas incompatible avec l'hypothèse d'un protolite commun car cette différence peut être expliquée par une pression partielle d'eau ( $\text{PH}_2\text{O}$ ) plus forte dans le cas du massif de Brillac. Le massif de Chirac—Étagnac se singularise par un rapport isotopique initial du néodyme légèrement positif (+ 0,6), ce qui suggère une participation relativement importante d'un manteau de type appauvri, d'après C. Pin (1989). Les massifs de Brillac, Esse et Chirac—Étagnac font partie d'un chapelet de granitoïdes calco-alcalins du Carbonifère supérieur (325-300 Ma) qui occupe une position légèrement décalée vers l'Ouest par rapport à la ligne tonalitique du Limousin. La mise en place de ces granitoïdes calco-alcalins tardifs coïncide dans le temps avec le stade néovarisque 2 (330-280 Ma) de réactivation de la chaîne suivant des chevauchements et de grands décrochements crustaux (Ledru *et al.*, 1989).

À la même époque, le massif leucogranitique des monts de Blond (300 Ma) s'est mis en place dans un contexte cisailant lié à une compression subméridienne qui explique l'allongement E-W du massif (la compression ayant empêché le gonflement du diapir dans la direction N-S) et les couloirs de cisaillement senestre de direction N 60-70 mis en évidence par M. Soufi (1988).

Le massif des monts de Blond est recoupé par des filons de leucogranites, aplitiques à pegmatitiques, ainsi que par des filons de lamprophyres probablement stéphaniens (290-280 Ma).

Dans un contexte plus général, les granitoïdes ont été abondants sur toute l'étendue du Massif central au cours du Carbonifère supérieur. L'important apport thermique nécessaire à cette granitisation s'explique par la délamination de la lithosphère épaissie lors de la collision médiovarisque et la remontée concomitante de matériaux mantelliques très chauds (Pin, 1989).

## FRACTURATION

Le trait majeur de la carte est la faille d'Oradour-sur-Glane, qui traverse la feuille pratiquement suivant une diagonale NW-SE et est recoupée par la branche N 40 de la faille de Nantiat sur le territoire de la feuille Rochechouart (*cf.* schéma structural).

Deux jeux dextres ont été mis en évidence le long de cette faille majeure :  
— un jeu ductile précoce se traduit par des mylonites bien visibles du côté nord-est de la faille : d'une part dans les granites porphyroïdes de Cieux et (surtout) de Fromental, et d'autre part dans les migmatites d'Oradour-sur-Glane. Ce jeu ductile date vraisemblablement du Carbonifère inférieur (345-330 Ma) comme ailleurs dans le Massif central et en Vendée (*cf.* par exemple Lerouge et Quenardel, 1988) ;  
— un jeu cassant se traduit par un décrochement dont le rejet horizontal est d'environ 4 km compte tenu du décalage visible cartographiquement d'une part entre les massifs migmatitiques d'Oradour-sur-Glane et du Pic (Javerdat), et d'autre part entre le massif leucogranitique des monts de Blond et la coupole leucogranitique cachée sous le granite de Brillac, ce qui indique en outre l'existence d'une composante verticale, le compartiment nord-est étant en position plus haute (monts de Blond) que le compartiment sud-ouest qui renferme la coupole cachée. Cette composante verticale a un jeu normal si l'on suppose que la faille a un pendage vers le Sud-Ouest comme les filons de quartz qui la jalonnent.

Ce jeu cassant est donc postérieur à la mise en place des leucogranites fluorés datés à 300 Ma environ. Il a été suivi de la mise en place des filons de quartz qui jalonnent la faille d'Oradour-sur-Glane et la plupart des branches de la « mégaqueue de cheval » qui se greffe sur elle du côté sud-ouest (ce qui est compatible avec le jeu cassant dextre). Ces branches tendent à prendre une direction subméridienne lorsqu'on s'éloigne de la faille majeure. À l'une d'entre elles — la faille d'Ambrosse — sont associés des filons de quartz aurifères légèrement obliques par rapport à sa direction.

Ce réseau de failles est recoupé par deux autres familles de fractures : l'une est subméridienne et a un jeu senestre bien visible cartographiquement sur les bordures nord et sud du massif leucogranitique des monts de Blond, l'autre a une direction N 40-50 et un jeu dextre, bien visible sur le tronçonnage de la faille de Lesterps, et est jalonnée de filons de quartz.

L'ensemble des observations relatives aux jeux cassants peut être expliqué par la compression qui, d'après J.L. Blès *et al.* (1989), s'est exercée pendant tout le Stéphanien en tournant dans le sens trigonométrique au cours du temps : d'abord N-S puis NW-SE et enfin E-W.

Dans l'angle sud-ouest du schéma structural (feuilles La Rochefoucauld et Rochechouart) apparaît l'extrémité nord de la structure d'impact de météorite géante de Rochechouart, structure circulaire de 18 km de diamètre et d'âge compris entre 160 et 200 Ma (Lambert, 1974). À l'intérieur de

cette structure se trouvent des lambeaux d'impactites comprenant des brèches polygéniques à matrice localement vitreuse et des brèches monogéniques.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

En dehors de l'îlot montagneux des monts de Blond culminant à 514 m et de nombreuses collines, le territoire de la feuille Oradour-sur-Glane est une région de plateaux dont l'altitude oscille entre 200 et 300 m d'Ouest en Est. La hauteur des précipitations moyennes sur 15 ans (1964-1978) est de l'ordre de 900 mm par an (Atlas climatique du Limousin).

Les sources sont nombreuses, le chevelu hydrographique relativement dense. Les eaux de pluie s'infiltrent facilement dans la partie supérieure du substratum qui est relativement perméable parce qu'elle est décomprimée et arénisée. Cette infiltration est importante dans le cas des massifs de roches plutoniques dont les altérites sont nettement moins argileuses que celles des formations gneissiques et dont la perméabilité de fracture est plus forte. Dans le sondage PFR 1 (indiqué sur la carte) implanté par la COGEMA dans le massif leucogranitique des monts de Blond, à l'intersection de deux failles, la zone d'oxydation par les eaux météoriques descend jusqu'à 300 m de profondeur sous la surface topographique (Barbier, 1968b). À Brillac, des puits descendent jusqu'à 14 m de profondeur dans le granite porphyroïde, alors que les sondages à la moto-tarière effectués en juillet 1987 dans les altérites recouvrant les formations métamorphiques dans les régions pénéplanées situées au Nord de Brillac et de Blond, ont atteint les toits de nappes entre 3 et 10 m de profondeur suivant les endroits.

Deux comportements hydrauliques sont à distinguer :

- un milieu capacitif mais peu perméable, constitué par les altérites qui assurent le stockage de l'eau. Il se forme à la base de l'arène, dans les fissures de la roche, un aquifère capable d'alimenter des sources lorsqu'une dépression topographique (vallon par exemple) lui permet d'affleurer à la surface. En l'absence de ruptures de pente et de dénivellations importantes, les sources sont le plus souvent portées à émergence à la faveur de filons de roches éruptives ou de quartz ;
- un milieu faiblement capacitif mais perméable, constitué par les fractures ouvertes permettant la circulation de l'eau. En raison de leur situation superficielle, les sources sont nombreuses, généralement diffuses, et le débit faible et fluctuant (entre 0,5 et 21/s suivant la pluviométrie). Leurs qualités (notamment la régularité du débit et la sensibilité aux facteurs de pollution) sont directement fonctions de l'épaisseur du manteau arénisé et peuvent par conséquent varier d'une source à l'autre.

Jusqu'à présent c'est l'aquifère superficiel qui a été couramment sollicité pour l'alimentation des populations rurales : captages par drains (entre 5 et 8 m de profondeur), facilitant une exploitation gravitaire, et par puits (8 à

17 m). Pour répondre à des besoins importants, la solution adoptée est l'utilisation des eaux superficielles stockées puis traitées.

En 1988, une recherche d'eau en milieu rocheux fissuré a été effectuée sur le territoire de la commune de Javerdat (Haute-Vienne) par l'agence régionale Limousin du BRGM. Elle a permis d'identifier une ressource par forage dont le débit, estimé par soufflage, est de 25 m<sup>3</sup>/heure. La venue d'eau significative est localisée au contact migmatites—granite porphyroïde à 61 m de profondeur.

### RESSOURCES MINÉRALES

Des matériaux rocheux régionaux ont été utilisés par les hommes préhistoriques comme en témoignent les nombreux sites où ont été découverts :  
— soit des haches polies en silex et autres roches dures de la région : amphibolites, granites, diorites,... (cf. Santallier *et al.*, 1986);  
— soit des menhirs ou des dolmens en roches plutoniques peu déplacées : granites ou, dans le cas du menhir de La Vallade (commune de Brigueuil), diorite quartzifère.

À l'époque gallo-romaine, de l'étain et de l'or ont été exploités, en flats essentiellement, de part et d'autre de la partie orientale des monts de Blond.

Actuellement existent :

- d'une part de très nombreuses exploitations abandonnées, dont la longueur varie de quelques mètres dans les petits grattages à 200 m dans la grande carrière d'Oradour-sur-Glane;
- d'autre part trois grandes et une petite carrières en activité de façon permanente ou épisodique.

#### **Matériaux faisant ou ayant fait l'objet d'exploitations en carrières**

##### **Sables et graviers**

Les alluvions anciennes du petit gisement des Séguines — dont l'épaisseur est de 15 m au maximum — sont exploitées dans une carrière située (x = 493,5 à 495,9; y = 101,5 à 101,7) sur la commune de Saint-Brice-sur-Vienne, immédiatement au Nord de la route de Saint-Junien à Limoges (RN 141), à 500 m au Nord de la limite sud de la carte.

##### **Granites—granodiorites orientés et diatexites (granulats)**

Les granites-granodiorites orientés à grain moyen du petit massif d'Anveau sont exploités dans une carrière située (x = 485,5 à 485,6; y = 105,1 à 105,2) sur la commune de Brigueuil à 500 m à l'WSW du hameau d'Anveau, juste au Sud de la route D 351.

Des roches analogues ont été exploitées dans la carrière abandonnée de La Combarlie (commune de Saulgond).

Les diatexites amygdalo-rubanées du massif d'Oradour-sur-Glane sont exploitées épisodiquement dans une carrière située (x = 501 à 501,15 ; y = 106,7 à 106,8) à la lande de Catissou sur la commune d'Oradour-sur-Glane, à 3,6 km au Nord-Est du centre de cette localité. Ces roches sont comme celles d'Anveau traitées sur place pour en faire des granulats.

L'exploitation des diatexites est abandonnée dans la carrière située sur la rive droite de la Glane à Oradour-sur-Glane, et dans la carrière du Pic (commune de Javerdat).

## **Gneiss**

Les petites carrières abandonnées sont nombreuses au sein des orthogneiss leptynitiques, notamment dans la région de Saint-Christophe où la carrière de La Cigogne est d'ailleurs encore en exploitation épisodiquement. Elles sont rares dans les paragneiss qui sont généralement trop hétérogènes et/ou trop altérés pour en faire des pierres de construction. Par contre, les altérites développées sur les paragneiss ont été exploitées localement pour la fabrication de tuiles et/ou de briques.

## **Microgranites et granites**

Les microgranites porphyriques et les leucogranites aplitiques sont des matériaux rocheux faciles à extraire en raison de la forte densité de fracturation qui les débite naturellement en parallélépipèdes plus ou moins rectangles. Aussi, ces roches filoniennes ont-elles fait l'objet de nombreux petits grattages, pour les constructions notamment.

Au sein des massifs granitiques ont été extraits deux types de matériaux :  
– des pierres de construction, les leucogranites des monts de Blond ayant par exemple été particulièrement appréciés pour leur intérêt esthétique, comme en témoigne le pittoresque village de Mortemart ;  
– des « tufs » c'est-à-dire des arènes constituées de sables plus ou moins argileux, incluant de la « terre à cazette » utilisée dans l'industrie de la porcelaine : dans le bois des Cros-Blancs (\*) à 3,5 km au Sud-Ouest du centre d'Oradour-sur-Glane, sont visibles de très nombreux entonnoirs envahis par la végétation, qui correspondent à une intense exploitation au 19<sup>e</sup> siècle.

## **Roches plutoniques basiques à intermédiaires**

La seule carrière qui ait été implantée dans de telles roches est complètement dégradée et envahie par la végétation : il s'agit de l'ancienne exploitation du moulin du Pont, sur la rive droite de l'Issoire, à 2 km au Nord-Ouest de Bussière-Boffy.

## **Quartz**

La faille d'Oradour-sur-Glane et la plupart des autres accidents à remplissage quartzeux sont jalonnés de nombreux grattages anciens. Ce quartz a été extrait soit pour l'industrie de la porcelaine, soit pour l'empierrement de chemins.

(\*) Cros = trous, en dialecte limousin.

## Gîtes et indices minéralisés

### Or

Des filons de quartz aurifère et des indices d'or alluvionnaire se trouvent tout autour du massif leucogranitique des monts de Blond. On peut encore voir quelques petites fosses de reconnaissance ou d'exploitation. Certaines aurières datent probablement de l'époque gallo-romaine. À cette époque auraient également été exploités des flats à cassitérite et or, comme celui de l'étang de Cieux. De 1912 à 1914, la Société de recherches minières de la Basse-Marche a entrepris une prospection pour mispickel aurifère sur le territoire de toutes les communes situées sur les monts de Blond et/ou à leur périphérie. D'après A. Laporte (1965) cette prospection a abouti à la découverte de 12 structures filoniennes réparties de la façon suivante :

Nombre de structures aurifères	Commune	Cadre géologique
8	Nouic	Paragneiss et métatexites associées, au Nord de l'extrémité ouest des monts de Blond
1	Montrol-Sénard	
2	Bussière-Boffy	Paragneiss au Sud des monts de Blond
1	Montrollet	Granite porphyroïde de Montrollet

La plupart de ces indices sont mal localisés et/ou ne sont plus visibles en surface et ne sont plus connus des habitants des communes concernées. Les deux structures considérées comme les plus prometteuses étaient celle de Coux (Nouic) et surtout celle d'Ambrosse (Bussière-Boffy).

Au lieu-dit Les Grandes-Tranchées, à 400 m au Nord du hameau de Coux, est encore visible une petite fosse ( $x = 487,83$  ;  $y = 120,16$ ), partiellement comblée par des ordures, orientée N 70 et montrant un stockwerk de filonets de quartz blanc à gris recoupant une roche cataclasée à bréchique et silicifiée, le tout dans un contexte de paragneiss légèrement migmatitiques (métatexites). L'orientation de la fosse est probablement celle de la structure majeure car, à 400 m plus à l'ENE, un petit affleurement ( $x = 488,62$  ;  $y = 120,50$ ) est constitué d'une brèche tectonique hypersilicifiée, localement minéralisée en sulfures parmi lesquels on distingue macroscopiquement des cristaux de galène atteignant 2 mm de longueur et de petits cubes de pyrite.

La structure aurifère d'Ambrosse est *a priori* la plus intéressante de la carte. À 400 m à l'WSW du hameau d'Ambrosse, un puits se trouve ( $x = 485,51$  ;  $y = 115,36$ ) dans un bosquet, juste à l'Ouest du point coté 272 et juste à la limite occidentale du département de la Haute-Vienne. Ce puits (de 23 m de profondeur), et quelques mètres de galeries, ont servi à la reconnaissance d'un filon de quartz aurifère ayant les caractéristiques suivantes : direction N 160 (légèrement oblique par rapport à la grande structure régionale passant par le gîte), pendage de 40° vers l'Ouest, puissance de 3 m, teneur en or de 0,5 à 12 g/t dans le tout-venant. Les déblais montrent du

quartz gris riche en mispickel et en pyrite et des paragneiss riches en mica blanc secondaire et également minéralisés. Le quartz minéralisé se retrouve en abondants blocs et pierres éparpillés dans le voisinage.

En 1984, le BRGM a réalisé 5 sondages carottés de 60 à 80 m de long pour reconnaître l'aval-pendage de la structure aurifère. Ces sondages ont recoupé des paragneiss plus ou moins altérés avec quelques intercalations d'amphibolites et de nombreuses injections de granites à deux micas et de pegmatites, ainsi qu'une minéralisation sulfurée disséminée dans des gneiss et granites plus ou moins séricitisés et silicifiés dont les teneurs en or ne dépassent pas 2,7 g/t. L'étude en sections polies effectuée par P. Picot (1985) a révélé une minéralogie complexe très intéressante (sur le plan métallogénique du moins). En effet, cette minéralisation se singularise par l'association inhabituelle des métaux suivants : Au, Sb, Mo, Bi, Ni, Pb, Cu, Ba, et comprend au moins 3 venues successives dont les paragenèses sont les suivantes dans l'ordre chronologique :

<u>Imprégnations dans l'encaissant</u>	<u>Filonnets quartzeux</u>
Molybdénite-graphite Pyrrhotine-pentlandite-chalcopryrite Lollingite-nickeline-rammelsbergite Antimoine-aurostibite (à Ni) Mispickel I Berthiériste-ullmannite Pyrite-marcassite	Molybdénite-graphite Pyrrhotine  Antimoine-or natif-bismuth Mispickel I Berthiériste-horobetsuite Bismuthinite
Mispickel II - gersdorffite Blende Chalcopryrite-cuivre gris  Galène	Mispickel II Blende Chalcopryrite-cuivre gris Cosalite-jamesonite (or argenté)
Marcassite-pyrite Galène Barytine Opale	

Ces venues sont de haute, assez haute et basse température dans l'ordre chronologique. La présence de nickel dans la première phase est plus probablement liée aux intercalations d'amphibolites qu'à d'hypothétiques serpentinites. La troisième phase est constituée de sulfures de fer et de plomb et est associée à un épisode de fracturation et de bréchification intense, caractères qui se retrouvent dans la minéralisation observée à 400 m à l'ENE de l'arière de Coux.

La carte montre en outre que le filon d'Ambrosse se trouve sur une grande structure régionale correspondant à l'une des ramifications de la « mégaqueue de cheval » liée au grand décrochement dextre de la faille d'Oradour-sur-Grane. Cette structure est d'autant plus intéressante qu'elle porte deux autres indices, intragranitiques, situés à environ 5 km de part et d'autre du puits d'Ambrosse :

— au Sud, l'indice du hameau de Demorange (commune de Montroulet) où un filon de quartz bréchique et sillonné de filonnets d'hydroxydes de fer se suit sur environ 250 m de long et a été exploité (pour or ?) à l'extrémité nord du hameau, dans une petite carrière qui permet de voir, du côté est, une éponte constituée d'un faciès hydrothermalisé du granite porphyroïde de Montroulet ;

— au Nord, l'indice du Terroux (commune de Brillac) : à 400 m au SSE de cette ferme, juste au Nord du point coté 203, les champs montrent, sur un fond d'arène granitique, quelques petits blocs constitués soit d'un faciès tourmalinisé du granite porphyroïde de Brillac, soit de quartz renfermant une minéralisation complexe comprenant, d'après E. Marcoux (1987), mispickel, pyrite, blende, chalcopryrite partiellement altérée en digénite et/ou en covellite, galène. Les teneurs en or ne sont pas connues.

Vers le Sud, la faille d'Ambrosse se poursuit à travers le massif granitique de la Glane en étant jalonnée de filons de quartz apparemment stériles et de granites cataclasés dont les feldspaths sont fortement altérés et dont les fissures sont fréquemment colmatées par des hydroxydes de fer.

### **Étain et tungstène**

En liaison spatiale et génétique avec les intrusions de leucogranites fluorés existe une remarquable zonalité en Sn-W (cf. « Géochimie »).

De la cassitérite a été exploitée dans des flats alluvionnaires situés au Nord et au Sud de la partie la plus orientale des monts de Blond. Le principal de ces flats est celui de l'étang de Cicux où les teneurs en  $\text{SnO}_2$  sont actuellement de 25 à 150  $\text{g/m}^3$  mais étaient probablement nettement plus élevées avant l'intense exploitation antique.

Au Nord de la localité de Blond, le bois de la Tourette renferme de nombreuses stannières gallo-romaines dans un rectangle de 400 m X 250 m environ, allongé NNW-SSE, à l'extrémité méridionale duquel se trouve des ruines considérées comme celles de l'antique village minier de Luppé. La végétation masque complètement l'information géologique de surface mais, d'après les travaux réalisés par le BRGM entre 1973 et 1977, il y aurait non seulement une minéralisation en cassitérite disséminée dans l'arène d'un leucogranitique albitique (figurée en  $\gamma^1$  sur la carte) avec des teneurs en  $\text{SnO}_2$  de 75 à 400  $\text{g/m}^3$ , mais également un filon de quartz d'orientation N 160 et de puissance métrique, minéralisé en mispickel, barytine et cassitérite avec des teneurs en  $\text{SnO}_2$  d'environ 2  $\text{kg/m}^3$  et des traces de wolframite, fluorine, galène et blende.

Un autre type de minéralisation en étain est constitué par les filons de microleucogranites albitiques à fine cassitérite disséminée qui ont été décrits dans le chapitre « Roches filoniennes ou en petits corps ». Ces filons d'orientation N 20 dominante, recoupent d'une part les formations métamorphiques situées au Nord du massif leucogranitique des monts de Blond, et d'autre part le massif de granite porphyroïde à biotite de Brillac dont on a vu qu'il renferme vraisemblablement en profondeur une coupole leucogranitique. La cassitérite a également été observée dans les filons lenticulaires

de leucogranite aplitique à topaze qui recoupe le faciès laminé du massif leucogranitique des monts de Blond dans la carrière abandonnée de La Puelle (commune de Nouic).

La cassitérite est associée à la wolframite dans les filons de quartz de Jouhe (commune de Vaulry), de Monsac et des Massempés (commune de Cieux). Les filons de Monsac et des Massempés recoupe les massifs granitiques de Fromental et/ou de Vaulry juste au Sud des monts de Blond. Ils ont une direction N 30, une puissance ne dépassant pas 1 m, et sont constitués de quartz minéralisé en cassitérite dominante, wolframite, molybdénite, stannite, mispickel, chalcoppyrite. Au Nord du château de Jouhe se trouvent des grattages superficiels alignés dans une direction N 135 et montrant une zone broyée, silicifiée et minéralisée, située au sein du massif leucogranitique des monts de Blond près de sa limite septentrionale. La minéralisation est à wolframite dominante, cassitérite, chalcoppyrite, molybdénite, mispickel, barytine. Elle est concentrée dans une veine centrale de 20 cm de puissance et de 45 m de long avec une teneur moyenne en  $WO_3$  de 13 %.

La wolframite est également dominante dans une minéralisation associée spatialement à un des couloirs mylonitiques qui sillonnent le massif granitique de Fromental à proximité de la faille d'Oradour-sur-Glane. À environ 600 m au NNW de l'extrémité nord du hameau d'Arnac (commune de Cieux), les déblais d'un puits de reconnaissance ( $x=494,33$  ;  $y=110,71$ ) sont constitués essentiellement d'ultramylonites et accessoirement de quartz à wolframite. La structure filonienne a une direction N 155 et un pendage de  $70^\circ$  vers l'Ouest à vertical. Les filonnets de quartz sont minéralisés en wolframite, scheelite, mispickel, pyrite, fluorine. Les teneurs en  $WO_3$  sont faibles : 0,63 % dans le tout-venant. D'autres indices analogues ont été reconnus au Nord et au Sud de Cinturat.

Une paragenèse métallifère identique, à l'exception de la présence de molybdénite et de chalcoppyrite, a été observée au sein des abondants filonnets et bouffées de greisen et/ou de tourmalinites qui recoupe le granite porphyroïde de Brillac. Cette minéralisation n'a malheureusement aucun intérêt économique car les filonnets et bouffées ont individuellement un volume très faible et sont globalement dispersés dans un volume beaucoup trop important : dans le secteur du Teillou—Gâtine, reconnu par des sondages percutants, G. Nguyen (1981) a estimé à 175 ppm la teneur moyenne en tungstène dans un volume sondé de  $2,8 Mm^3$  correspondant à environ 7,8 Mt de granite.

### **Molybdène**

La molybdénite n'est relativement abondante que dans le secteur du Teillou—Gâtine où elle a été observée à l'affleurement et dans les cuttings de sondages percutants.

Elle n'est que sporadique au sein des filons de quartz à cassitérite ou wolframite dominante, du gîte aurifère d'Ambrosse, et des filonnets de quartz de direction N 160 recoupe le leucogranite porphyroïde de Brigueuil dans

le talus nord de la route de Brigueuil à Javerdat, à l'Ouest de la ferme de la Métairie (x = 486,64 ; y = 106,72).

### **Plomb, zinc, argent**

Au Sud du hameau de L'Age (commune de Blond), deux sondages carotés implantés par le BRGM ont recoupé des structures filoniennes de puissance inférieure ou égale au mètre, minéralisées en mispickel, pyrite, barytine, galène argentifère avec blende, chalcopryrite, cuivre gris et stannite accessoires. Les teneurs moyennes sont les suivantes : 1 % Pb, 0,25 % Zn, 93 g/t Ag.

L'indice de plomb de La Boutaudie (commune de Brillac) consiste en des blocs épars de brèche à éléments de granite et ciment de quartz, riches en oxydes de fer et parfois de plomb, trouvés à 250 m à l'Ouest du hameau de La Boutaudie (autour du point x = 477,70 ; y = 118,97).

Des minéraux de plomb, zinc, cuivre et parfois argent sont en outre associés aux structures localement aurifères d'Ambrosse et de Coux, comme cela a été décrit ci-dessus.

### **Fluorine et barytine**

La fluorine a été observée macroscopiquement en divers points du massif granitique de Brillac sous forme de filons, de filonnets, de placages, et également de cristaux dispersés dans une brèche silicifiée affectant un filon de microgranite albitique à cassitérite.

L'indice le plus important est celui de Chalotte (commune de Brillac) : au carrefour situé (x = 479,85 ; y = 119,10) à l'extrémité ouest de ce hameau, le BRGM a découvert deux filons de fluorine et quartz, de direction N 160 et de 20 à 30 cm de puissance, séparés par une étroite bande de granite cataclasé et silicifié. Juste au Nord du massif leucogranitique des monts de Blond, des filonnets de fluorine violette recoupent le granite de La Garde près d'un bâtiment de la ferme de Mazerolles (commune de Nouic) (x = 491,80 ; y = 116,20), tandis qu'au Sud de ce massif, une brèche tectonique hypersilicifiée emballant des éléments de fluorine violette et/ou verte est visible sur un affleurement situé (x = 497,57 ; y = 109,44) sur la berge ouest de l'étang du moulin de Thivirou. Du côté ouest, cette brèche est en contact avec le filon de leucogranite albitique de direction N 10 figurant sur la carte. Encore plus au Sud, de petites lentilles de fluorine verte ont été observées juste à l'Est de la faille d'Oradour-sur-Glane, dans la carrière abandonnée d'Oradour-sur-Glane. Dans la partie orientale de cette carrière, les migmatites mylonitiques renferment de fréquents placages de fluorine violette le long de diaclases, et des remplissages de barytine dans des fentes de tension.

En dehors peut-être des indices de cette carrière, la source la plus probable du fluor est le magma leucogranitique qui a engendré le massif des monts de Blond, la coupole cachée sous le granite de Brillac et les filons de microleucogranites albitiques, la spécialisation en fluor de ce magma ayant été largement démontrée précédemment.

## Uranium

La COGEMA a prospecté l'uranium en se limitant au département de la Haute-Vienne, c'est-à-dire en couvrant l'intégralité des massifs granitiques de La Garde, des monts de Blond, de Cieux-Vaulry, de Fromental, du Montazeaud et de Javerdat, et une grande partie du massif granitique de la Glane. Les points où ont été enregistrées les plus fortes radioactivités sont indiqués sur la carte avec deux symboles de taille différente correspondant à deux coupures : 200 à 1 000 chocs/seconde et 1 000 et 4 000 chocs/seconde. Il apparaît que ces points sont rares à l'intérieur du massif leucogranitique des monts de Blond et situés pour la plupart à son voisinage septentrional, au sein du massif granitique de La Garde, le long de failles subméridiennes recoupant les deux massifs.

Dans le cadre de cette prospection J. Barbier (1968a) a mis en évidence une teneur moyenne en U de 8 g/t dans le massif des monts de Blond. La teneur moyenne est nettement plus forte (20 g/t ; Barbier, 1968b) le long des 500 m du sondage PFR 1 implanté, comme le montre la carte, à l'intersection de la faille subméridienne de Blond et d'une faille suborthogonale, juste à l'Ouest de la route de Blond à Cieux. Ces teneurs sont dues essentiellement à la présence d'uraninite.

En 1987, Total-Compagnie minière a commencé une nouvelle prospection au Nord et au Sud des monts de Blond, couvrant entre autres la totalité du massif granitique de la Glane, et a rapidement découvert au sein de ce massif l'indice indiqué sur la carte ( $x = 491,10$  ;  $y = 109,65$ ) à 600 m à l'ENE du Breuil sur la commune de Montrollet (Charente), à proximité de la limite avec la Haute-Vienne. Il s'agit de deux veines parallèles de direction N 15, de quelques centimètres de puissance.

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements supplémentaires et des itinéraires géologiques dans le **Guide géologique régional : Massif central** (Peterlongo, 1978, Paris : Masson édit.). Malheureusement, la carrière du moulin du Pont (commune de Bussière-Boffy), signalée (p. 36 du guide) pour ses diorites quartzifères et leurs relations avec les amphibolites de la formation métamorphique encaissante, est complètement dégradée et envahie par la végétation.

## BIBLIOGRAPHIE

### Travaux publiés et mémoires

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) – La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In : « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires posthercyniens ». 26<sup>e</sup> Congr. géol. int., colloque C6. *Mém. BRGM*, 108, p. 90-111.

BARBIER J. (1968a) – Étude pétrographique et géochimique du granite à deux micas des monts de Blond (Limousin, France). *Science de la Terre*, Nancy, tome XIII, n<sup>o</sup> 3, p. 183-206, 12 fig., 7 tabl.

BARBIER J. (1986b) – Altération chimique et remaniement de l'uranium dans le granite à deux micas des monts de Blond (Limousin, France). *Sciences de la Terre*, Nancy, tome XIII, n<sup>o</sup> 4, p. 361-378, 12 fig., 2 tabl.

BECCULAVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1979). – Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites – application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sciences*, vol. 16, p. 1874-1882, 3 fig.

BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRÜNENFELDER M., PIBOULE M. (1985) – The tonalite belt of Limousin (French Central Massif) : U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. I, n<sup>o</sup> 4, p. 523-529.

BLÈS J.L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) – Successive post-variscan stress fields in the French Massif Central (Western european plate) : comparaison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.

BURG J.P., MATTE P. (1978) – A cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. Dt. Geol. Ges.* Stuttgart, 109, p. 429-460.

BURNOL L., AUTRAN A., BONICI J.P., GEFFROY J. (1974) – Granites acides du Nord-Ouest du Massif central français et minéralisations associées. Chapitre III : le leucogranite de Blond et les minéralisations en tungstène et étain associées. Livret-guide de l'excursion C du Congrès MAWAM, p. 88-100, 1 fig., 5 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., 595 p.

CHÈVREMONT 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 du BRGM*, n<sup>o</sup> 152, 61 p.

CUNNEY M., RAIMBAULT L. (1991) — Variscan rare metal granites and associated mineralizations from the North French Massif Central. 25 years SGA anniversary meeting, guide book of the field trip, 75 p., 38 fig.

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 scien. univ. Clermont II*, n° 63, fasc. 30, série Géologie et Minéralogie, 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.

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, Paris VI, 508 p.

FLOC'H J.P. (1983) — Le socle métamorphique du Limousin central : une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif central français). Thèse État, Limoges, 445 p. + annexes.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) — Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, 3-4, p. 291-306.

JACOB C. (1961) — Étude géologique et métallogénique de la région des monts de Blond (Haute-Vienne). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 104 p.

LAMBERT P. (1974) — La structure d'impact de météorite géante de Rochechouart. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-Sud, Orsay, 148 p.

LAPORTE A. (1965) — L'archéologie et l'histoire au service de la recherche minière. Chapitre 10 : l'auréole aurifère des monts de Blond. *Bull. BRGM*, 4, p. 128-131.

LA ROCHE H. (de), AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B. (1974) — Études géochimiques associées à la cartographie géologique. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. IV, n° 2, p. 107-122, 5 fig., 1 tabl.

LA ROCHE H. (de), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) — Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sciences de la Terre*, Nancy, tome XXIV, n° 1, p. 5-21.

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.

LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1988) — Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons Vendéens et leurs prolongations dans le Nord-Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 5, p. 831-838.

MIYASHIRO A. (1975) — Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. rev. Earth Planet. Sci. Letter*, vol. 3, p. 251-269.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA 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.

NGUYEN G. (1981) — Les anomalies géochimiques à tungstène. Étude des porteurs et des processus de dispersion du métal. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 82 p.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n° 69, p. 33-47.

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 hors-texte (dont la carte n° 5 à 1/50 000 pour le groupe de Confolens).

PEIFFER M.T. (1985) — La ligne tonalitique du Limousin. Sa composition. Sa signification. Son implication dans la structuration varisque du Limousin. Thèse État, Limoges, 585 p., 153 fig., 29 tabl., 16 pl. photos, 14 cartes hors-texte (dont la carte n° 7 à 1/50 000 pour le groupe de Confolens).

PETERLONGO J.M. (1978) — Guide géologique régional : Massif central (Limousin, Auvergne, Velay), 2<sup>e</sup> édition. Paris : Masson, édit., 224 p., 89 fig.

PIN C. (1979) — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 193 p.

PIN C. (1989) — Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. Thèse État, Clermont-Ferrand, 470 p. + annexes.

PUVILLAND P. (1975) — Reconnaissances stratégiques par gravimétrie dans la région de Limoges. Diplôme d'ingénieur géophysicien, IPG Strasbourg, 37 p., 12 fig., 6 pl.

RASPLUS L. (1982) — Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du Sud-Ouest du bassin de Paris. *Sciences géol.*, Strasbourg, mém. n° 66, 227 p.

SANTALLIER D., FLOC'H J.P. (1989) — Tectonique tangentielle et décrochement ductiles dévono-carbonifères superposés dans la région de Bellac. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, sér. II, p. 1419-1424, 2 fig.

SANTALLIER D., TARDIVEAU D., VUAILLAT D. (1986) — Les haches polies en roche dure du Limousin. Premières réflexions sur la base de leur étude pétrographique. *Revue archéologique du Centre de la France*, t. 25, vol. 1, p. 7-20, 12 fig.

SOUFI M. (1988) — Étude des magmatismes leucogranitiques et ongonitiques de Blond (Haut-Limousin, Massif central français). Relations avec une mise en place syntectonique du massif granitique. Thèse doctorat, Nancy I, 301 p., 128 fig., 35 tabl.

STRECKEISEN J.L. (1973) — Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous Rocks. *Geotimes*, octobre 1973, p. 26-30, 6 fig.

THIÉBLEMONT D., CABANIS B. (1986) — Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type « MORB » dans la formation paleovolcanique silurienne de La Meilleraie, Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, sér. II, n° 9, p. 641-646. 3 fig., 1 tabl.

THIRY M., DELAUNAY A., DEWOLF Y., DUPUIS C., MÉNILLET F., PELLERIN J., RASPLUS L. (1983) — Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. XXV, n° 1, p. 31-40.

TURLAND M., HOTTIN A.M., FEYS R. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montluçon (618). Orléans : BRGM, 115 p. Carte géologique par M. Turland *et al.* (1989).

### Travaux inédits

AUBERT G., BURNOL L. (1960) — Étude de la concession des mines d'étain et tungstène de Vaulry et Cieux. Rapport BRGM A 1630.

BARBIER J., BOUDET H. (1978) — Prospection géochimique régionale sur le 1/50 000 d'Oradour et de Confolens. Interprétation des analyses multiéléments. Rapport BRGM GMX/GSCA INV 053.

BRGM/DAM — Inventaire du territoire métropolitain, rapports annuels de 1979 à 1986.

BRGM/DAM/DL CLERMONT (1986) — Inventaire du territoire métropolitain : Ambrosse, shear-zone aurifère, note de novembre 1986.

BURNOL L. (1959) — Proposition d'un programme de recherches pour le gisement du tungstène d'Arnac-Cinturat. Rapport BRGM A 1453.

BURNOL L. (1968) — Minéralisations de la chaîne de Blond. Rapport BRGM 68 OPR 028 RMM (*confidentiel*).

BURNOL L. — Carte géologique à 1/12 500 de la région de Blond. Minute d'auteur photocopiée.

LEDRU P. (1967) — Compte rendu de mission. Notes sur la carte géologique d'Oradour. BRGM SGN/GEO, note PL/NP n° 54, 4 p., 4 fig.

MARCOUX E. (1987) — Étude en sections polies de 10 échantillons de la carte Oradour-sur-Glane à 1/50 000. 3 p. manuscrites.

MARQUAIRE C. (1970) — Carte géologique des monts de Blond — échelle 1/50 000. Document colorié à la main, sans notice explicative, fourni par la COGEMA.

PICOT P. (1985) — Étude d'échantillons d'Ambrosse (12 sections polies). BRGM DT/MGA 85/604 M 0367, 16 p.

SNEA (P.), GEOTERREX Ltd (1980) — Helicopter-borne combined electromagnetic and magnetic survey, sheet 7, Bellac area, pp. 148-187. (La zone couverte s'étend jusqu'à la région de Blond vers le Sud.)

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Ambazac* (n° 664), coordination par J. Chantraine (1974).

Feuille *Confolens* (n° 662), par J.P. Dutreuil *et al.* (1983).

Feuille *Bellac* (n° 639), par J.P. Floc'h, J.M. Joubert, D. Santallier (à paraître).

### **Carte géologique de la France à 1/80 000**

Feuille *Confolens* (n° 154) : 1<sup>re</sup> édition (1898) par L. de Launay, J. Welsch. 2<sup>e</sup> édition (1964) par M. Chenevoy, J. Gabilly.

Feuille *Rochechouart* (n° 163) : 1<sup>re</sup> édition (1901) par U. Le Verrier, P. Langleaud. 2<sup>e</sup> édition (1967) par S. Caillère, M.F. Kraut, J. Gandillot, J. Prouvost.

### **Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000**

Feuille *Clermont* (1960), coordination par F. Permingeat.

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

Feuille *Bordeaux* (1983), coordination par J. Meloux.

**Carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000**, introduction à la connaissance des gisements minéraux (1979), coordination par A. Emberger et J. J. Périchaud.

## *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Limousin, 7, rue Descartes, 87100 Limo-

ges, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### GLOSSAIRE (\*)

**Allanite.** n.f. — épidote riche en terres rares (Ce en particulier).

**Deutérique.** adj. — s'applique aux modifications des roches magmatiques avec genèse de minéraux généralement hydroxylés, sous l'action de fluides hydrothermaux provenant du magma lui-même dans sa dernière phase d'évolution et de consolidation.

**Glaucodot.** n.m. — minéral de formule (Co, Fe) As S.

**Gley.** n.m. — horizon d'un sol lié à la présence d'une nappe d'eau stagnante et caractérisé par des teintes grisâtres, bleuâtres ou verdâtres dues à la présence de fer réduit.

**Granoblastique** adj. — s'applique à la texture des roches métamorphiques montrant des cristaux de tailles sensiblement égales en grains indentés et fortement engrenés, orientés le cas échéant (texture granoblastique orientée).

**Granolépidoblastique.** adj. — s'applique à la texture des roches métamorphiques montrant une alternance de lits granoblastiques et de lits phylliteux.

**Hécilitique.** adj. — qualifie la disposition en spirale d'inclusions dans un minéral ayant subi une rotation progressive lors de sa croissance dans une roche métamorphique.

**Hypidiomorphe grenue.** adj. — s'applique à la texture d'une roche plutonique dans laquelle certains minéraux sont xénomorphes et d'autres subautomorphes à automorphes.

**Illuviation.** n.f. — accumulation dans un horizon pédologique ou détritique de matière transportée depuis un horizon supérieur.

**Leptynitique.** adj. — s'applique aux gneiss de teinte claire, assez homogènes, à grain moyen ou fin, dans lesquels le stock quartzo-feldspathique est largement dominant sur le stock des minéraux hydroxylés (mica, chlorite, amphibole). Les gneiss leptynitiques dérivent soit de roches plutoniques leucocrates à subleucocrates, soit de sédiments de type arkose ou grès arkosique.

**Leucosome.** n.m. — désigne dans une migmatite la partie claire, riche en quartz et feldspath(s), à texture grenue, de composition généralement granitique.

**Mélanosome.** n.m. — désigne dans une migmatite une partie sombre, riche en minéraux colorés, il s'agit généralement d'un paléosome (*cf.* ci-dessous).

**Monzonitique.** adj. — s'applique à la texture de roches plutoniques dans lesquelles le feldspath potassique se présente en plages, généralement xénomorphes, englobant des lattes de plagioclase.

**MORB.** mid-oceanic ridge basalt (basalte de ride médio-océanique).

(\*) La plupart des définitions de ce glossaire sont extraites ou inspirées du « Dictionnaire de géologie » de A. Foucault et J.F. Raoult (1980). Paris : Masson édit., 311 p.

**Myrmékite.** n.f. — cristal de plagioclase généralement acide contenant de fins vermicules de quartz à disposition buissonnante. Adj. : **myrmékitique.**

**Nématoblastique.** adj. — s'applique à la texture des roches métamorphiques dans lesquelles les minéraux aciculaires sont abondants et disposés parallèlement : la texture nématoblastique est fréquente dans les amphibolites par exemple.

**Paléosome.** n.m. — désigne dans une migmatite la partie non fondue. Syn. : **restite.**

**Pléochroïque.** adj. — s'applique à un minéral (biotite par exemple) dont la teinte varie au cours d'une rotation lorsqu'on l'observe en lumière dite « naturelle » au microscope.

**Pœcilitique.** adj. — se dit d'une grande plage d'un minéral englobant de nombreux cristaux d'un autre minéral.

**Propylitique.** adj. — qualifie une altération hydrothermale tardimagmatique (deutérique) ou postmagmatique se traduisent par un développement de chlorite, calcite, épidote, mica blanc, quartz, sulfures,...

**Saussuritisisation.** n.f. — pseudomorphose d'un silicate calcique (plagioclase notamment) en un agrégat d'épidote, plus albite, plus parfois autres silicates et/ou calcite.

**Schliere.** n.m. — d'origine allemande, employé surtout au pluriel (**schlieren**) pour désigner des ségrégations d'un minéral (biotite en particulier) dessinant des feuillettes de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur à bordures floues, dans un granite ou dans une migmatite de type diatexite.

**Syneusis.** n.f. — agrégat polycristallin résultant de l'interpénétration de plusieurs cristaux subautomorphes.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par P. CHÈVREMONT, ingénieur géologue au BRGM (Orléans), avec la collaboration des géologues du BRGM suivants :

- J. CONSTANS, pour l'hydrogéologie ;
- P. LEDRU pour l'esquisse structurale ;
- F. MÉNILLET, pour les formations superficielles.

Coordination : P. CHÈVREMONT.

Remerciements à :

- S. Debrand-Passard (BRGM), pour ses conseils généraux ;
- A.M. Hottin (BRGM), pour son aide dans les déterminations pétrographiques ;
- B. Lemièrre (BRGM), pour son assistance en géochimie des roches ;
- J.P. Floc'h (université de Limoges), pour les échanges sur le terrain ;
- C. Vautrelle (BRGM), pour les tableaux de gîtes minéraux.

Présentation au CCGF : 28 février 1989.

Acceptation de la carte et de la notice : 12 juin 1990.

Impression de la carte : 1992.

Impression de la notice : octobre 1992.

## ANNEXES

### LÉGENDE DU SCHÉMA STRUCTURAL

#### Formations superficielles

- 1 Alluvions récentes de la Vienne
- 2 Alluvions anciennes
- 3 Formations de recouvrement des plateaux

#### Roches métamorphiques

- 4 Unité épi- à mésozonale de la Gartempe
- 5 Orthogneiss basiques à acides  
5b zone d'anatexie intense

#### Unité supérieure des gneiss (6 à 10)

- 6 Paragneiss plagioclasiques à intercalations d'amphibolites, d'orthogneiss leptynitiques (7) rarement ocellés (8), de roches ultrabasiques (9) et de très rares éclogites (10)  
6a zone d'anatexie faible  
6b zone d'anatexie intense

#### Unité inférieure des gneiss (11 à 14)

- 11 Paragneiss plagioclasiques  
11a zone d'anatexie faible  
11b zone d'anatexie intense
- 12 Micaschistes
- 13 Orthogneiss à lepidomélane  $\pm$  hastingsite
- 14 Orthogneiss à biotite  $\pm$  muscovite  
14a zone d'anatexie faible  
14b zone d'anatexie intense

#### Roches plutoniques à subvolcaniques

##### Association aluminopotasique leucocrate

###### Leucogranites à 2 micas

- 15 Albitiques et fluorés  
15a microgrenus (filons)
- 16 Autres

##### Association aluminopotasique mésocrate à subleucocrate

###### Granites à 2 micas

- 17 Microgrenus (filons)
- 18 À grain fin à moyen
- 19 À grain moyen
- 20a Porphyroïdes leucocrates
- 20b Porphyroïdes mésocrates

##### Association hybride subalcaline

- 21 Granites porphyroïdes à biotite
- 22 Granites à biotite et rare hornblende  
22a microgrenus (filons)

##### Association calco-alcaline s.s.

- 23 Granites
  - 24 Granites à granodiorites
  - 25 Granodiorites
  - 26 Granodiorites à tonalites
  - 27 Tonalites à diorites et gabbros
- } à hornblende  
et  
biotite

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
La Chalotte	1.4001	F	Quartz Fluorine	Filon 330° Puissance 0,2 à 0,3 m	Granite de Brillac	2 filons séparés par une étroite bande de granite cataclasé et silicifié ; reconnaissance par tranchées.
Pont Bineau Pont Binot	1.4002	Pb, As	Quartz Pyrite Mispickel Galène	Disséminé	Granite de Brillac	Fine minéralisation dans les diaclases à remplissage siliceux.
Le Teillou-Gâtine Moulin de Brillac	1.4003	Mo, W, Sn	Quartz Wolframite Scheelite Molybdénite Cassitérite Pyrite Mispickel Chalcopyrite	Dissiminé	Granite de Brillac	Travaux BRGM 1956 à 1979 ; géochimie, tranchées, sondages percutants. Zone minéralisée de 450 x 10 à 50 m. Wolframite : 90 à 350 g/t.
Mas du Cou	1.4004	F	Quartz Fluorine	Filon ?	Granite d'Esse	Indice consistant en un bloc non en place
La Boutaudie	1.4005	Pb	Quartz Fluorine Barytine Pyrite Galène Blende Pyrromorphite Covellite	Brèches Fractures	Granite d'Esse	Géochimie, géophysique, 7 profils de sondages percutants sur un allongement de 700 m.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Ambrosse	2.4001	Au, As	Voir notice	Filon 335° Pendage : 40° Puissance 0,5 à 4,1 m	Paragneiss et amphibolites injectés de leucogranites	Travaux anciens : 1 puits de 23 m et quelques mètres de galeries. Travaux BRGM : prospection marteau, géochimie, géophysique, tranchées, 5 sondages carottés (351,65 m).
Mons	2.4002	Au, As	Quartz Mispickel	Filon	Cataclasites ?	Ancienne recherche, remblayée ; il existe le souvenir d'une galerie.
Coux, les Grandes-Tranchées	2.4003	Au, As	Quartz Mispickel Pyrite	Filonnets	Métatexites	Ancienne fosse partiellement comblée d'ordures.
Demorange	2.4004	Au, As	Quartz Mispickel Pyrite	Filon 340° Pendage 90°	Granite de Montrollet	Une carrière abandonnée se trouve sur le filon.
Puy Pelat	2.4005	Au, As	Quartz Mispickel Pyrite	Filon	Paragneiss	Prospection marteau et géophysique. Teneur 1,4 g/t Au.
Le Boucheron	2.4006	Pb	Quartz Galène Pyrite	Brèche	Métatexites	Affleurement de brèche tectonique silicifiée.
Grand-Pic	2.4007	U	?	?	Granite de Brillac	Prospection COGEMA. Point à 1 800 RΔ.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Arnac-Cinturat Nord	3.4001	W	Quartz Wolframite	Filon 300° Pendage 90°	Leucogranite des monts de Blond	La prospection par tranchées a permis de reconnaître un passage filonien sur 270 m en direction.
Petit Roc - Plaisance	3.4002	Au, As	Quartz Mispickel Pyrite	Filon 325° Pendage 90°	Paragneiss	Ancienne tranchée.
Les Romagères	3.4003	Au, As	Quartz Mispickel	Filon 330°	Gneiss, amphibolites	Filon souligné par des volantes de quartz.
Les Forges	3.4005	Au, As	Quartz Mispickel Pyrite Scorodite	Filon 330° Pendage 90° Puissance : 0,2 à 0,3 m	Diorites, gabbros	Une tranchée révèle plusieurs filonnets parallèles, se réunissant à 1 m de profondeur en un filon unique.
Château-Moulin Pacage de la Glane	3.4006	Au, As	Quartz Mispickel Pyrite	Filon 305° Pendage 90°	Diorites quartzifères	Recherche par tranchée.
Rochelidou	3.4007	Au, As	Quartz Mispickel	Filon 330°	Paragneiss	Ancienne recherche.
Gare de Nouic Champ-Rateau	3.4008	Au, As	Quartz Mispickel	Filon 330°	Paragneiss	Ancienne recherche.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Chez-Boisse	3.4009	Au, As	Quartz Mispickel	Filon 330°	Paragneiss	Une tranchée a découvert le filon titrant 1,2 à 1,5 g/t Au.
Mazerolles	3.4010	F	Fluorine	Filonnets	Granite de La Garde	Petit indice.
Mortemart	3.4011	U	?	?	Granite de La Garde	Prospection COGEMA. Points de 1 000 à 4 000 RΔ.
La Tourette	4.4001	Sn, As, Kao	Quartz Kaolinite Cassitérite Mispickel Wolframite Barytine Fluorine Galène Blende	Filon Stockwerk	Leucogranite albitique très altéré, gneiss	Antique stannière. Prospection BRGM : géochimie, tranchées, échantillonnage à la tarière, sondages percutants. Teneur en tranchées : 75 à 400 g/m <sup>3</sup> SnO <sub>2</sub> . Au filon : 2 kg/m <sup>3</sup> .

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Jouhe	4.4002	W, Sn	Quartz Barytine Fluorine Wolframite Cassitérite Chalcopyrite Molybdénite Mispickel	Filon 330° Pendage 55° Puissance : 0,2 à 1,5 m	Leucogranites des monts de Blond	Galerie à flanc de coteau : 150 m, descendrie à -34 m avec 3 niveaux : -12, 40 m ; -17, 15 m ; -34, 100 m. 1 travers-bancs de 158 m relie le niveau inférieur au jour. Production de 1908 à 1928, estimée à 62 t d'étain et 26 t de wolfram.
Monsac	4.4003	Sn, W, As, Mo	Quartz Cassitérite Wolframite Molybdénite Stannite Mispickel Chalcopyrite Lépidolite	Filon et filonnets Direction 30°	Granite de Cieux-Vaulry	1 puits de 20 m et un travers-bancs de 20 m, effondrés, haldes. Production : 400 kg d'étain entre 1856 et 1858.
Mas St-Paix Massempés	4.4004	W, Sn	Quartz Wolframite Cassitérite Mispickel	Filon	Granite de Cieux-Vaulry	1 puits, 1 travers-banc de 30 m et 4 petits traçages éboulés. Travaux en rapport avec Monsac.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
L'Age	4.4005	Pb, Zn, Ag	Quartz Barytine Mispickel Pyrite Galène Blende Chalcopyrite Stannite Cuivre gris	Filon Disséminé	Paragneiss à intercalations d'amphibolites	Fosses comblées le long de la route. Travaux BRGM : prospection alluvionnaire, géochimie, tranchées, sondages percutants et carottes. Sondage S1, teneurs en passée métrique : Pb 1 %, Zn 0,25 %, Ag 93 g/t, Ba 22 %.
Doumeix Méry Richemont	4.4006	Sn	Quartz Cassitérite	Filon de micro-leucogranite albitique	Granite de La Garde, migmatites	Grattages anciens de 4 km de long. Travaux BRGM : géochimie, tranchées, sondages carottés. Teneurs en sondage : 235 et 434 g/t Sn sur passes de 1,3 à 1,5 m.
Ruisseau de Gilardeaux	4.4007	Sn	Cassitérite	Placer	Alluvions en aval du massif leucogranitique des monts de Blond	Flat de 3 ha environ, les exploitations antiques ont bouleversé 60 % de la surface ne laissant que des zones à faibles teneurs. – Bereix, flat de 4 ha. – Méry, flat de 33 ha en 2 parties de 18 et 15 ha. Production pour les 3 flats, de 1899 à 1906 : 9,9 dizaines de t.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Ruisseau de Bereix	4.4008	Sn	Cassitérite	Placer	Alluvions en aval du massif leucogranitique des monts de Blond	Flat de 3 ha environ, les exploitations antiques ont bouleversé 60 % de la surface ne laissant que des zones à faibles teneurs. – Bereix, flat de 4 ha – Méry, flat de 33 ha en 2 parties de 18 et 15 ha. Production pour les 3 flats, de 1899 à 1906 : 9,9 dizaines de t.
Ruisseau de Méry	4.4009					
Flat de Bois-Morand	4.4010					
Blond	4.4011	U	?	?	Granite de La Garde	Prospection Cogema. Point à 4 000 R $\Delta$ .
Mons-La Métairie	6.4001	As, Mo	Quartz Mispickel Pyrite Molybdénite	Filonnets 340° Pendage : 90°	Leucogranite de Bri-gueuil	Petit indice de peu d'intérêt.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Arnac - Cinturat Sud	7.4001	W, Sn, As	Quartz Fluorine Wolframite Scheelite Mispickel Pyrite Cassitérite	Filons (3) Puissance 0,6 à 1 m	Granite de Fromental mylonitique	Filons reconnus sur 200 m par géochimie, 100 m par tranchées, 40 m par travaux miniers à - 12 m. Teneur en traçage : 0,86 % Wo <sub>3</sub> .
Le Breuil	7.4002	U	?	Filon 15°	Granite d'Oradour/ Glane	2 veines parallèles.
Oradour-sur-Glane	8.4001	F, Ba	Quartz Fluorine Barytine Kaolinite Pyrite Molybdénite	Filonnets	Migmatites mylonitiques	Placages et remplissages de fissures visibles dans l'ancienne carrière.
Cieux Ruisseau du Grand-Étang	8.4002	Sn, Au	Cassitérite Wolframite Or natif	Placer	Alluvions en aval des monts de Blond	Exploité dès l'antiquité, puis de 1858 à 1863. Production de 1856 à 1858, environ 3 t Sn.
Moulin de Thivirou	8.4003	F	Quartz Fluorine	Filon	Granite de Cieux	Brèche tectonique hypersilicifiée au contact d'un filon de leucogranite aplitique.

*ANALYSES CHIMIQUES. Tableau 1 – Variations des teneurs en fluor des micas noirs suivant les massifs*

Type d'association magmatique	Massif	Nombre d'analyses	Teneurs		
			Intervalle %	Moyenne %	Écart-Type %
Alumino-potassique leucocrate	Monts 1 de	11	2,32 - 6,52	4,79	1,13
	Blond 2	4	1,94 - 2,32	2,43	0,53
Alumino-potassique mésocrate à subleucocrate	Vaulry	11	0,53 - 2,83	1,55	0,59
	Cieux	24	0,00 - 2,77	0,88	0,63
	La Garde	18	0,00 - 3,53	1,63	1,12
	Oradour-sur-Glane	31	0,00 - 2,50	1,13	0,70
Hybride	Brillac	12	0,00 - 3,15	1,29	0,86
	Fromental 1	29	0,19 - 3,31	1,70	0,62
	Fromental 2	4	3,19 - 5,29	4,41	0,76
Calco-alcalin s.s.	Javerdat	6	0,00 - 0,58	0,39	0,19
	Montazeaud	9	0,00 - 1,72	0,82	0,61
	Bourdeau	5	0,00 - 0,37	0,09	0,37
	Étagnac	6	0,07 - 0,78	0,41	0,24
	Grand-Mesurat	5	1,01 - 1,45	1,34	0,17
Subalcalin	Esse	16	0,20 - 0,94	0,41	0,24

Pour le massif des monts de Blond, la ligne 1 correspond au faciès « banal » à grain moyen, et la ligne 2 au faciès à grain fin de la structure annulaire.

Pour le massif de Fromental, la ligne 2 correspond à un contact avec le faciès « banal » du massif des monts de Blond, la ligne 1 à des échantillons plus éloignés de ce massif.

*ANALYSES CHIMIQUES. Tableau 2 – Variations des teneurs en fluor des muscovites primaires suivant les massifs*

Type d'association magmatique	Massif	Nombre d'analyses	Teneurs		
			Intervalle %	Moyenne %	Écart-Type %
Alumino-potassique leucocrate	Monts 1	5	2,70 - 3,89	3,53	0,44
	Blond 2	2	1,12 - 1,31	1,21	0,09
Alumino-potassique mésocrate à subleucocrate	Vaulry	3	0,00 - 0,87	0,58	0,41
	Cieux	7	0,03 - 0,68	0,46	0,21
	La Garde	8	0,00 - 1,42	0,38	0,43
	Oradour-sur-Glane	13	0,00 - 1,41	0,40	0,49
	Brigueuil	3	0,00 - 0,29	0,16	0,12
Hybride	Brillac	2	0,25 - 1,08	0,66	0,41
Calco-alcalin s.s.	Javerdat	4	0,00 - 0,42	0,17	0,18

Pour le massif des monts de Blond, la ligne 1 correspond au faciès « banal » à grain moyen, et la ligne 2 au faciès à grain fin de la structure annulaire.

ANALYSES CHIMIQUES

INDR	GR01	XXXX	YYYY	SIO2	TIO2	AL2X	FE2X	MGO	MNO	CAO	NA2O	K2O	P2O5	PFEU*
1B17	QTZE	479.24	119.44	94.16	0.11	2.16	1.95	0.29	0.02	0.10	0.20	0.25	0.05	1.04
3A33	GLEP	488.67	119.77	77.92	0.13	11.89	0.89	0.20	0.02	0.56	3.37	4.01	0.05	0.48
4A18	GLEP	496.20	118.35	78.18	0.11	11.83	0.34	0.20	0.03	0.60	3.31	4.49	0.05	0.16
4A31	GLEP	496.27	119.10	78.44	0.08	11.92	0.55	0.20	0.02	0.53	3.40	3.91	0.05	0.27
6B02	GLEP	485.36	109.87	78.16	0.11	11.90	0.70	0.20	0.02	0.57	3.45	3.84	0.05	0.43
4A27	GNQP	496.80	119.67	69.13	0.43	15.43	3.31	1.12	0.05	2.71	3.97	1.37	0.09	2.36
5C60	GNQP	477.42	106.02	66.65	0.77	15.62	5.60	1.95	0.09	3.01	3.67	2.10	0.13	0.52
6C15	SCQP	481.68	101.30	74.32	0.65	11.77	0.99	0.10	0.01	0.42	3.17	2.98	0.06	4.72
6D12	GNQP	485.67	102.37	66.14	0.82	15.99	5.81	2.11	0.10	2.64	3.53	2.26	0.12	0.70
8B02	MIGM	501.02	106.77	73.20	0.30	13.70	2.80	0.40	0.04	0.97	3.10	4.85	0.09	0.49

Tableau 3a - Teneurs en éléments majeurs de roches métamorphiques acides (SiO<sub>2</sub> > 65 %)

QTZE quartzite à tourmaline  
 GLEP gneiss leptynitique à 2 feldspaths  
 GNQP gneiss plagioclasique  
 SCQP schiste plagioclasique  
 MIGM migmatite(diatexite)

INDR	GR01	LI	B	V	CR	CO	NI	CU	ZN	AS	SR	MO	SN	SB	BA	LA	CE	W	PB	Y	ZR	NB
1B17	QTZE	10.	837.	332.	177.	5.	26.	79.	40.	754.	27.	61.	10.	10.	161.	20.	10.	26.	10.	32.	119.	36.
3A33	GLEP	10.	34.	12.	19.	5.	26.	7.	26.	20.	31.	5.	10.	10.	476.	20.	10.	10.	10.	46.	219.	20.
4A18	GLEP	10.	23.	10.	10.	5.	12.	5.	23.	31.	39.	5.	10.	10.	943.	20.	21.	10.	10.	37.	239.	20.
4A31	GLEP	10.	31.	10.	10.	5.	11.	10.	22.	28.	22.	5.	10.	12.	183.	20.	10.	10.	10.	32.	216.	20.
6B02	GLEP	10.	32.	13.	12.	5.	12.	5.	25.	20.	69.	5.	10.	10.	691.	20.	13.	10.	10.	48.	250.	20.
4A27	GNQP	60.	15.	52.	39.	10.	23.	6.	58.	33.	189.	7.	10.	17.	205.	20.	15.	10.	10.	20.	163.	20.
5C60	GNQP	41.	10.	92.	77.	14.	35.	5.	71.	44.	294.	5.	10.	15.	522.	20.	39.	10.	10.	22.	225.	20.
6C15	SCQP	11.	18.	458.	66.	6.	28.	18.	29.	81.	209.	12.	15.	20.	1738.	20.	23.	10.	10.	47.	247.	59.
6D12	GNQP	18.	10.	96.	72.	14.	36.	18.	82.	58.	246.	5.	11.	21.	448.	20.	50.	10.	16.	25.	292.	26.
8B02	MIGM	10.	13.	16.	36.	7.	30.	5.	42.	64.	101.	9.	10.	18.	507.	38.	86.	10.	25.	34.	320.	40.

Tableau 3b - Teneurs en éléments en traces ( méthode ICP) de roches métamorphiques acides (SiO<sub>2</sub> > 65 %)

Les teneurs sont en ppm. Les teneurs en Cd, Be, Ag, Bi sont inférieures aux seuils de détection.

## ANALYSES CHIMIQUES

INDR	GR01	GR02	XXXX	YYYY	SIO2	TIO2	AL2X	FE2X	MGO	MNO	CAO	NA2O	K2O	P2O5	PFEU	REFERENCE	ANNEE
B3	LGR	BLON	MOYENNE		73.47	0.12	14.77	1.52	0.12		0.30	4.07	4.88			J. BARBIER	1968
A2	LGR	BLON	MOYENNE		73.35	0.11	14.55	1.56	0.02		0.46	4.08	4.95			J. BARBIER	1968
A1	LGR	BLON	MOYENNE		73.85	0.11	14.56	1.63	0.15		0.27	4.07	4.52			J. BARBIER	1968
B1	LGR	BLON	MOYENNE		74.07	0.14	14.46	1.58	0.19		0.33	3.70	4.83			J. BARBIER	1968
C1	LGR	BLON	MOYENNE		73.57	0.19	15.31	0.87	0.01		0.68	4.42	4.09			J. BARBIER	1968
4B69	GR	GARD	502.08	119.60	73.15	0.20	14.22	1.61	0.35	0.04	0.69	3.23	4.75	0.25	0.95		
SB12	GR	FROM			75.00	0.12	13.50	1.18	0.39	0.03	0.69	3.36	4.70		1.04	J. BARBIER	1968
B114	GR	FROM			70.70	0.21	14.70	2.19	0.87	0.04	0.92	2.39	5.66		2.40	J. BARBIER	1968
SB11	GR	FROM			72.90	0.24	14.00	2.03	1.29	0.06	0.99	3.32	4.46		0.67	J. BARBIER	1968
B992	GR	FROM			72.10	0.22	14.10	2.11	0.59	0.06	1.03	3.24	5.07		1.52	J. BARBIER	1968
B741	GR	VAUL			67.90	0.27	16.80	2.20	0.53	0.04	0.83	4.45	4.89		2.09	J. BARBIER	1968
B841	GR	VAUL			67.80	0.56	16.90	2.05	0.68	0.10	1.46	3.37	4.88		2.26	J. BARBIER	1968
DT08	GR	BRIL 478	118		69.70	0.28	13.80	2.48	1.14	0.06	1.63	3.35	4.95		1.00	J. P. DUTREUIL	1978
DT07	GR	ESSE 474	120(C)		68.53	0.51	14.61	3.46	1.48	0.05	2.37	3.53	4.05		1.26	J. P. DUTREUIL	1978
DT02	GR	CHIR 463.5	104(C)		69.96	0.28	15.37	2.27	1.23	0.05	2.17	3.80	3.74		1.47	J. P. DUTREUIL	1978
DT01	GD	ETAN 475.5	99(R)		67.06	0.42	15.44	3.34	2.02	0.08	3.00	3.70	3.20		1.67	J. P. DUTREUIL	1978
DT05	GDOR	BOUR 470	105(C)		64.40	0.62	15.49	6.15	2.12	0.12	3.47	3.25	2.18		1.73	J. P. DUTREUIL	1978
MP01	GDOR	BOUR 474.2	103(C)		66.00	0.47	15.90	3.97	1.48	0.15	3.80	3.40	3.65	0.16	0.80	M. T. PEIFFER	1985
4B20	GROR		500.75	116.60	74.87	0.05	14.37	0.67	0.20	0.08	0.65	4.28	3.87	0.11	0.58		
4B21	GROR		500.60	116.82	73.90	0.08	14.50	0.86	0.20	0.02	0.72	4.42	3.92	0.11	0.67		
5B01	GROR		481.35	109.72	74.33	0.05	14.93	0.84	0.20	0.13	0.88	3.24	3.81	0.06	1.09		
4B70	GROR		499.93	120.25	75.44	0.09	14.39	0.54	0.20	0.04	0.50	4.05	3.69	0.11	0.79		
1D27	GRDO		480.52	114.33	70.32	0.37	15.30	2.27	0.58	0.04	1.71	3.57	4.24	0.10	0.67		
6D01	GRDO		485.56	105.16	71.97	0.19	14.54	2.30	0.58	0.10	2.12	3.64	2.99	0.09	0.74		
1C48	MLG		476.57	113.14	76.35	0.05	13.72	1.44	0.20	0.02	0.17	2.98	4.42	0.06	0.99		
4B48	MLGA		500.16	119.32	70.64	0.02	16.60	1.50	0.10	0.12	0.95	3.58	3.14	0.80	1.76		
4B39	MLGP		502.15	119.60	72.44	0.18	14.98	1.32	0.32	0.04	0.80	3.62	4.39	0.17	0.77		
1C57	MGP		475.36	113.04	68.61	0.52	15.14	3.29	1.43	0.05	2.75	3.25	3.18	0.15	0.70		

Tableau 4a - Teneurs en éléments majeurs de granitoïdes et de microgranites

LGR	leucogranite	MASSIFS
GR	granite	
GD	granodiorite	BLON Monts de Blond
GDOR	granodiorite orientée	GARD La Garde
GROR	granite orienté	FROM Fromental
GRDO	granite-granodiorite orienté(e)	VAUL Vaulry
MLG	microleucogranite	BRIL Brillac
MLGA	microleucogranite albitique	CHIR Chirac
MLGP	microleucogranite porphyrique	ETAN Etagnac
MGP	microgranite porphyrique	BOUR Le Bourdeau

(C) feuille Confolens (R) feuille Rochechouart

ANALYSES CHIMIQUES

INDR	GRO1	LI	BE	B	V	CR	CO	NI	CU	ZN	AS	SR	MO	SN	SB	BA	LA	CE	W	PB	ZR	NB
B3	LGR		27.					4.	4.					50.		143.				16.		
A2	LGR		20.					2.	3.					80.		62.				8.		
A1	LGR		27.					3.	3.					76.		69.				19.		
B1	LGR		22.					5.	3.					60.		110.				20.		
C1	LGR																					
4B69	GR	69.	11.	15.	10.	25.	9.	19.	5.	40.	30.	73.		39.		194.	20.	23.	111.	28.	92.	23.
SB12	GR		17.	230.	20.			3.	1.	20.		120.	1.	14.		167.				40.		
B114	GR		23.	20.	20.			8.	6.	20.		188.	1.	17.		253.				56.		
SB11	GR		8.	20.	20.			8.	2.	20.		187.	1.	3.		234.				45.		
B992	GR		12.	20.	20.			8.	4.	20.		187.	1.	25.		252.				48.		
B741	GR		12.	20.	20.			3.	5.	20.		199.	1.	37.		284.				41.		
B841	GR		12.	20.	20.			4.	21.	20.		199.	1.	45.		284.				60.		
DT08	GR				34.	36.		18.	93.			436.				723.						
DT07	GR				57.	53.		14.	10.			360.				750.						
DT02	GR				32.	28.		10.	14.			483.				1015.						
DT01	GD				59.	41.		20.	18.			605.				1013.						
DT05	GDO				92.	35.		20.	15.			453.				616.						
MP01	GDO				88.	10.		10.	59.			280.				2500.						
4B20	GROR	10.	2.	41.	15.	13.	5.	14.	7.	15.	54.	48.	5.	10.	10.	47.	20.	10.	10.	21.	84.	20.
4B21	GROR	11.	2.	30.	15.	17.	5.	20.	11.	36.	30.	99.	5.	19.	10.	174.	20.	11.	10.	39.	46.	20.
5B01	GROR	10.	2.	31.	10.	10.	10.	15.	12.	22.	20.	242.	5.	10.	10.	1351.	20.	20.	10.	27.	91.	20.
4B70	GROR	19.	4.	18.	10.	24.	5.	17.	10.	34.	28.	49.		33.		46.	20.	10.	78.	50.	82.	20.
1D27	GRDO	12.	2.	36.	33.	16.	6.	16.	5.	60.	20.	227.	5.	10.	10.	661.	57.	101.	10.	27.	247.	20.
6D01	GRDO	10.	2.	13.	22.	35.	7.	21.	5.	55.	63.	331.	7.	11.	18.	1524.	20.	48.	10.	38.	257.	20.
1C48	MLG	10.	2.	54.	10.	20.	7.	18.	5.	30.	26.	143.	5.	10.	10.	617.	20.	18.	10.	10.	72.	20.
4B48	MLGA	6039.	80.	52.	10.	39.	9.	28.	7.	93.	77.	395.	8.	364.	24.	169.	20.	10.	49.	11.	32.	98.
4B39	MLGP	44.	2.	11.	16.	22.	5.	20.	5.	50.	48.	116.		10.		297.	20.	12.	13.	29.	77.	20.
1C57	MGP	23.	2.	10.	45.	51.	12.	31.	5.	52.	54.	353.		11.		844.	37.	65.	10.	12.	189.	22.

Tableau 4b - Teneurs en éléments en traces de granitoïdes et de microgranites

Les teneurs sont en ppm. Les teneurs en Cd, Ag, Bi et Y sont inférieures aux seuils de détection de la méthode ICP pour les échantillons analysés au BRGM. Pour les autres échantillons les références sont celles du tableau 4a.

ANALYSES CHIMIQUES

INDR	GR01	GR02	XXXX	YYYY	SIO2	TIO2	AL2X	FE2X	MGO	MNO	CAO	NA2O	K2O	P2O5	PFEU*
5B02	TODQ		480.85	109.67	57.72	1.03	16.07	8.38	4.22	0.20	7.24	3.03	1.34	0.15	0.82
3A08	DIGB	GUYO	491.80	119.82	50.98	0.75	19.20	8.51	6.29	0.15	9.31	2.76	1.26	0.09	1.02
MP05	TODQ	SAUG	475.20	103.50	56.60	1.98	18.50	7.18	2.50	0.12	6.85	4.10	1.53	0.27	0.90
MP08	DIOQ	SAUG	475.30	105.30	52.77	1.29	16.07	9.91	4.56	0.16	8.38	3.00	1.48	0.17	1.34
MP09	DIOQ	SAUG	481.50	105.30	52.55	1.14	18.82	9.04	4.10	0.18	8.71	3.79	1.15	0.10	0.96
MP10	DIOQ	SAUG	475.20	104.20	55.18	1.06	17.32	8.55	4.54	0.15	7.65	3.43	1.56	0.10	1.06
MP11	DIOQ	SAUG	484.70	107.90	53.82	1.17	17.32	9.18	4.23	0.19	8.04	3.51	1.73	0.10	1.00
MP12	DIOQ	STQU	483.00	113.80	54.38	1.20	17.95	9.13	3.98	0.18	7.66	3.59	1.34	0.10	0.94
MP13	DIOQ	STQU	482.60	115.20	52.27	1.33	18.23	9.57	4.19	0.18	7.94	3.49	1.14	0.10	1.12
MP15	DIGB	SAUG	475.30	106.50	46.18	1.18	19.99	10.90	4.74	0.19	9.77	3.10	1.08	0.42	1.91
MP18	DIGB	STQU	480.90	133.50	49.80	1.96	16.75	11.08	6.00	0.22	9.00	3.18	0.95	0.40	0.90
MP19	DIGB	LACO	488.60	119.20	49.08	1.30	18.90	9.89	4.64	0.16	8.01	3.62	1.62	0.51	1.02
MP24	HORN	SAUG	475.30	104.80	49.89	0.91	12.67	9.59	11.53	0.17	9.64	2.09	1.67	0.10	1.76
MP25	HORN	SAUG	484.70	105.80	49.83	1.18	10.62	9.34	10.68	0.17	11.94	1.96	1.36	0.26	1.69
MP26	HORN	LACO	484.20	119.20	51.03	0.96	14.13	9.78	9.03	0.25	9.64	2.60	1.12	0.10	1.58

Tableau 5a - Teneurs en éléments majeurs de roches plutoniques intermédiaires à basiques

PETROGRAPHIE

TODQ tonalite-diorite quartzifère  
 DIOQ diorite quartzifère  
 DIGB diorite, gabbro  
 HORN hornblendite

MASSIF

GUYO La Guyonnerie  
 SAUG Saulgond  
 STQU Saint-Quentin  
 LACO Lacouture

Les INDR commençant par "MP" caractérisent les analyses données par M.T. Peiffer (1985)

ANALYSES CHIMIQUES

INDR	GR01	GR02	BA	SR	CR	NI	CO	V	CU	ZR	NB	Y
5B02	TODQ		595.	512.	76.	22.	19.	218.	7.	100.	5.	30.
3A08	DIGB	GUYO	862.	500.	45.	38.	29.	218.	11.	55.	5.	19.
MP05	TODQ	SAUG	620.	330.	14.	5.	14.	130.	43.			
MP08	DIOQ	SAUG	331.	589.	47.	26.	106.	276.	45.			
MP09	DIOQ	SAUG	511.	734.	34.	40.	52.	224.	5.			
MP10	DIOQ	SAUG	658.	573.	88.	38.	45.	212.	11.			
MP11	DIOQ	SAUG	561.	562.	37.	40.	56.	239.	5.			
MP12	DIOQ	STQU	585.	419.	51.	45.	56.	221.	5.			
MP13	DIOQ	STQU	522.	458.	42.	45.	51.	225.	5.			
MP15	DIGB	SAUG	250.	925.	34.	19.	97.	250.	60.			
MP18	DIGB	STQU	590.	250.	69.	11.	31.	300.	17.			
MP19	DIGB	LACO	676.	608.	44.	10.	62.	219.	5.			
MP24	HORN	SAUG	510.	302.	929.	215.	57.	252.	38.			
MP25	HORN	SAUG	682.	335.	740.	116.	131.	246.	22.			
MP26	HORN	LACO	494.	526.	595.	109.	54.	257.	5.			

Tableau 5b - Teneurs en éléments en traces de roches plutoniques intermédiaires à basiques

Les teneurs sont en ppm

## ANALYSES CHIMIQUES

INDR	GR01	XXXX	YYYY	SIO2	TIO2	AL2X	FE2X	MGO	MNO	CAO	NA2O	K2O	P2O5	PFEU*
1A21	AMGF	476.62	120.25	43.28	1.67	18.66	14.10	5.34	0.19	11.35	2.01	0.84	0.42	1.19
1C56	AMGM	475.46	112.82	52.75	1.12	17.58	9.76	5.37	0.27	7.68	2.88	1.02	0.22	1.70
2B35	AMGF	486.33	120.30	50.67	1.56	14.87	11.93	6.67	0.19	10.91	2.69	0.48	0.15	0.55
2D15	AMGF	485.92	115.86	51.17	2.13	14.16	13.71	6.09	0.24	9.14	2.43	0.93	0.20	0.64
3A12	ARPS	491.35	120.64	49.01	0.93	16.17	9.10	7.19	0.14	14.71	1.86	0.10	0.10	0.59
3A16	AMGF	490.95	120.75	49.93	1.07	14.74	10.40	8.19	0.15	11.59	2.50	0.20	0.09	1.18
4B07	AMGM	502.23	118.00	49.30	1.38	18.51	10.90	4.46	0.19	9.37	3.32	0.82	0.19	0.78
4B22	AMGF	500.71	117.01	50.09	1.35	14.58	11.11	7.05	0.08	10.51	2.72	0.62	0.12	0.81
4B63	AMGM	499.97	120.22	59.16	0.95	17.27	7.14	3.35	0.13	6.86	3.55	1.27	0.18	0.73
5D42	ARPS	479.62	104.74	47.21	1.92	14.78	11.54	7.35	0.14	13.20	2.45	0.49	0.23	0.90
5D49	AMGF	480.05	103.66	50.31	2.48	14.15	15.10	5.23	0.23	9.50	1.97	0.70	0.22	0.38
6C19	ARPS	482.66	101.10	47.41	2.37	15.59	12.23	5.89	0.14	12.88	2.60	0.48	0.26	0.69

Tableau 6a - Teneurs en éléments majeurs d'amphibolites

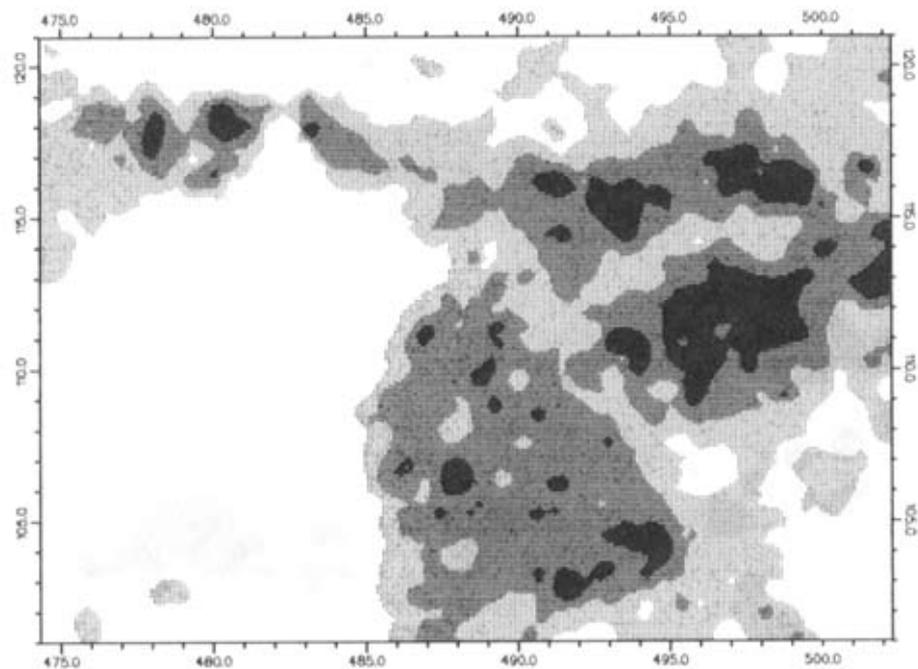
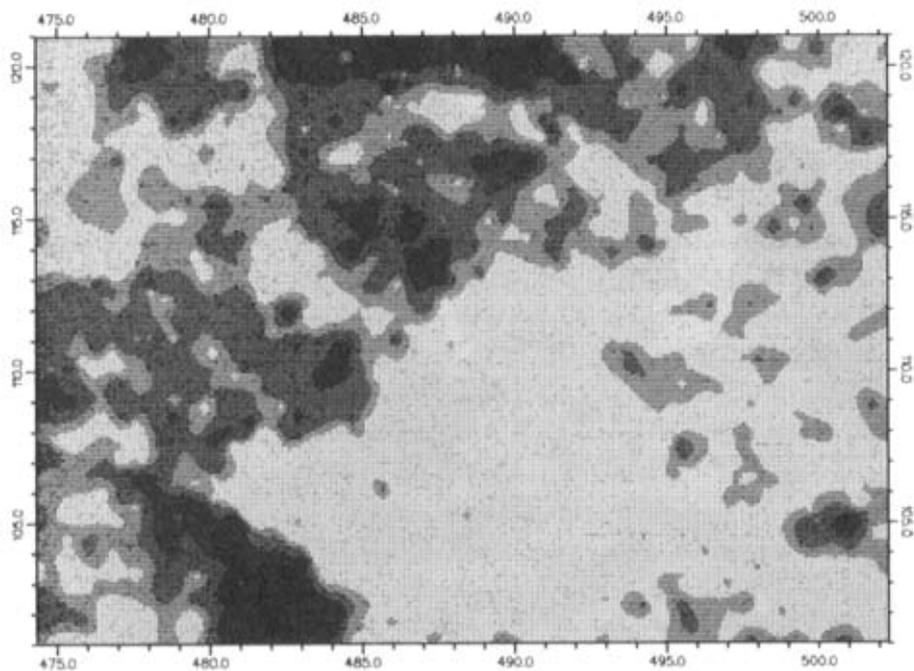
AMGF amphibolite à grain fin  
ARPS amphibolite rubanée à clinopyroxène et sulfures  
AMGM amphibolite à grain moyen

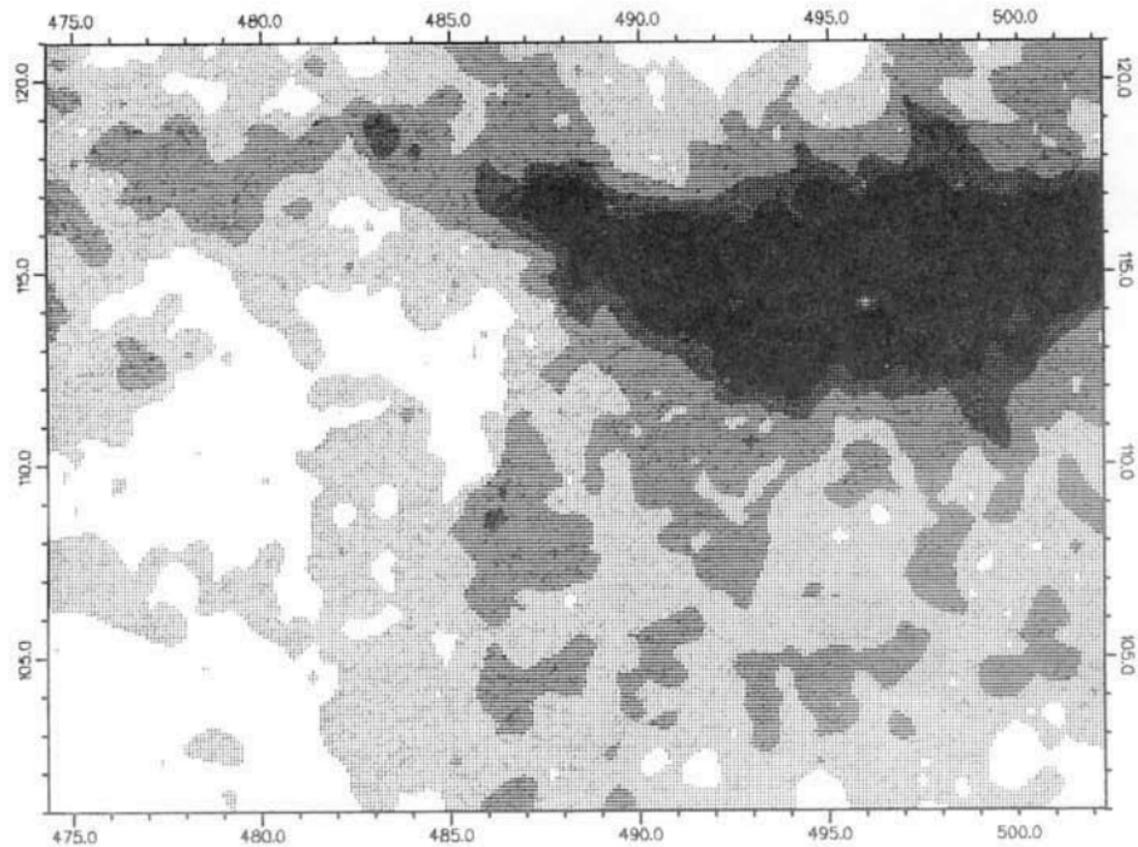
INDR	GR01	ZR	NB	Y	BA	RB	SR	CR	NI	CO	V	CU	PB	ZN	AS	SB *
1A21	AMGF	90.	5.	42.	226.	28.	591.	41.	20.	29.	355.	32.	10.	125.	156.	10.
1C56	AMGM	95.	5.	24.	375.	22.	629.	80.	41.	26.	233.	56.	149.	488.	39.	10.
2B35	AMGF	105.	5.	29.	427.	10.	232.	79.	38.	44.	295.	59.	10.	93.	20.	10.
2D15	AMGF	165.	13.	43.	147.	36.	188.	59.	33.	29.	296.	35.	10.	100.	21.	10.
3A12	ARPS	70.	5.	20.	427.	10.	191.	364.	130.	46.	239.	77.	10.	58.	20.	10.
3A16	AMGF	65.	5.	27.	41.	10.	137.	391.	91.	51.	288.	31.	10.	79.	20.	10.
4B07	AMGM	145.	5.	36.	270.	21.	437.	40.	18.	24.	311.	20.	10.	97.	20.	10.
4B22	AMGF	100.	5.	29.	72.	20.	197.	134.	51.	43.	262.	58.	10.	83.	20.	10.
4B63	AMGM	205.	5.	26.	341.	37.	415.	64.	27.	19.	162.	18.	10.	59.	20.	10.
5D42	ARPS	185.	16.	25.	169.	10.	486.	329.	152.	41.	289.	61.	10.	90.	53.	14.
5D49	AMGF	170.	13.	38.	117.	10.	212.	55.	29.	30.	373.	34.	10.	109.	49.	19.
6C19	ARPS	205.	12.	26.	138.	10.	502.	286.	140.	41.	319.	84.	10.	73.	40.	10.

Tableau 6b - Teneurs en éléments en traces d'amphibolites

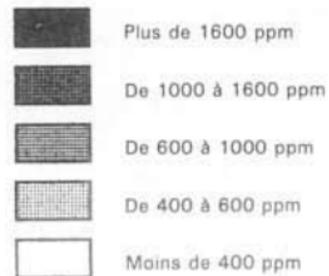
Les teneurs sont en ppm.  
Zr, Nb, Y et Rb ont été dosés par fluorescence X, les autres éléments par la méthode ICP :  
ceux qui ne figurent pas dans le tableau ont des teneurs inférieures aux seuils de détection.

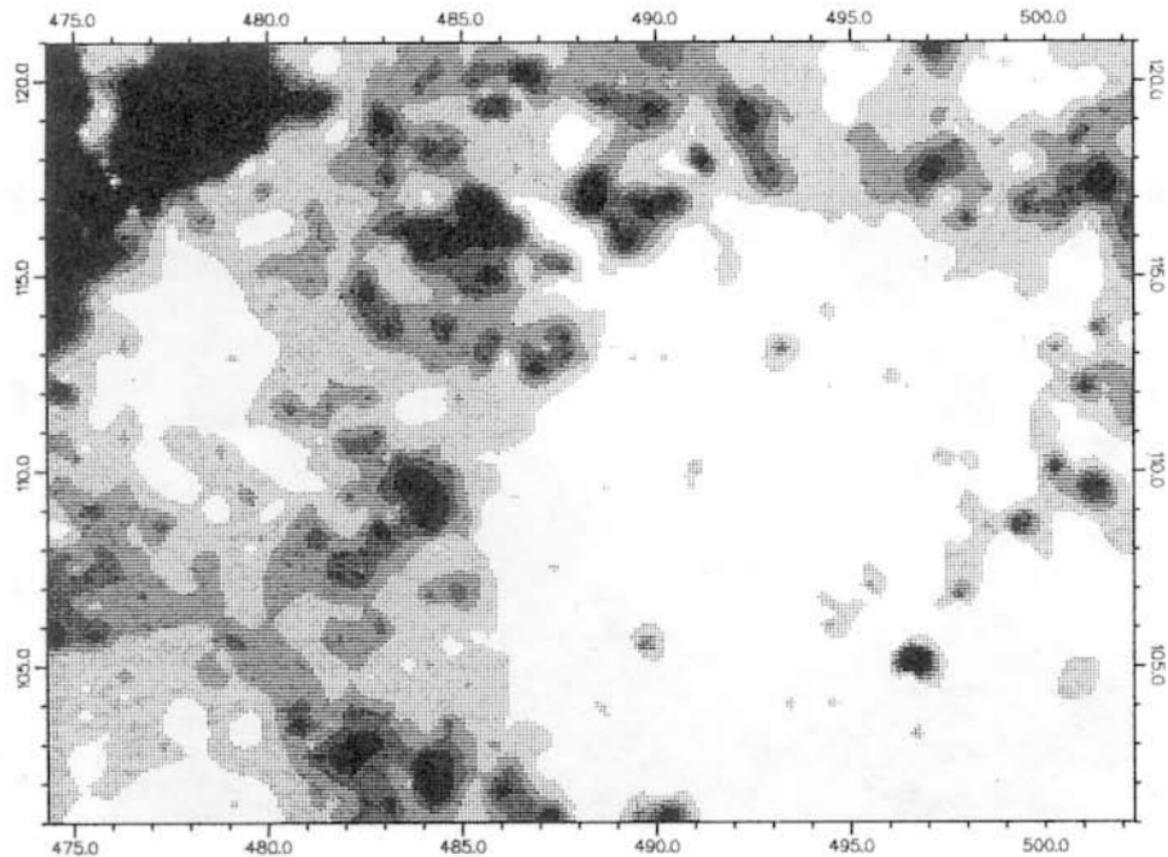




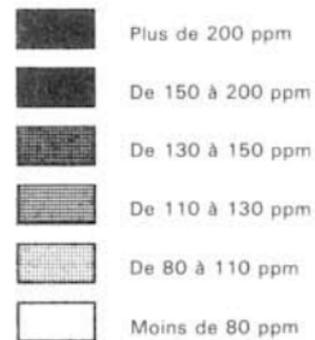


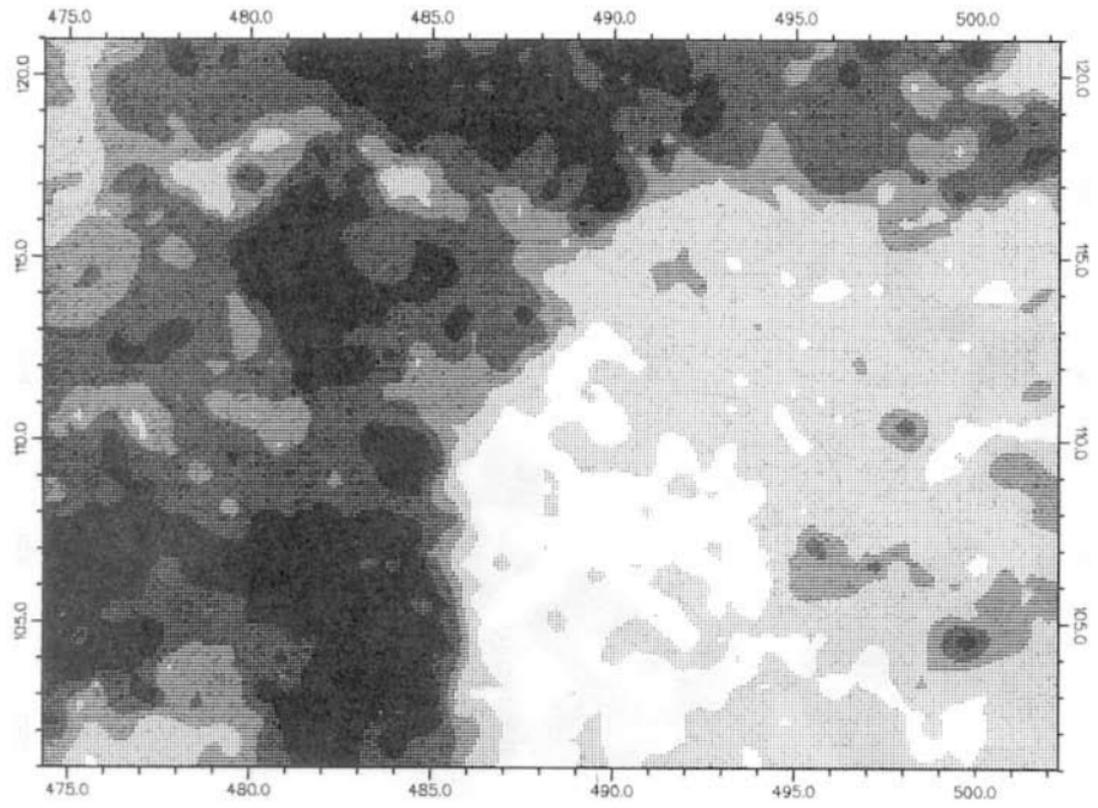
### Répartition géochimique du fluor





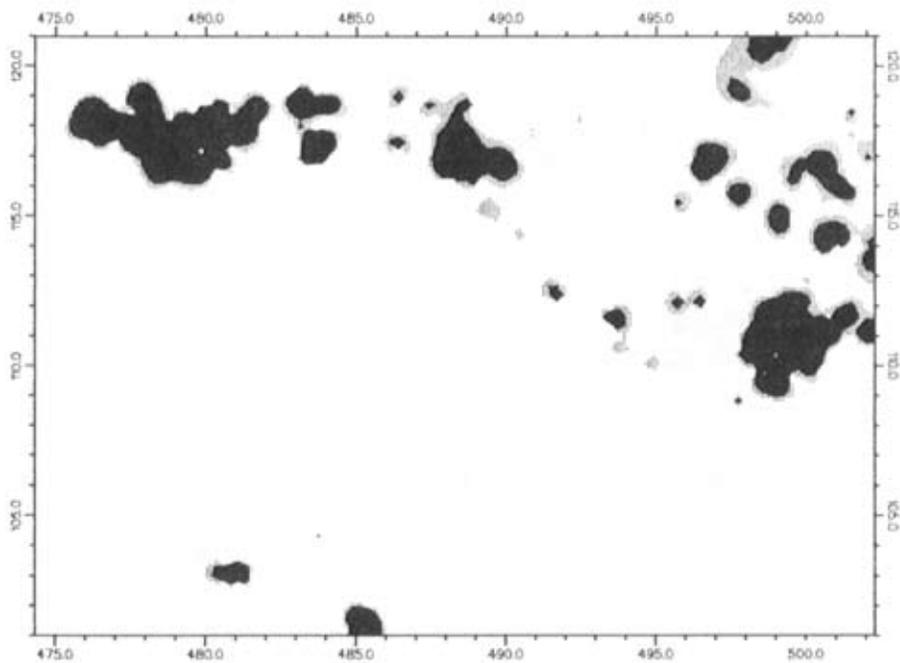
Répartition géochimique  
du zinc



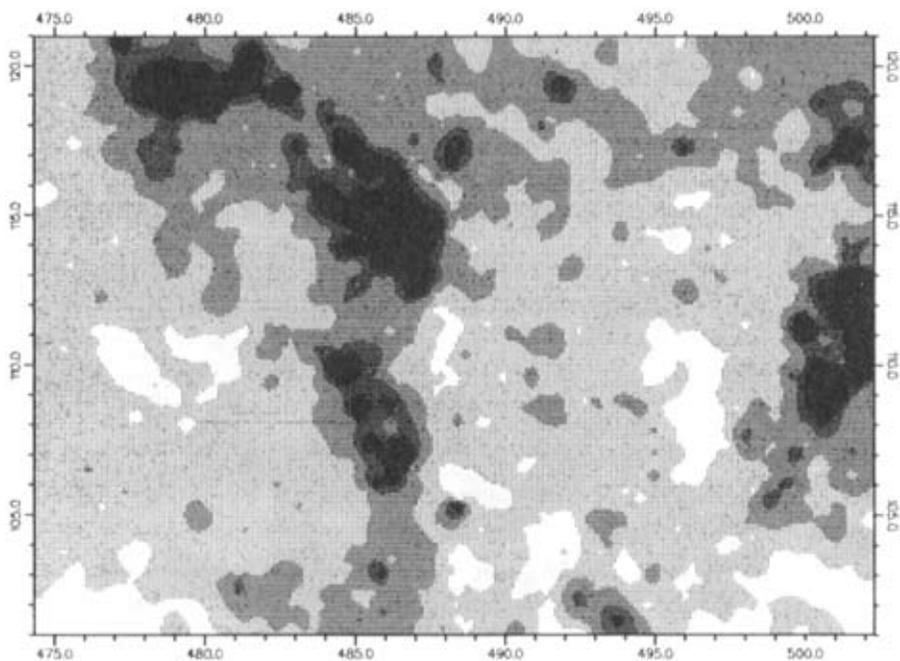
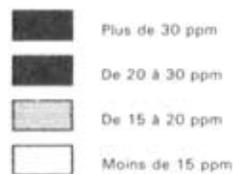


Répartition géochimique  
du vanadium

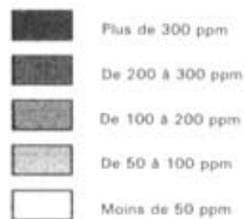
-  Plus de 150 ppm
-  De 100 à 150 ppm
-  De 70 à 100 ppm
-  De 40 à 70 ppm
-  Moins de 40 ppm

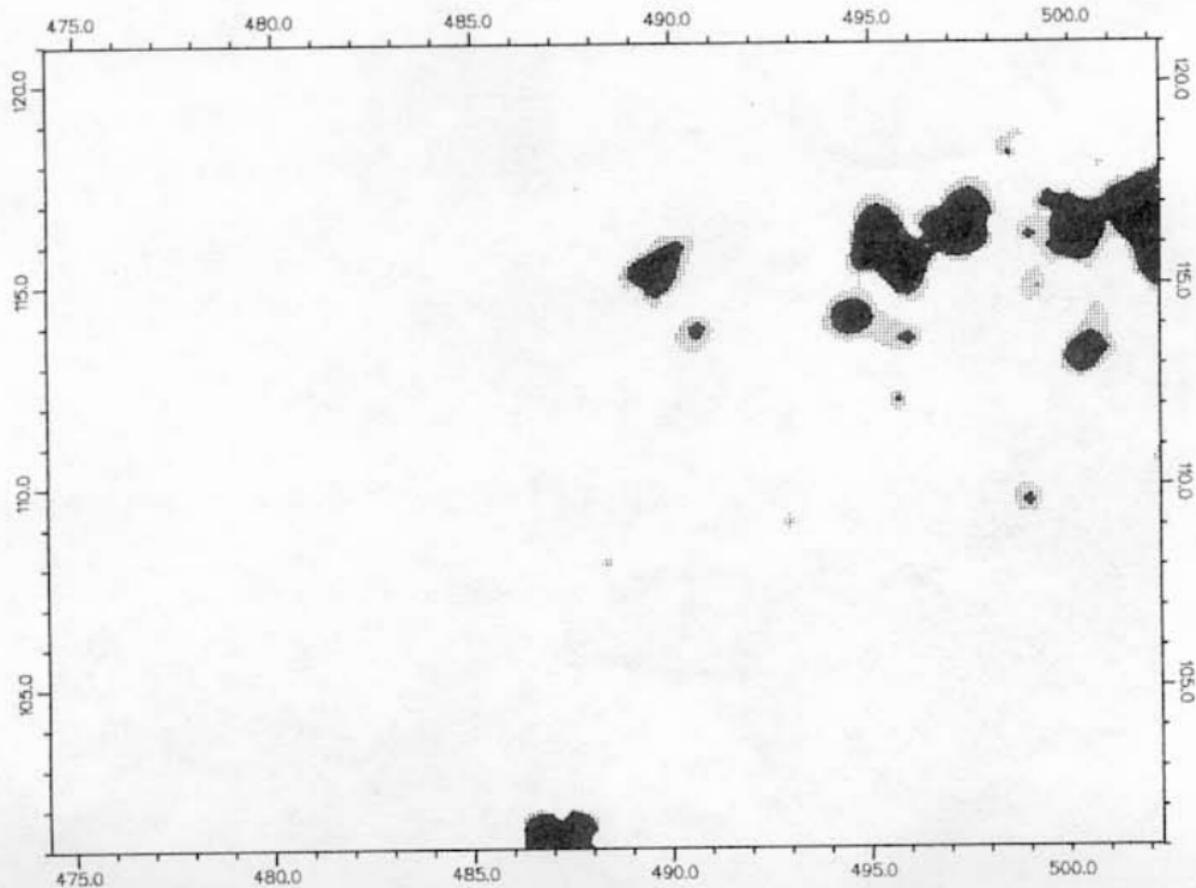


Répartition géochimique  
du tungstène



Répartition géochimique  
de l'arsenic





Répartition géochimique  
de l'étain

