



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

# CHAROLLES

## CHAROLLES

par

M. DONZEAU, F. GAUDRY,  
P. CHÈVREMONT, J.-M. STUSSI

La carte géologique à 1/50 000  
CHAROLLES est recouverte  
par la coupure CHAROLLES (N° 147)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Dompierré-sur-Besbre	Paray-le-Monial	Saint-Bonnet-de-Joux
Le Donjon	CHAROLLES	Cluny
Lapalisse	Charlieu	Beaujeu

BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

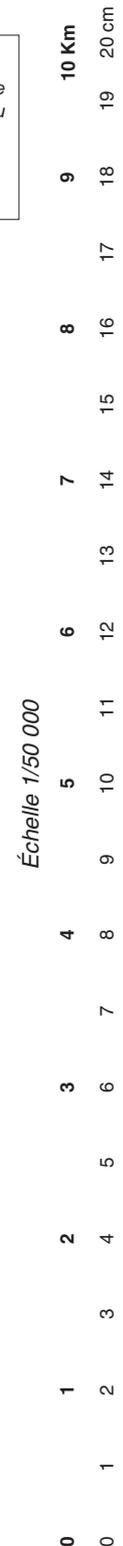
Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

## COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : J.-P. BARBEY,  
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,  
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOC, F. GUILLOCHEAU,  
F. HANOT, P. LEDRU, J. LE MÉTOUR, J. MARCOUX,  
D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,  
R. WYNS

Les recommandations pour faire référence à ce document  
se trouvent en page 2 de la notice



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

**par**

**M. DONZEAU, F. GAUDRY, P. CHÈVREMONT, J.-M. STUSSI**

**avec la collaboration de  
M. CUNEY, D. JAUFFRET, R. MOUTERDE, P. NEHLIG,  
R. WERNLI, R. WYNS**

**2006**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : DONZEAU M., GAUDRY F., CHÈVREMONT P. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Charolles (623). Orléans : BRGM. Notice explicative par Donzeau M., Gaudry F., Chèvremont P., Stussi J.-M., Cuney M., Jauffret D., Mouterde R., Nehlig P., Wernli R., Wyns R. (2006), 190 p.

– *pour la notice* : DONZEAU M., GAUDRY F., CHÈVREMONT P., STUSSI J.-M., CUNEY M., JAUFFRET D., MOUTERDE R., NEHLIG P., WERNLI R., WYNS R. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Charolles (623). Orléans : BRGM, 190 p. Carte géologique par Donzeau M., Gaudry F., Chèvremont P. (2006).

© BRGM, 2006. 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.

ISBN10 : 2-7159-1623-X  
ISBN13 : 978-2-7159-1623-4

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	<b>9</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>10</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>13</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	13
<b>Socle varisque</b>	15
<b>Bassin houiller stéphanien de La Chapelle-sous-Dun</b>	18
<b>Couverture sédimentaire mésozoïque</b>	18
<b>Crétacé à Cénozoïque</b>	18
<b>Cénozoïque</b>	19
<b>Plio-Quaternaire</b>	19
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	19
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	21
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>24</b>
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	24
<b>Bassin houiller stéphanien de la Chapelle-sous-Dun</b>	24
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	25
<b>Socle varisque</b>	25
<b>Secondaire</b>	67
<b>Secondaire à Tertiaire</b>	89
<b>Tertiaire</b>	91
<b>Plio-Quaternaire</b>	95
<b>Quaternaire</b>	96
<b>STRUCTURATION TECTONIQUE</b>	<b>100</b>
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>102</b>
<i>SOCLE VARISQUE</i>	102
<b>Roches métamorphiques (en enclaves dans des granitoïdes)</b>	103
<b>Granitoïdes mésocrates à leucocrates du batholite</b>	
<b>du Charollais</b>	106
<b>Roches subvolcaniques à volcaniques du Viséen</b>	
<b>supérieur</b>	111
<b>Microgranite très porphyrique, post viséen</b>	114
<b>Microleucogranite à muscovite</b>	114
<b>Lamprophyres</b>	116
<b>Sédiments stéphanien</b>	116

<i>SECONDAIRE</i>	116
<b>Est de la feuille : les dépôts classiques</b>	117
<b>Ouest de la feuille : l'« Infralias »</b>	117
<b>Toute la feuille</b>	118
<i>SECONDAIRE À TERTIAIRE</i>	120
<i>TERTIAIRE</i>	120
<i>PLIO-QUATERNAIRE</i>	121
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	122
<i>ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES</i>	122
<i>OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)</i>	122
<i>PÉNÉPLAINE PERMO-TRIASIQUE</i>	128
<i>PHÉNOMÈNES ALPINS</i>	128
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	131
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	131
<b>Présentation générale</b>	131
<b>Climatologie</b>	132
<b>Ressources en eau du socle</b>	132
<b>Ressources en eau des formations mésozoïques             et cénozoïques</b>	134
<b>Ressources en eau des formations plio-quadernaires</b>	136
<b>Ressources en eau des alluvions</b>	136
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	137
<b>Roches magmatiques du socle varisque</b>	138
<b>Grès</b>	138
<b>Calcaire</b>	138
<b>Argile</b>	139
<b>Sables et graviers</b>	139
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	139
<b>Charbon</b>	141
<b>Uranium</b>	142
<b>Barytine, fluorine, galène</b>	142
<i>RISQUES NATURELS</i>	144
<b>Glissements, effondrements de terrains</b>	144
<b>L'après mine (La Chapelle-sous-Dun)</b>	145
<b>Sismicité historique (J. Lambert)</b>	145
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	147
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	147
<b>Socle varisque</b>	147
<b>Formations sédimentaires post-varisques</b>	148

<b>Panoramas</b>	<b>153</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>153</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>167</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>167</b>
<b>ANNEXES</b>	
<i>ANNEXE 1 - SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>173</b>
<i>ANNEXE 2 - TABLEAU DE DISTRIBUTION VERTICALE DES MICROFOSSILES DANS LE LIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR DU CHAROLLAIS - BRIONNAIS (faunes recueillies en forages lors de la campagne de levés de la feuille Charolles) ; F. Gaudry et R. Wernli, 2003</i>	<b>hors-texte</b>
<i>ANNEXE 3a - ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS MAJEURS) ET PARAMÈTRES MULTICATIONIQUES DE GRANITOÏDES DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>180</b>
<i>ANNEXE 3b - ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS EN TRACES AUTRES QUE LES TERRES RARES) DE GRANITOÏDES DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>181</b>
<i>ANNEXE 3c - ANALYSES CHIMIQUES (TERRES RARES) DE GRANITOÏDES DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>182</b>
<i>ANNEXE 4a - ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS MAJEURS) ET PARAMÈTRES MULTICATIONIQUES DE LAMPROPHYRES, DE MICROMONZODIORITES QUARTZIFÈRES, DE MICROGRANITES ET D'UN TUF DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>183</b>
<i>ANNEXE 4b - ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS EN TRACES AUTRES QUE LES TERRES RARES) DE LAMPROPHYRES, DE MICROMONZODIORITES QUARTZIFÈRES, DE MICROGRANITES ET D'UN TUF DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>184</b>
<i>ANNEXE 4c - ANALYSES CHIMIQUES (TERRES RARES) DE LAMPROPHYRES, DE MICROMONZODIORITES QUARTZIFÈRES DE MICROGRANITES ET D'UN TUF DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>185</b>
<i>ANNEXE 5 - LOCALISATION DES GÎTES ET INDICES MINÉRAUX DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>186</b>
<i>ANNEXE 6 - DONNÉES GÉOLOGIQUES CONCERNANT LES GÎTES ET INDICES MINÉRAUX DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>187</b>
<i>ANNEXE 7 - TROIS PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES D'AMMONITES DE LA FEUILLE CHAROLLES</i>	<b>188</b>

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Position géologique de la feuille Charolles dans la partie nord-est du Massif central	<b>14</b>
Fig. 2a - Diagramme Q-P pour les granitoïdes et les micromonzodiorites quartzifères du batholite du Charollais	<b>29</b>
Fig. 2b - Diagramme B-P pour les granitoïdes et les micromonzodiorites quartzifères du batholite du Charollais	<b>30</b>
Fig. 3 - Diagramme A-B pour les granitoïdes et les micromonzodiorites quartzifères du batholite du Charollais	<b>31</b>
Fig. 4 - Diagrammes Sr-Rb, Ba-Sr, Th-Sr, Th-B, Zr-B et $\Sigma$ TR-B pour les échantillons de granitoïdes et de micromonzodiorite quartzifère de la feuille Charolles	<b>32-33</b>
Fig. 5 - Spectres des terres rares normalisées aux chondrites (Evensen <i>et al.</i> , 1978) pour les échantillons de granitoïdes et de micromonzodiorite quartzifère de la feuille Charolles	<b>38</b>
Fig. 6 - Diagrammes Q-P (6a) et B-P (6b) pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles	<b>52-53</b>
Fig. 7 - Diagramme A-B pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles	<b>56</b>
Fig. 8 - Diagrammes Ba-Sr, Sr-Rb, Th-B et Th-Sr pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles	<b>57</b>
Fig. 9 - Spectres des terres rares normalisées aux chondrites (Evensen <i>et al.</i> , 1978) pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles	<b>64</b>
Fig. 10 - Log lithostratigraphique général pour le Secondaire	<b>hors-texte</b>
Fig. 11 - Coupe de la ferme des Monts	<b>78</b>
Fig. 12 - Coupe du Champ de la Grange	<b>hors-texte</b>
Fig. 13 - Diagramme Al-Mg pour les biotites des granitoïdes du batholite du Charollais et du massif de Droiturier (Montagne bourbonnaise)	<b>104</b>
Fig. 14 - Modèle d'évolution géodynamique du Nord-Est du Massif central, du Silurien au Tournaisien (d'après C. Leloix, 1998)	<b>124</b>
Fig. 15 - Carte de localisation des arrêts géologiques proposés	<b>146</b>

## **LISTE DES TABLEAUX**

Tabl. 1 - Échelle chronostratigraphique utilisée pour le Paléozoïque (ère primaire)	<b>16</b>
Tabl. 2 - Équivalences entre les symboles de la carte et ceux des diagrammes géochimiques	<b>26</b>
Tabl. 3 - Abréviations des noms des roches plutoniques de référence dans les diagrammes géochimiques Q-P, B-P et A-B	<b>26</b>

## RÉSUMÉ

La feuille Charolles se situe aux confins de la Bourgogne (département de la Saône-et-Loire) et de l'Auvergne (département de l'Allier), au Sud-Est de l'axe houiller Blanzay – Montceau-les-Mines – Bert-Montcombroux.

La série stratigraphique comporte des terrains allant du socle cristallin varisque au Plio-Quaternaire.

Le socle varisque est constitué de roches magmatiques, plutoniques à volcaniques, comprenant par ordre d'âge décroissant :

- des granitoïdes porphyroïdes apparaissant en surface sous forme de petits massifs et de lanières, qui font partie du vaste batholite calco-alcalin magnésio-potassique du Charollais, et comportant deux faciès :

- l'un de monzonite quartzifère à biotite et fréquente amphibole, analogue au « granite » de Mary (feuille Saint-Bonnet-de-Joux) d'âge proche de 345 Ma, limite entre le Tournaisien et le Viséen ;

- l'autre de monzogranite à biotite et rare amphibole, constituant notamment le massif de Saint-Albin, cataclaté sur sa bordure orientale, et le massif de La Clayette, cataclaté dans sa partie méridionale ;

- une micromonzodiorite quartzifère à amphibole et biotite, sous forme de minces filons contemporains de la mise en place des granitoïdes porphyroïdes ;

- un leucogranite de grain fin à moyen, à biotite et magnétite, sous forme de filons et de petits stocks recoupant les deux faciès précédents auxquels il est lié génétiquement ;

- des microgranites porphyriques subvolcaniques ainsi que des tufs et laves rhyolitiques associés, attribués au Viséen supérieur et constituant le massif subvolcanique à volcanique de La Chapelle-sous-Dun ;

- des microgranites tardifs, d'âge probablement stéphanien voire autunien inférieur, en filons ou sills ;

- des lamprophyres filoniens d'âge probablement compris entre 290 et 295 Ma (Autunien inférieur) d'après les datations effectuées par ailleurs dans le Massif central.

Au-dessus de ce socle cristallin, la succession des terrains est discontinue : une formation sédimentaire du Stéphanien, reconnue par sondages et exploitée pour le charbon dans le secteur de La Chapelle-sous-Dun, dans l'angle sud-est de la carte, n'affleure pas à la surface. Elle est recouverte par la série mésozoïque et des alluvions récentes. Le Permien, qui affleure sur les feuilles Paray-le-Monial, au Nord, et Le Donjon, à l'Ouest, est absent sur la feuille Charolles. La série mésozoïque s'étend du Trias au Dogger. Pour la première fois dans la région, le Bathonien a été clairement identifié. Les premiers dépôts transgressifs sur le socle ne sont pas synchrones sur l'étendue de la feuille : dans les parties sud et ouest, les dépôts classiques du Trias et

du Rhétien – Hettangien sont précédés par un épisode de silicification généralisé à silcrète, suivi d'un épisode évaporitique à dépôts carbonatés. Ils montrent des lacunes et d'importantes variations de faciès qui sont scellées par les dépôts de mer ouverte du Sinémurien. À la série mésozoïque succède la formation des argiles à chailles et les terrains tertiaires de l'Eocène (Sidérolithique). Quatre pointements de basalte témoignent d'une activité volcanique à l'Eocène moyen. Viennent ensuite les terrains de l'Oligo-Miocène, surmontés par le Plio-Quaternaire (Formation du Bourbonnais).

Les terrains sont découpés par un réseau de failles croisées selon deux directions principales qui forment localement un motif en damier parfois perturbé par la disharmonie entre niveaux durs et tendres. La direction la plus marquée (direction des Limagnes NNW-SSE, d'âge oligocène, mais correspondant peut-être à un héritage de directions plus anciennes) forme de grands accidents souvent complexes, soulignés par des affleurements du socle. Ils délimitent des panneaux en marches d'escalier modérément inclinés vers le Sud-Ouest. Il s'y associe la famille directionnelle tardi-varisque NE-SW des grabens permo-houillers, ayant rejoué à l'alpin.

L'hydrogéologie de la région est discutée en détail dans le chapitre « Ressources en eau » de la notice.

Aucune ressource minérale n'est actuellement en exploitation. L'extraction du charbon, à La Chapelle-sous-Dun, s'est définitivement arrêtée en 1960.

Les ressources en substances utiles sont les granulats du socle cristallin, le calcaire, le grès, l'argile, le sable et les arènes sableuses ou sablo-argileuses développées sur les roches du socle varisque. Au cours du Moyen-Âge, le calcaire a été très exploité pour la construction et pour la fabrication de chaux. Seuls les granulats, l'argile et les sables sont de nos jours exploités. À La Chapelle-sous-Dun, les microgranites et les tufs porphyriques sont exploités dans une grande carrière pour la confection de granulats.

## ABSTRACT

The Charolles map sheet straddles the limit between the Burgundy (Saône-et-Loire Department) and Auvergne (Allier Department) regions. It lies to the South-East of a NE-SW trending line outlined by the Blanzay – Montceau and Bert-Montcombroux coal basins.

The area covered by the map sheet comprises five main geological units:

- the Variscan, mainly ante-Stephanian basement;
- the covered Carboniferous La Chapelle-sous-Dun coal basin;

- the Mesozoic cover;
- the Cenozoic sediments;
- the Plio-Quaternary formations.

### **Non outcropping stratigraphic succession**

The Carboniferous geological unit does not crop at the surface. It is known to exist at depth from bore-hole and mining data. It consists of grey Stephanian pebbly sandstone intercalated by black shale and by 5 widely spaced (5-10 m) thin coal horizons (maximum average thickness of 1-2 m).

### **Outcropping stratigraphic succession**

*The Variscan basement* is mainly made of magmatic rocks that comprise, in order of decreasing age:

- porphyroid plutonic rocks that crop out as small massifs and bands belonging to the vast Charollais calc-alkaline Mg-K batholith which comprises two facies;
  - biotite and frequent amphibole quartz-monzonite, which is analogous to the Mary « granite » (Saint-Bonnet-de-Joux map sheet) with an age close to 345 Ma, at the limit between Tournaisian and Visean ages;
  - biotite and rare amphibole monzogranite, making up in particular the Saint-Albin massif, brecciated along its eastern margin, and the La Clayette massif, brecciated in its southern part;
- rare amphibole and biotite quartz-micromonzodiorite, occurring as thin dikes synchronous with the batholite emplacement;
- fine to medium-grained biotite and magnetite leucogranite, occurring as dikes and small stocks that cross cut both above facies and that are probably genetically linked to them;
- porphyritic subvolcanic microgranites and associated rhyolitic tuf and lava of supposed upper Visean age, making up the subvolcanic to volcanic La Chapelle-sous-Dun massif;
- late microgranites of probably Stephanian or Lower Autunian age, in dikes and sills;
- lamprophyre dikes of probable 290 to 295 Ma (lower Autunian) age, according to ages measured elsewhere in the French Massif Central.

Above the crystalline basement, the lithologic succession is discontinuous: the Stephanian sedimentary succession, which also belongs to the Variscan basement, is only known from drilling and mining data (see above). The Permian, which crops out extensively in the Toulon-sur-Arroux, Paray-le-Monial and Le Donjon map sheets, is not seen in the Charolles map sheet. The Mesozoic succession extends from the Trias to the Dogger. For the first time in the region, the Bathonian has been clearly identified. The first transgressive sedimentary layers were not synchronously deposited on the

basement across the Charolles map sheet: in the southern and western parts, the classical Triassic, Rhetian and Hettangian sediments were preceded by a widespread silicification episode of silcrete type, which was followed by evaporitic carbonate sediment deposition. Thus, the classical succession shows non-deposition unconformities and sudden facies changes that were subsequently sealed by marine Sinemurian sediments. The Mesozoic succession is overlain by a chert bearing clay formation and by Siderolithic Eocene sands. Four basalt outcrops testify to middle Eocene volcanic activity. They are followed by Oligo-Miocene sediments and Plio-Quaternary Bourbonnais sands and clays.

A network of two cross-cutting fault systems creates a chequered pattern locally complicated by disharmony between hard and soft sediments. The main fault trend (the so-called Limagnes NNW-SSE fault system) is Oligocene in age but may be (partly) inherited from an older fault system. It consists of extensive, often complex faults that border finger-like crystalline basement outcroppings. They delineate gently SW dipping blocks arranged in a "staircase" pattern. The second family of faults is less developed. It belongs to the late Variscan NE-SW trending Permo-Carboniferous graben faults, that were reactivated during the alpine orogeny.

### **Environmental geology**

The hydrogeology of the area is discussed in detail in the chapter dealing on water resources.

No mineral resource is presently mined. The Chapelle-sous-Dun coal deposit was closed in 1960.

Utilities resources consist of crystalline rocks, limestone, sandstone, clay, sand and sandy-clayey alterations developed on the crystalline basement. During the Middle-Age, the use of limestone was very widespread for building purposes and chalk making. Nowadays only granulates, clay and sands are quarried. In the Chapelle-sous-Dun area, microgranite and porphyritic tuf is quarried for granulate.

### **Additional data**

Additional data pertaining to the Charolles map sheet are stored in the BSS (Banque de données du sous-sol) run by the BRGM. In particular, the logs of the auger holes drilled during the mapping campaign, together with other data are available as printed matter in Dijon and Orléans. They are also available at the Internet BRGM site Infoterre, at <http://www.brgm.fr/infoterre> or <http://infoterre.brgm.fr>.

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Située dans la partie nord-est du Massif central français, la feuille Charolles se partage inégalement entre les régions Bourgogne (département de la Saône-et-Loire) et Auvergne (département de l'Allier), séparées par le cours de la Loire.

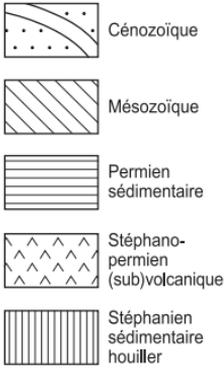
La feuille recouvre une région à topographie contrastée. Dans le Nord et l'Ouest de la carte (au Nord de la diagonale de l'Arconce et à l'Ouest de la vallée de la Loire), prédomine une morphologie de plateau faiblement vallonnée. Au Sud et à l'Est, le vallonnement, plus accentué, est armé par des reliefs granitiques. La Loire et l'Arconce ont des cours encaissés. Dans la région des plateaux, la topographie, peu accentuée, s'étage entre les altitudes de 230 m, à Chassenard, dans la vallée de la Loire, et 323 m dans l'angle sud-ouest (à l'Etang Damais). Dans la région vallonnée du Sud-Est, elle culmine à 508 m dans l'angle sud-est, au Sud de La Clayette, près du hameau des Croix. L'aspect du paysage est régi par l'occupation humaine, principalement orientée vers l'élevage des bovins du Charollais : les prairies d'élevage, organisées en bocages, occupent environ 60 % de la surface, le reste étant pris par des bois sur les sommets des plateaux et de certaines crêtes (environ 30 % de la surface), quelques cultures et le peuplement humain (villes dans les vallées, villages et habitat agricole dispersé ailleurs).

Deux cours d'eau principaux drainent le territoire de la feuille. La Loire, dans la partie ouest, coule du Sud vers le Nord. L'Arconce, qui coule du Nord-Est vers le Sud-Ouest depuis Charolles, effectue un coude vers le Nord, près du village d'Anzy-le-Duc, pour se paralléliser avec la vallée de la Loire, dans laquelle elle se jette en rive droite au-delà de la limite nord de la carte, sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial.

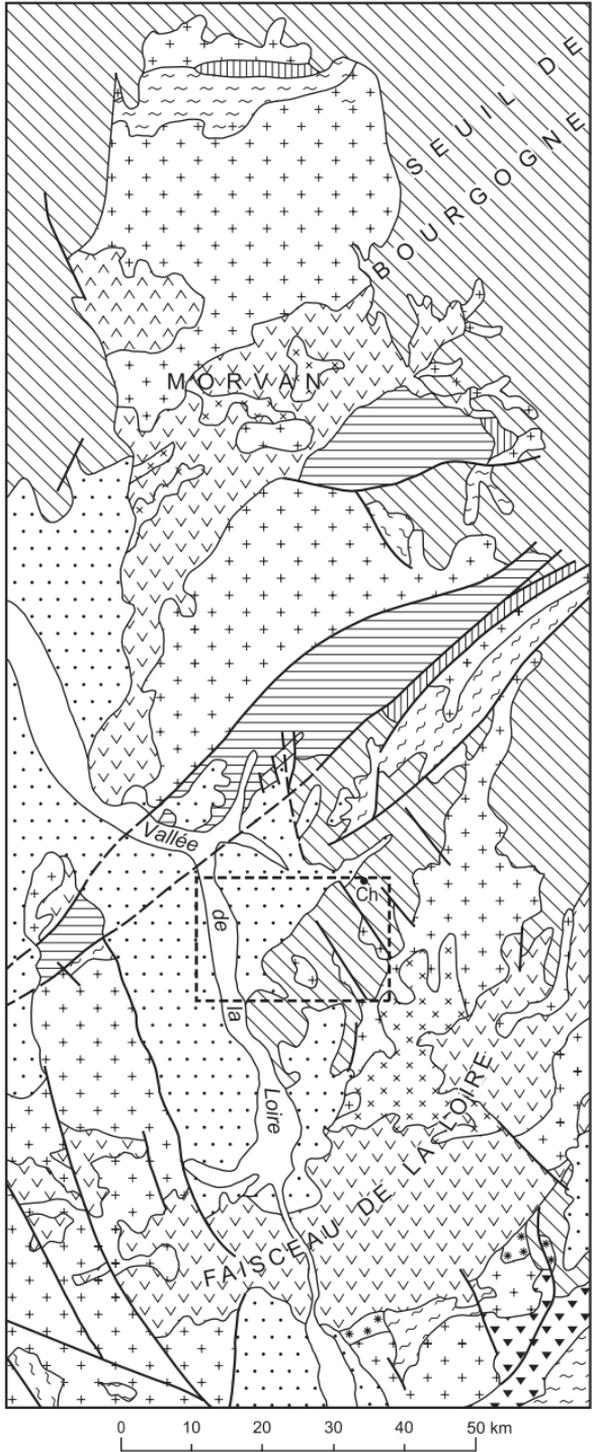
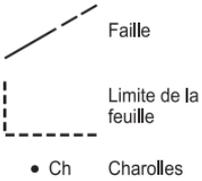
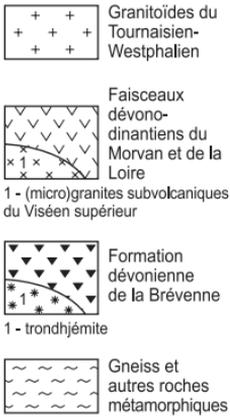
Le peuplement humain consiste en trois villes de moyenne importance, qui sont Charolles, La Clayette et Marcigny. De nombreux villages et quelques gros bourgs jalonnent les cours de la Loire et de l'Arconce. Le peuplement est assez dense dans le quart sud-est de la feuille, le long de petites vallées entaillant le relief (villages et habitat dispersé). Dans la zone de plateaux, l'habitat est surtout dispersé.

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

Le territoire de la feuille Charolles renferme cinq entités géologiques principales comme le montrent la figure 1 et le schéma structural. Celles-ci sont, de la plus ancienne à la plus récente :



**Socle varisque anté-stéphaniens**



**Fig. 1**  
**Position géologique**  
**de la feuille**  
**Charolles**  
**dans la partie**  
**nord-est**  
**du**  
**Massif central**

- le socle cristallin varisque, en majorité anté-stéphanien ;
- le petit bassin houiller stéphanien de La Chapelle-sous-Dun, entièrement masqué en surface mais reconnu par des sondages et des travaux miniers ;
- la couverture sédimentaire mésozoïque couronnée par la formation résiduelle des argiles à chailles ;
- les formations tertiaires, comportant quatre petits corps de basalte *s.l.*, des altérites et des dépôts sédimentaires ;
- les formations plio-quadernaires.

### Socle varisque

Sur le territoire de la feuille, le socle varisque apparaît dans un large quart sud-est, limité vers le Nord-Ouest par la vallée de l'Arconce. Il se présente sous forme de petits massifs et de lanières, orientés NNW-SSE, généralement associés à des failles de même direction. Ces entités sont constituées pour l'essentiel de granitoïdes porphyroïdes, fréquemment arénisés en surface, se rattachant au vaste batholite du Charollais qui, vers le Nord, s'étend jusqu'à l'Est de Montceau-les-Mines. Ces granitoïdes porphyroïdes comportent deux faciès :

- une monzonite quartzifère à biotite et fréquente amphibole, analogue au « granite » de Mary (feuille Saint-Bonnet-de-Joux, Barrère *et al.*, 1971) qui a un âge de 345 Ma, le situant à la limite entre le Tournaisien et le Viséen (tabl. 1) d'après une isochrone Rb-Sr (Viallette, 1973) ;
- un monzogranite à biotite et rare amphibole.

La monzonite quartzifère à biotite et fréquente amphibole, localement riche en enclaves sombres de grain fin à moyen et de taille variable, constitue le petit massif de Dyo ainsi que l'extrémité nord du massif de Saint-Laurent-en-Brionnais et l'extrémité ouest du massif de Briant.

Le monzogranite à biotite et rare amphibole, très pauvre en petites enclaves sombres de grain fin à moyen, constitue d'Ouest en Est :

- la majeure partie du petit massif de Briant et, un peu plus au Nord, le petit massif du ruisseau des Mauvières, qui se singularise par la présence locale d'enclaves de diatexite à biotite renfermant elle-même des fragments de gneiss riche en biotite, et enfin de petits corps satellites ;
- la lanière de Saint-Albin, cataclasée le long de la faille, de direction N145°, qui la limite à l'Est ;
- la majeure partie du massif de Saint-Laurent-en-Brionnais qui, vers le Sud, se poursuit sur le territoire de la feuille Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990), jusque dans le secteur de Saint-Maurice-lès-Châteauneuf ;

Âge (Odin, 1994)	Système/ période	Série/époque	Étage	Symbole	Âge (Odin, 1994)
250 Ma					250 Ma
	<b>Permien</b>	Permien supérieur = Thuringien		r3	258 ± 8 Ma
		Permien moyen = Saxonien		r2	
		Permien inférieur = Autunien		r1	
295 Ma					295 Ma
	<b>Carbonifère</b>	Carbonifère supérieur	Stéphanien	h5	305 Ma
			Westphalien	h4	315 Ma
			Namurien	h3	325 Ma
		Carbonifère inférieur	Viséen	h2	345 Ma
			Tournaisien	h1	355 Ma
355 Ma					355 Ma
	<b>Dévonien</b>	Dévonien supérieur	Famennien	d7	375 Ma
			Frasnien	d6	
		Dévonien moyen	Givétien	d5	390 Ma
			Eifélien	d4	
		Dévonien inférieur	Emsien	d3	
			Praguien	d2	
Lokhovien	d1				
410 Ma					410 Ma
	<b>Silurien</b>				
440 Ma					440 Ma
	<b>Ordovicien</b>				
500 Ma					500 Ma
	<b>Cambrien</b>				
540 Ma					540 Ma

**Tabl. 1 - Échelle chronostratigraphique utilisée pour le Paléozoïque (ère primaire).**

– le massif de La Clayette, qui se poursuit vers l'Est sur le territoire de la feuille Cluny (Barrère *et al.*, 1971) et dont la partie la plus méridionale présente trois particularités :

- la présence sporadique d'enclaves de deux types de roches métamorphiques : d'une part, des gneiss d'origine inconnue et, d'autre part, des siltites ayant subi un métamorphisme thermique ;
- une importante cataclase ;
- un vestige d'un passage mylonitique lié à un cisaillement ductile senestre de direction N155° antérieur à la cataclase.

À ces granitoïdes porphyroïdes, sont associés spatialement et génétiquement :

- quelques minces filons de micromonzodiorite quartzifère à amphibole et biotite, observés uniquement au sein du massif de La Clayette ;
- des filons et de petits stocks de leucogranite de grain fin à moyen, à biotite et magnétite.

Les données pétrographiques et géochimiques montrent que cet ensemble de roches magmatiques est fait d'une même association calco-alcaline magnésio-potassique ou subalcaline<sup>1</sup>.

Dans l'angle sud-est de la carte, le massif de granite porphyroïde à biotite de La Clayette est recoupé par le massif subvolcanique (microgranites porphyriques) à volcanique (tufs et laves rhyolitiques) de La Chapelle-sous-Dun, attribué au Viséen supérieur et s'étendant beaucoup plus largement sur les trois feuilles adjacentes : Cluny (Barrère *et al.*, 1971), Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990) et Beaujeu (Arène *et al.*, 1980).

L'ensemble des massifs précédents est recoupé par de petits corps de roches plutoniques à subvolcaniques comprenant par âge décroissant :

- des filons ou sills de microgranite très porphyrique à biotite (Stéphanien ?) ;
- un filon de microleucogranite à muscovite (Stéphanien voire Autunien inférieur ?) ;
- des filons de lamprophyres dont l'âge est probablement de 290-295 Ma (Autunien inférieur) d'après les données recueillies sur l'ensemble du socle varisque du Massif central (cf. chapitre « Conditions de formation des entités géologiques »).

---

<sup>1</sup> L'adjectif subalcalin, fréquemment employé par les granitologues français, est ambigu car dans le diagramme  $K_2O + Na_2O$  vs  $SiO_2$  (Kuno, 1968) la plupart des granitoïdes « subalcalins » se situent dans le champ « alcalin ». Cependant, pour des commodités d'écriture et de lecture, nous employons ici le terme de subalcalin en tant que synonyme de calco-alcalin magnésio-potassique.

## **Bassin houiller stéphanien de La Chapelle-sous-Dun**

Ce bassin houiller productif, exploité au cours des XIX<sup>e</sup> et XX<sup>e</sup> siècles, n'affleure pas en surface. Il se situe dans le coin sud-est de la feuille, pincé dans un faisceau de failles au sein du socle cristallin (cf. chapitre « Terrains non affleurants »).

### **Couverture sédimentaire mésozoïque**

La couverture sédimentaire mésozoïque occupe environ les deux-tiers de la carte. Bien observable à l'Est, elle est masquée par des formations plus récentes dans le tiers ouest de la feuille et au Nord-Ouest de la diagonale de la vallée de l'Arconce. Elle repose sur le socle varisque et, dans l'angle sud-est, sur le Carbonifère de La Chapelle-sous-Dun. La série mésozoïque, qui s'étend du Trias au Bathonien, est exposée de façon complète dans l'Est de la feuille où les parties profondes sont soulevées par l'action des failles oligocènes NNW-SSE. À la base de la série, les dépôts du Trias et du Rhétien – Hettangien montrent des lacunes de dépôts et d'importantes variations de faciès qui témoignent de la transgression progressive du Mésozoïque sur le socle. Ces faciès sont scellés, au cours du Sinémurien, par des dépôts de mer ouverte. La série comporte quatre horizons durs qui se marquent plus ou moins dans la morphologie du paysage : les grès du Trias - Rhétien ; les calcaires gris-bleu à gryphées du Sinémurien (ces derniers, moins développés que sur la feuille Paray-le-Monial, se marquent peu dans le paysage) ; le « Banc de Roc », horizon calcaire mince mais constant qui sépare le Pliensbachien du Toarcien ; les calcaires jaunes à entroques de l'Aaléno-Bajocien. On retrouve ces formations dans les murettes des prés et les constructions anciennes. La série mésozoïque est couronnée par une altérite, la formation des argiles à chailles. Bien que l'âge précis de cette dernière ne soit pas avéré (fini-Crétacé ou Tertiaire), elle sera traitée dans le chapitre Tertiaire.

### **Crétacé à Cénozoïque**

**La formation résiduelle des argiles à chailles** n'est pas datée de façon précise ; cependant sa constitution remonte certainement à l'épisode d'altération généralisée d'âge fini-crétacé – tertiaire. Elle est géométriquement située sous les sables et argiles du Sidérolithique (Donzeau *et al.*, 2001), mais son âge précis (Crétacé ou Eocène) n'est pas encore avéré. Formée aux dépens des terrains bajociens et peut-être mésozoïques plus récents, cette altérite couvre des surfaces considérables sur la feuille Charolles. Elle se développe principalement au Sud de l'Arconce et atteint une extension maximale dans le Sud de la feuille, région de

Marcigny – Saint-Christophe-en-Brionnais, où elle forme de grands plateaux souvent boisés à bords colluvionnés.

## Cénozoïque

Il comporte trois unités stratigraphiques distinctes sur le territoire de la feuille :

– **Le Sidérolithique**, bien développé au Nord sur la feuille Paray-le-Monial, est peu visible sur la feuille Charolles, où il n'apparaît clairement que près de la bordure nord, sur la commune de Hautefond, où il prolonge un affleurement reconnu sur la feuille Paray-le-Monial. Il consiste en une série sablo-argileuse de couleur beige mastic. Ailleurs sur la carte, il est difficile à distinguer de la formation des argiles à chailles à laquelle il paraît mêlé à l'affleurement ;

– **Le basalte s.l.**, daté de l'Eocène, affleure en trois petits pointements dispersés, dans le Sud et l'Est de la feuille. Un quatrième pointement, signalé sur la carte à 1/80 000 Charolles (Michel-Lévy, 1940) n'a pas pu être retrouvé ;

– **L'Oligo-Miocène** s'étend dans le Nord-Ouest et l'Ouest de la feuille. Il est disséqué par le cours de la Loire et par le parcours Sud-Nord de celui de l'Arconce. Il consiste principalement en une série lacustre marno-calcaire, relayée au Sud (à la latitude de Chambilly) par une série sablo-argileuse. Nul part visible à l'affleurement (sauf en un point en rive droite de l'Arconce, au Nord du village de Vauvergues), l'Oligo-Miocène a été reconnu en sondages et par continuité avec la feuille Paray-le-Monial, sur le territoire de laquelle il a pu être daté dans un forage de reconnaissance BRGM tangent à la limite nord de la feuille Charolles, au voisinage de Beauregard, en rive droite de l'Arconce. D'après la cartographie établie sur la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001) et les données de sondages de la feuille Charolles, l'Oligo-Miocène est en contact faillé vers l'Est contre la série mésozoïque.

## Plio-Quaternaire

Il est représenté par les **Sables et argiles du Bourbonnais**, bien développés au Nord de l'Arconce et dans l'Ouest de la feuille. Il forme le sommet des plateaux et constitue l'unité stratigraphique la plus élevée reconnue sur le territoire de la feuille Charolles.

## TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille Charolles à 1/50 000 est incluse dans la coupure à 1/80 000 Charolles qui a fait l'objet de 2 éditions :

- en 1890, par Auguste Michel-Lévy et F. Delafond ;
- en 1940, par Albert Michel-Lévy.

La géologie de la région a fait l'objet d'une première description générale dans l'explication de la Carte Géologique de la France de Dufrénoy et Elie de Beaumont (1848).

**Le socle varisque** du Charollais a été reconnu lors des premiers levés géologiques à 1/80 000 par Auguste Michel-Lévy et F. Delafond (1876-1879), puis étudié plus en détail par Albert Michel-Lévy (1908). Plus récemment, les granitoïdes du Charollais ont fait l'objet d'une étude pétrologique comparative englobant les granitoïdes de la Montagne Bourbonnaise, du Beaujolais, du Charollais et de Saint-Laurent-de-Chamousset (Peyrel, 1981 ; Peyrel et Didier, 1983). Le monzogranite porphyroïde à biotite et amphibole de Mary (feuille Saint-Bonnet-de-Joux), qui fait partie du vaste batholite calco-alkalin magnésio-potassique du Charollais, a été daté à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr (Viallette, 1973). Cet âge, situé à la limite entre le Tournaisien et le Viséen, est très proche de celui de la partie centrale, également magnésio-potassique, du batholite de Luzy (fig. 1), datée à  $348 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985).

**Exploitation de charbon.** Les caractères du gisement et l'exploitation de charbon à La Chapelle-sous-Dun ont d'abord été décrits par H. Drouot (1857), puis ont fait l'objet d'études synthétiques (Rémond, 1981 ; Rey, 1985) se basant en partie sur des documents miniers inédits.

**Le Mésozoïque** du Charollais a fait l'objet de premières reconnaissances en 1879-1880 et 1904-1907 lors des campagnes de levés des deux éditions de la feuille à 1/80 000 Charolles. Par la suite, plusieurs ouvrages fondamentaux concernant le Mésozoïque de la région ont été rédigés ou publiés : la thèse de R. Mouterde (1953) sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français ; les travaux des HBCM (Houillères des Bassins du Centre et du Midi) sur le bassin houiller de Blanzay – Montceau, notamment la synthèse du Lias par Y. Le Calvez *et al.* (1960) et celle de R. Feys et C. Gréber (1958) sur le bassin houiller de Blanzay – Montceau (contenant des données sur le Lias) ; la thèse de L. Courel (1970) sur le Trias et le Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. On trouve par ailleurs *in* R. Mouterde (1953) et L. Courel (1970) une bibliographie exhaustive sur les travaux de l'époque. Citons enfin la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984) qui traite des terrains post-varisques, dont la zone concernée englobe la feuille Charolles.

**Le Tertiaire** n'a pas fait l'objet d'études dans la région couverte par la feuille Charolles, sauf en ce qui concerne les pointements basaltiques. Il a été étudié sur le territoire des grands bassins tertiaires situés plus à l'Ouest et au Nord, qu'il s'agisse de l'Eocène sidérolithique (Deschamps, 1973 ; Thiry, 1988) ou de l'Oligo-Miocène des Limagnes qui a fait l'objet de nombreux travaux (Dolfus, 1894, 1910, 1923 ; Giraud, 1902 ; Dangeard, 1933 et plus récemment Bertrand-Sarfati *et al.*, 1966 ; Rey, 1964, 1966, 1970, 1971, 1972 ; Bussière et Pelletier, 1973 ; Gorin, 1974, 1975 ; Donsimoni, 1975 ; Étienne, 1977, 1981). Trois des quatre pointements basaltiques de la feuille Charolles, datés de l'Eocène, ont été signalés par A. Rozet (1839), cartographiés par R. Brousse et P. Nativel (1964) et réétudiés récemment dans le cadre d'un projet de recherche dédié à l'étude du volcanisme périalpin anté-oligocène (Nehlig et Prouteau, 2002 ; non publié).

**Le Plio-Quaternaire** (sables et argiles du Bourbonnais) a été étudié plus à l'Ouest (région de la Loire et de l'Allier) par J. Tourenq, en association avec divers auteurs (Clocchiati et Tourenq, 1971 ; Ribault (de) et Tourenq, 1972 ; Tourenq *et al.*, 1978 ; Tourenq et Turland, 1982). Ces études, qui succèdent à celles, plus anciennes, notamment de A. Perreau (1950), Dewolf (1962), ont, entre autres résultats, permis de dater les formations du Bourbonnais grâce à l'étude de leur contenu minéralogique (cf. plus bas). Il convient enfin de citer la remarquable cartographie de L. Clozier (*in* Delfour *et al.*, 1988) sur la carte Dompierre-sur-Besbre, située au Nord-Ouest de la présente feuille, qui a permis d'orienter nos propres travaux de cartographie sur la feuille Charolles.

Parmi les huit cartes géologiques à 1/50 000 entourant celle de Charolles, six sont déjà éditées et les deux autres sont en cours de lever :

<b>599</b> <b>Dompierre-sur-Besbre</b> (Delfour <i>et al.</i> , 1988)	<b>600</b> <b>Paray-le-Monial</b> (Donzeau <i>et al.</i> , 2001)	<b>601</b> <b>Saint-Bonnet-de-Joux</b> (Barrère <i>et al.</i> , 1971)
<b>622</b> <b>Le Donjon</b> (en cours de lever)	<b>623</b> <b>CHAROLLES</b>	<b>624</b> <b>Cluny</b> (Arène <i>et al.</i> , 1977)
<b>647</b> <b>Lapalisse</b> (en cours de lever)	<b>648</b> <b>Charlieu</b> (Bouiller <i>et al.</i> , 1990)	<b>649</b> <b>Beaujeu</b> (Arène <i>et al.</i> , 1980)

#### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de terrain et le tracé des contours géologiques ont été effectués entre 2000 et 2003 par :

- P. Chèvremont (en 2003), ingénieur-géologue au BRGM, pour les formations magmatiques du socle varisque et leurs altérites ;
- M. Donzeau (de 2000 à 2002), ingénieur-géologue au BRGM, pour les autres terrains ;
- F. Gaudry (de 2000 à 2003), étudiant en DEA (Université de Dijon), puis géologue intérimaire au BRGM et M. Donzeau pour le Mésozoïque et une partie du Tertiaire.

M. Donzeau a en outre assuré la coordination des contours.

La nature de l'occupation des sols (prairies d'élevage en bocage, bois, rareté des champs cultivés), les remaniements superficiels, l'évolution dissymétrique des versants, les effets de la pédogénèse, l'altération météorique ancienne concourent à créer une pénurie et une mauvaise qualité des affleurements (par altération). L'observation de contacts entre formations différentes reste partout l'exception. Dans le Sud et l'Est de la feuille, cependant, l'observation est facilitée par la présence de reliefs. Les levés ont été réalisés de façon classique en examinant les données antérieures, en arpentant le terrain de façon systématique et en recueillant des informations auprès des habitants. Les photos aériennes ne se sont pas révélées d'une grande utilité à cause du parcellement anthropique qui masque les limites géologiques.

**Socle varisque.** Les divers types de microgranites subvolcaniques sont les roches qui ont la plus grande résistance à l'altération supergène et qui corrélativement affleurent le mieux, mais les filons ne peuvent jamais être suivis en continuité tout le long de leur extension cartographique. Un lieu d'observation exceptionnel est la grande carrière (en activité en 2003) de La Chapelle-sous-Dun, qui permet d'observer d'une part divers faciès du massif de microgranites porphyriques du Viséen supérieur et - dans la partie nord de la carrière - des tufs rhyolitiques associés et, d'autre part, plusieurs filons de microgranite très porphyrique à biotite recoupant le massif subvolcanique à volcanique de La Chapelle-sous-Dun.

Le leucogranite à biotite et magnétite a une relativement bonne résistance à l'érosion, mais ne constitue que de petits corps, qui affleurent sporadiquement. Localement, en particulier dans la partie méridionale du massif de Dyo, il n'apparaît que sous forme de « pierres volantes » dispersées dans des champs ou utilisées pour la construction de murets.

Les deux faciès de granitoïdes porphyroïdes sont en majeure partie arénisés, mais constituent quelques spectaculaires chaos de boules et d'autres affleurements rocheux, dispersés sur les flancs des principales vallées et de certains vallons. L'arène correspondante se reconnaît aisément grâce à la présence d'abondants débris de grands cristaux de feldspath potassique de

teinte rose à rouge. Le faciès cataclasé est celui qui affleure le mieux, notamment au Sud de La Clayette sur les deux rives du Sornin, dans les talus de la D 985 et des deux voies ferrées : l'ancienne en rive droite et la nouvelle en rive gauche. Ces talus montrent en outre des enclaves et plusieurs filons de microgranite très porphyrique ou de micromonzodiorite quartzifère.

**Mésozoïque et plus récent.** À l'exception des quatre horizons durs du Trias-Rhétien, Sinémurien, « Banc de Roc » (Pliensbachien supérieur) et Aaléno-Bajocien, les autres formations affleurent très mal. Cependant, la cartographie du « Lias mou » (Pliensbachien - Toarcien) a pu être affinée grâce à d'importantes récoltes d'ammonites et autres marqueurs biostratigraphiques (F. Gaudry), à la continuité du niveau-repère du « Banc de Roc » (repérable à l'affleurement ou en ressaut dans le paysage) ainsi qu'à l'étude micropaléontologique et microfaciologique des échantillons de sondages mototarière. Parmi les quatre pointements de basalte *s.l.* tertiaire figurés sur la carte, l'un (Mans) a été découvert par F. Gaudry lors du lever de la feuille ; les trois autres (Argues, Launay et Chétal) étaient connus mais celui de Chétal n'a pas été retrouvé sur le terrain.

**Sondages mototarière.** Afin de compléter les données de surface, 302 forages totalisant 2 508,05 m ont été effectués au cours des levés de terrain avec les deux mototarières du BRGM : 232 sondages avec la mototarière Bonne Espérance (Ø 20 cm, profondeur maximale atteinte 37,50 m) montée sur camion 6 ~ 6 et 70 sondages avec la mototarière légère (Ø 10 cm, profondeur maximale atteinte 12,30 m) montée sur véhicule léger 4 ~ 4. Les sondages sont reportés sur la carte géologique. Les coupes complètes des forages, présentées en annexe sous forme abrégée (annexe 1 : tableau des sondages de reconnaissance), sont archivées à la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM où elles sont consultables à Dijon, Orléans et sur Internet, ainsi que d'autres données du sous-sol pertinentes à la feuille géologique Charolles. Les faunes recueillies dans ces forages ont permis d'établir un tableau de distribution verticale des microfossiles dans le Lias moyen et supérieur du Charollais – Brionnais (annexe 2, hors-texte).

**Autres études.** Outre les diagnoses macroscopiques, diverses techniques de détermination ont été utilisées sur les échantillons de terrain ou de sondages : micropaléontologie et microfaciès (Professeur R. Wernli, Université de Genève ; F. Gaudry) ; minéralogie (P. Jézéquel, BRGM) ; pétrographie et géochimie des roches cristallines. Pour ces dernières P. Chèvremont a étudié les lames minces confectionnées au BRGM à Orléans, tandis que J.-M. Stussi, pétrologue retraité du CRPG – Nancy, a interprété - à l'aide de diagrammes - les analyses chimiques faites au CRPG à Nancy, sur le budget de M. Cuney, directeur de recherche au CNRS. Les ammonites récoltées ont été déterminées par F. Gaudry appuyé par J.-L. Domergues (directeur de recherche CNRS) pour les ammonites du

Sinémurien et D. Marchand pour celles du Bathonien (tous les deux à l'Université de Dijon). J.-H. Delance (maître de conférence, Université de Dijon) a déterminé la faune de brachiopodes du sommet du Sinémurien.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *TERRAINS NON AFFLEURANTS*

#### **Bassin houiller stéphanien de la Chapelle-sous-Dun**

Le petit bassin houiller stéphanien de La Chapelle-sous-Dun gît dans l'angle sud-est de la feuille Charolles, au SSW de La Clayette, au nœud d'un faisceau d'accidents nord-ouest et NNE. Sur le territoire de la carte, le Carbonifère est invisible car masqué en surface par les dépôts du Mésozoïque ainsi que par les alluvions récentes du lac du Sornin, actuellement asséché, qui s'était établi suite à un affaissement du sous-sol exploité. Les seuls témoins pétrographiques visibles de nos jours sont des grès à Cordaites dans des déblais du puits 7, à l'Ouest du hameau des Coptiers. Le gisement de La Chapelle-sous-Dun se subdivise en deux bassins, celui de La Chapelle-sous-Dun *s.s.*, au Sud, et celui de Saint-Laurent-en-Brionnais, au Nord. Le bassin de La Chapelle-sous-Dun était connu par quelques affleurements de houille exploités artisanalement avant l'ère industrielle (cf. chapitre « Gîtes et indices minéraux ») ; celui de Saint-Laurent-en-Brionnais est totalement recouvert, en discordance, par l'ensemble des formations mésozoïques du Trias jusqu'au Bajocien.

#### **Structure**

Le Stéphanien productif forme une structure synclinale allongée N-S à NNE-SSW, sur un peu plus de 2 km, à terminaisons périclinales nord et sud. Ce synclinal est coupé en deux par un accident nord-est transversal, complexe, qui crée les deux bassins sus-cités. Cet accident transversal nord-est, mal connu, correspondrait soit à une structure faillée, soit à une structure anticlinale intercalée entre deux synclinaux. La structure synclinale est encadrée par deux accidents majeurs de la feuille Charolles, respectivement orientés NW à l'Ouest et NNE à l'Est, la séparant latéralement du socle cristallin (granite porphyroïde du massif du Charollais à l'Ouest, microgranite porphyrique du Viséen supérieur à l'Est). La structure nord-est séparant les deux bassins paraît se greffer latéralement sur ces accidents majeurs. La structure synclinale sud (gisement de La Chapelle-sous-Dun) est prise en écharpe par la faille de l'Ouest en une terminaison demi-périclinale et se boucle au Nord contre la structure de séparation nord-est, les couches se parallélisant avec cette dernière. La structure synclinale nord (gisement de Saint-Laurent-en-Brionnais), moins bien connue, paraît se paralléliser à l'Ouest avec la faille majeure occidentale et butte vers l'Est contre la structure de séparation nord-est, sa limite

sud demeurant inconnue. Le gisement de La Chapelle-sous-Dun, qui est le mieux connu, présente une structure assez régulière. Les pendages les plus forts se rencontrent dans la zone de la faille de l'Est (45 à 50°W), ils s'adoucisent contre la faille de l'Ouest à environ 10 à 20°E ou W, suivant l'endroit où la faille recoupe la terminaison périclinale.

### **Terrains houillers**

Ils sont composés de grès gris, plus ou moins micacés, quartzo-feldspathiques, à débris lithiques (galets) de socle cristallin et de schistes micacés noirs à gris, à empreintes végétales, intercalés avec des couches de houille et renfermant quelques lits mineurs de fer carbonaté et d'argile. Pyrite et galène sont fréquents dans tous les faciès.

### **Couches de houille**

Le faciès houiller est représenté par un grand nombre de veinules ou lits schisteux, ainsi que par quatre couches principales, nommées du bas vers le haut : couche inférieure ou 4<sup>e</sup> couche dite « Brancilly » (1 m), 3<sup>e</sup> couche dite « Henriette » (1,3 m), 2<sup>e</sup> couche dite « Conchalon » (1 à 2 m), couche supérieure ou Grande Couche (3 à 4 m). L'épaisseur des couches demeure assez constante sur l'ensemble du gisement, les variations maximales étant de l'ordre du mètre. Le combustible est toujours mélangé de matière terreuse en proportion notable et d'autant plus forte que le gîte est moins puissant. Les différentes couches de houille sont séparées les unes des autres, du bas vers le haut, par des intervalles respectivement de 5 à 20 m, 14 à 20 m, 22 à 25 m. Du Sud au Nord, on assiste à un développement rapide des morts-terrains : quelques mètres au Sud, plus de cents mètres au Nord.

### **Qualité du combustible**

La houille contient une fraction variable de matière terreuse ; elle renferme de la pyrite et se conserve mal à l'air. En général, il s'agit d'une houille sèche qui brûle avec longue flamme, mais ne colle pas. Elle est caractérisée par un taux de 32 à 35 % de matières volatiles sur le charbon brut et 50 % avec cendres déduites. Sa teneur en eau est de 10 à 12 %. Son pouvoir calorifique est peu élevé : 5 000 à 6 000 calories.

## *TERRAINS AFFLEURANTS*

### **Socle varisque**

Sur le territoire de la feuille Charolles à 1/50 000, des roches métamorphiques n'apparaissent qu'en enclaves, de taille variable, dans des granitoïdes. Exception faite de ces enclaves métamorphiques et de rares siltites viséennes, le socle varisque affleurant est constitué uniquement de roches

magmatiques : plutoniques, subvolcaniques et volcaniques par ordre d'abondance décroissante. En dehors de quelques filons de micromonzodiorite quartzifère ou de lamprophyre et de petites enclaves sombres, de composition chimique intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 52\text{-}63\%$ ), ces roches magmatiques sont de composition acide avec des teneurs en  $\text{SiO}_2$  allant de 63 à 78 % : il s'agit de granitoïdes, de microgranites et de tufs ou de laves rhyolitiques.

Pour chacun des types de roche figurant dans la légende de la carte, sont décrits ci-dessous les principaux caractères, y compris, le cas échéant, les caractéristiques chimiques. Les résultats des 23 analyses chimiques effectuées sur des roches magmatiques figurent dans les tableaux des annexes 3 et 4 et sont interprétés à l'aide de diagrammes binaires. Une interprétation synthétique se trouve dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ». Le tableau 2 donne les équivalences entre les symboles de la carte et ceux des diagrammes géochimiques. Le tableau 3 présente les abréviations utilisées pour les 12 roches plutoniques de référence dans les diagrammes concernant les paramètres multicationiques Q, P, B et A, calculés à partir des teneurs en certains éléments majeurs (cf. annexes 3 et 4).

Types de roches magmatiques	Carte	Diagrammes
Lamprophyres	v, va	lampro
Microgranite très porphyrique	$\rho\mu\gamma$	pmg
Tuf rhyolitique	h2 $\rho$	h2r
Microgranite porphyrique	h2 $\mu\gamma$	h2mg
Leucogranite	$\gamma^L$	Lg
Diatexite (enclave)	$\gamma^M$	diatexite
Monzogranite porphyroïde	$\rho\gamma^3$	pg3
Monzonite quartzifère porphyroïde	$\rho\gamma^M_q$	pgMq
Micromonzodiorite quartzifère	$\mu\eta^M_q$	mmz

Tabl. 2 - Équivalences entre les symboles de la carte et ceux des diagrammes géochimiques.

ad	adamellite	dq	diorite quartzifère	sq	syénite quartzifère
gr	granite	mzdq	monzodiorite quartzifère	s	syénite
gd	granodiorite	mzq	monzonite quartzifère	mzgo	monzogabbro
to	tonalite	mz	monzonite	go	gabbro

Tabl. 3 - Abréviations des noms des roches plutoniques de référence dans les diagrammes géochimiques Q-P, B-P et A-B.

### Batholite de granitoïdes du Charollais (Tournaisien supérieur - Viséen inférieur)

D'allongement NNE-SSW, le batholite « granitique » dit « du Charollais » affleure de façon discontinue sur une longueur de 72 km et sur une largeur qui

atteint un maximum de 18 km. La présente carte ne couvre que l'extrémité occidentale de ce batholite, le reste étant couvert par les cartes géologiques à 1/50 000 déjà éditées : Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990), Beaujeu (Arène *et al.*, 1980), Cluny (Arène *et al.*, 1980), Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001), Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971) et Montceau-les-Mines (Feys *et al.*, 1976), du Sud-Ouest au Nord-Est. Ces cartes et leurs notices explicatives montrent que le batholite du Charollais comporte deux faciès de « granites » porphyroïdes mésocrates : d'une part, le faciès de Mary (feuille Saint-Bonnet-de-Joux) à biotite et fréquente amphibole, daté à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr (Viale, 1973), et, d'autre part, un faciès à biotite et rare amphibole. Sur la carte Saint-Bonnet-de-Joux, les auteurs ont en outre distingué – en bordure orientale du batholite – de petits corps d'un granite à grain moyen, non porphyroïde, à biotite et amphibole : le faciès du bois de Command. Sur l'ensemble des cartes précitées, les granitoïdes mésocrates sont recoupés par des filons et des stocks de leucogranites divers à biotite et/ou à muscovite ou encore, plus rarement, à tourmaline. Enfin, le tout est recoupé par des massifs et des filons de microgranites porphyriques subvolcaniques.

Sur le territoire de la feuille Charolles, nous retrouvons les deux faciès de granitoïdes porphyroïdes mésocrates sous forme de petits massifs et de lanières, dispersés dans un large quart sud-est. Les études pétrographiques et géochimiques montrent que le faciès à biotite et fréquente amphibole a une composition de monzonite quartzifère avec une teneur en SiO<sub>2</sub> de 63 à 65,5 %, tandis que le faciès à biotite et rare amphibole a une composition plus acide (SiO<sub>2</sub> = 64,6 à 69,8 %) qui est celle d'un monzogranite. Ces roches plutoniques mésocrates sont recoupées par deux entités magmatiques qui leur sont liées non seulement spatialement, mais encore génétiquement d'après les données géochimiques acquises dans le cadre du présent travail : 1) quelques minces filons de micromonzodiorite quartzifère et 2) des filons et de petits stocks de leucogranite monzonitique de grain fin à moyen, à biotite et magnétite.

$\rho\gamma_q^M$ . **Monzonite quartzifère porphyroïde à biotite et fréquente amphibole.** Ce faciès constitue le massif de Dyo ainsi que de petites parties des massifs de Briant et de Saint-Laurent-en-Brionnais. Il affleure, d'une part, sous forme de chaos de boules, sur les flancs ou au fond des principales vallées et de vallons et, d'autre part, à la faveur d'entailles anthropiques : petites carrières, talus de routes et – dans le cas du massif de Dyo – talus de la voie ferrée. Sur les plateaux, il est généralement arénisé.

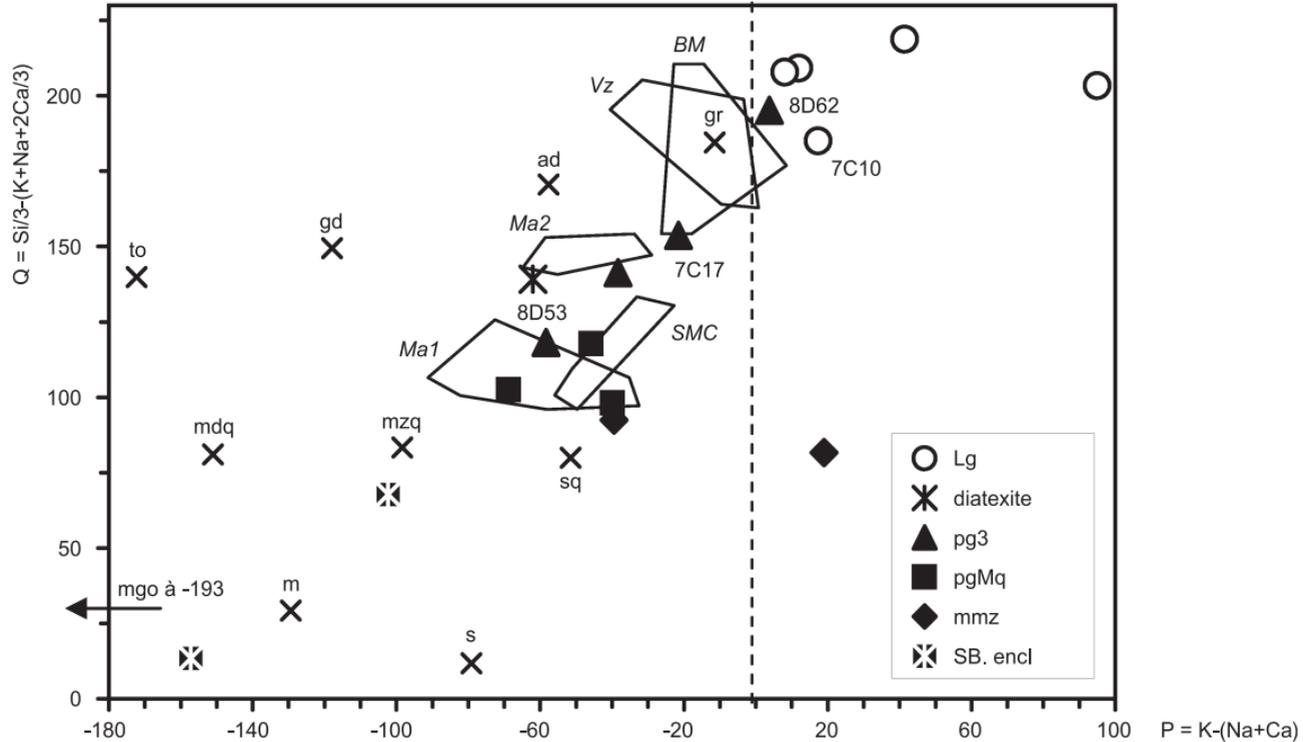
Son caractère porphyroïde est dû à la présence de grandes tablettes de feldspath potassique, rose à gris, de 1 à 6 cm de longueur. Ces « mégacristsaux » sont sertis dans une matrice à grain moyen (1 mm à 1 cm), relativement riche en minéraux colorés avec une biotite omniprésente, en lamelles isolées ou en petits amas, et une fréquente amphibole, en prismes,

de teinte vert sombre, qui ne sont pas toujours faciles à distinguer macroscopiquement. En dehors d'une teinte globalement plus sombre, ce faciès se distingue du monzogranite à biotite et rare amphibole par le fait que les enclaves sombres de grain fin à moyen y sont plus fréquentes et de taille plus importante.

L'étude des lames minces apporte des précisions sur la texture et la composition minéralogique. Les grands cristaux de feldspath potassique sont subautomorphes, perthitiques, et englobent de petits cristaux de plagioclase et de biotite. La matrice a une texture hypidiomorphe grenue et est constituée des minéraux suivants :

- plagioclase subautomorphe à automorphe, présentant fréquemment un zonage de composition, oscillatoire ou non, auquel peut se superposer un zonage d'altération en séricite ;
- quartz xénomorphe, à extinction onduleuse et parfois sous-grains ;
- feldspath potassique en petits cristaux xénomorphes ;
- biotite brun-vert, fortement pléochroïque, localement chloritisée, à sporadiques inclusions d'apatite et/ou de zircon ;
- fréquente amphibole verte, d'abondance variable mais toujours inférieure à celle de la biotite à laquelle elle est étroitement associée ;
- minéraux accessoires, associés aux silicates ferromagnésiens : sphène, parfois opacifié ; apatite, zircon et allanite.

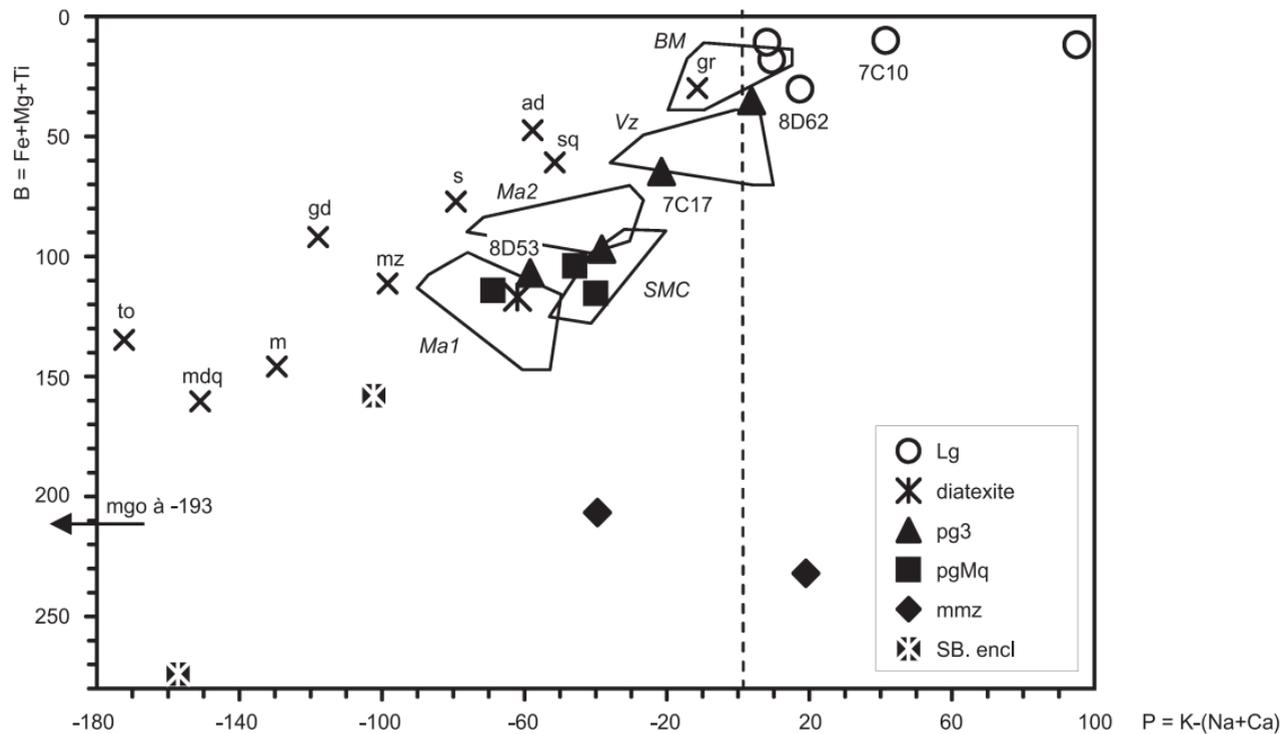
Le quartz est nettement moins abondant que les feldspaths, ce qui se traduit géochimiquement (annexe 3a) par une composition relativement pauvre en  $\text{SiO}_2$  (63,15-65,5 %). Les trois analyses chimiques montrent, en outre, que la roche est, d'une part, potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,69\text{-}5,40$  %) et, d'autre part, magnésienne ( $\text{MgO} = 1,78\text{-}2,10$  %). Dans le diagramme Q-P de classification chimique des roches plutoniques (fig. 2a), les échantillons correspondants se situent entre les compositions de référence de la monzonite quartzifère et du granite, l'abondance en minéraux ferromagnésiens, quantifiée par le paramètre B (fig. 2b et 3), les apparentant plus spécifiquement à une monzonite quartzifère. Leur caractère légèrement peralumineux, inhabituel pour des roches à amphibole, est en relation avec une altération hydrothermale subsolidus et/ou météorique (fig. 3). En ce qui concerne les éléments en traces autres que les terres rares (annexe 3b, fig. 4), ce faciès se distingue par de fortes teneurs en Ba (1 231-1 507 ppm), Sr (478-520 ppm) et surtout Th (26,4-50,4 ppm), U (6,4-11,4 ppm) et Zr (328-368 ppm), spécifiques des roches de l'association subalcaline. La somme des teneurs en terres rares y est, en général, plus élevée que dans les autres roches plutoniques :  $\Sigma\text{TR} = 317\text{-}368$  ppm (annexe 3c, fig. 4).



**Fig. 2a - Diagramme Q-P pour les granitoïdes et les micromonzodiorites quartzifères du batholite du Charollais**

Polygones = aires de répartition des granitoïdes du batholite du Charollais d'après les analyses de J.-Y. Peyrel (1981) :

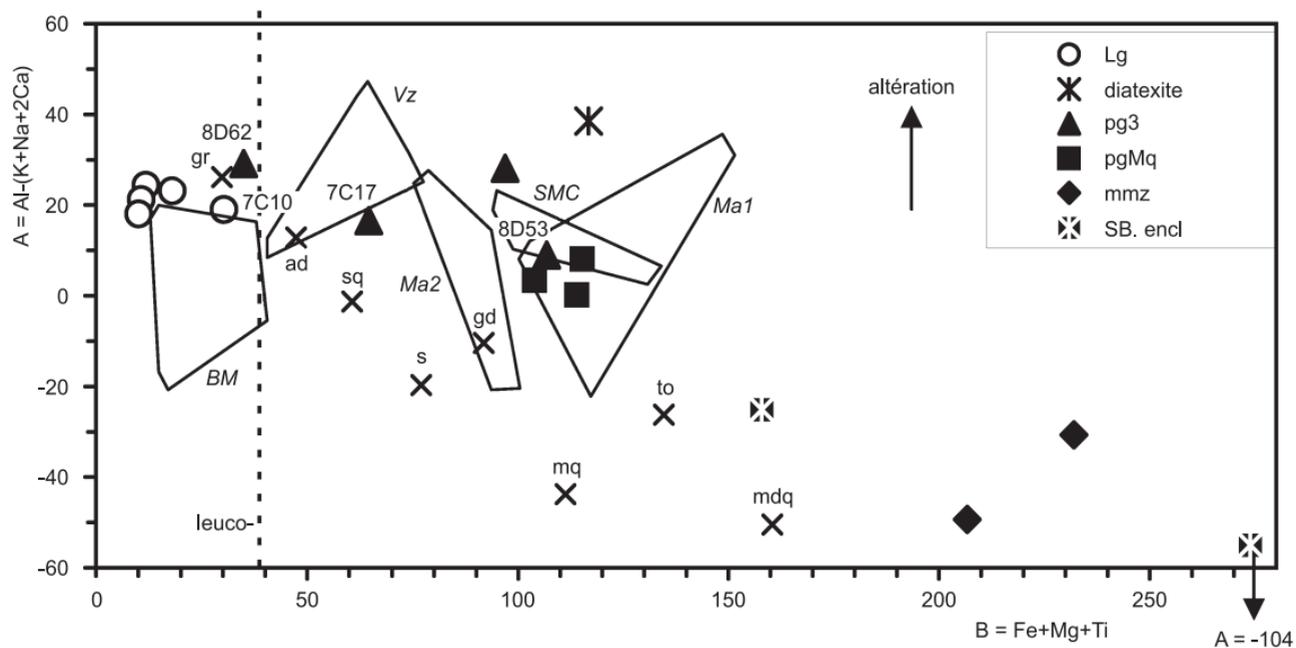
Ma1, Ma2 = Mary ; SMC = Saint-Maurice-lès-Châteauneuf ; Vz = Vauzelle ; BM = bois de Morphée ; SB. encl = enclaves des granitoïdes de la feuille de Saint-Bonnet-de-Joux



**Fig. 2b - Diagramme B-P pour les granitoïdes et les micromonzodiorites quartzifères du batholite du Charollais**

Polygones = aires de répartition des granitoïdes du batholite du Charollais d'après les analyses de J.-Y. Peyrel (1981) :

Ma1, Ma2 = Mary ; SMC = Saint-Maurice-lès-Châteauneuf ; Vz = Vauzelle ; BM = bois de Morphée ; SB. encl = enclaves des granitoïdes de la feuille de Saint-Bonnet-de-Joux



**Fig. 3 - Diagramme A-B pour les granitoïdes et les micromonzodiorites quartzifères du batholite du Charollais**

Polygones = aires de répartition des granitoïdes du batholite du Charollais d'après les analyses de J.-Y. Peyrel (1981) :

Ma1, Ma2 = Mary ; SMC = Saint-Maurice-lès-Châteauneuf ; Vz = Vauzelle ; BM = bois de Morphée ; SB. encl = enclaves des granitoïdes de la feuille de Saint-Bonnet-de-Joux

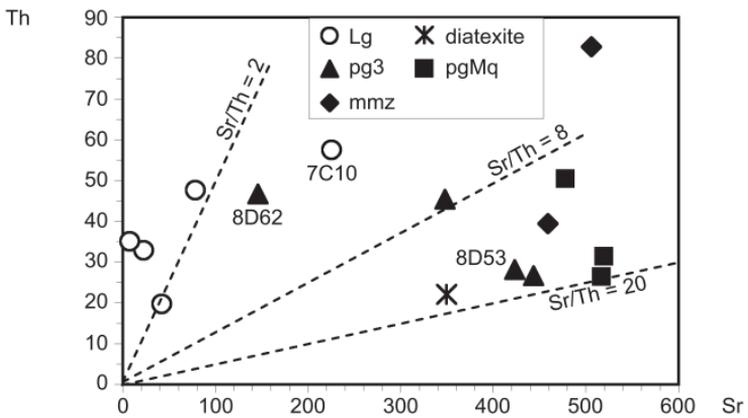
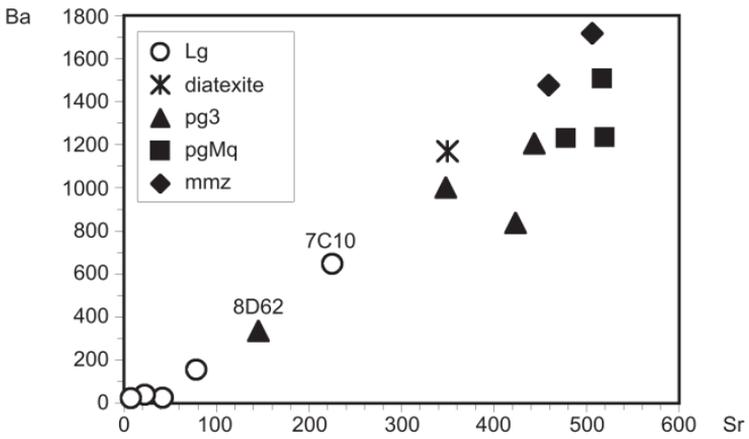
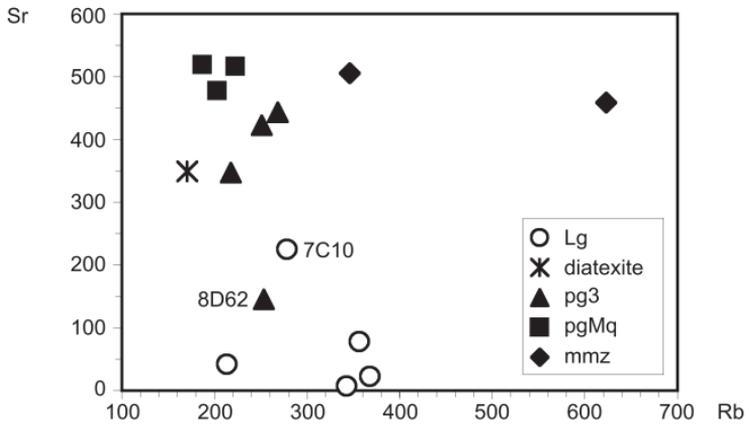


Fig. 4a - Diagrammes Sr-Rb, Ba-Sr, Th-Sr pour les échantillons de granitoïdes et de micromonzodiorite quartzifère de la feuille Charolles

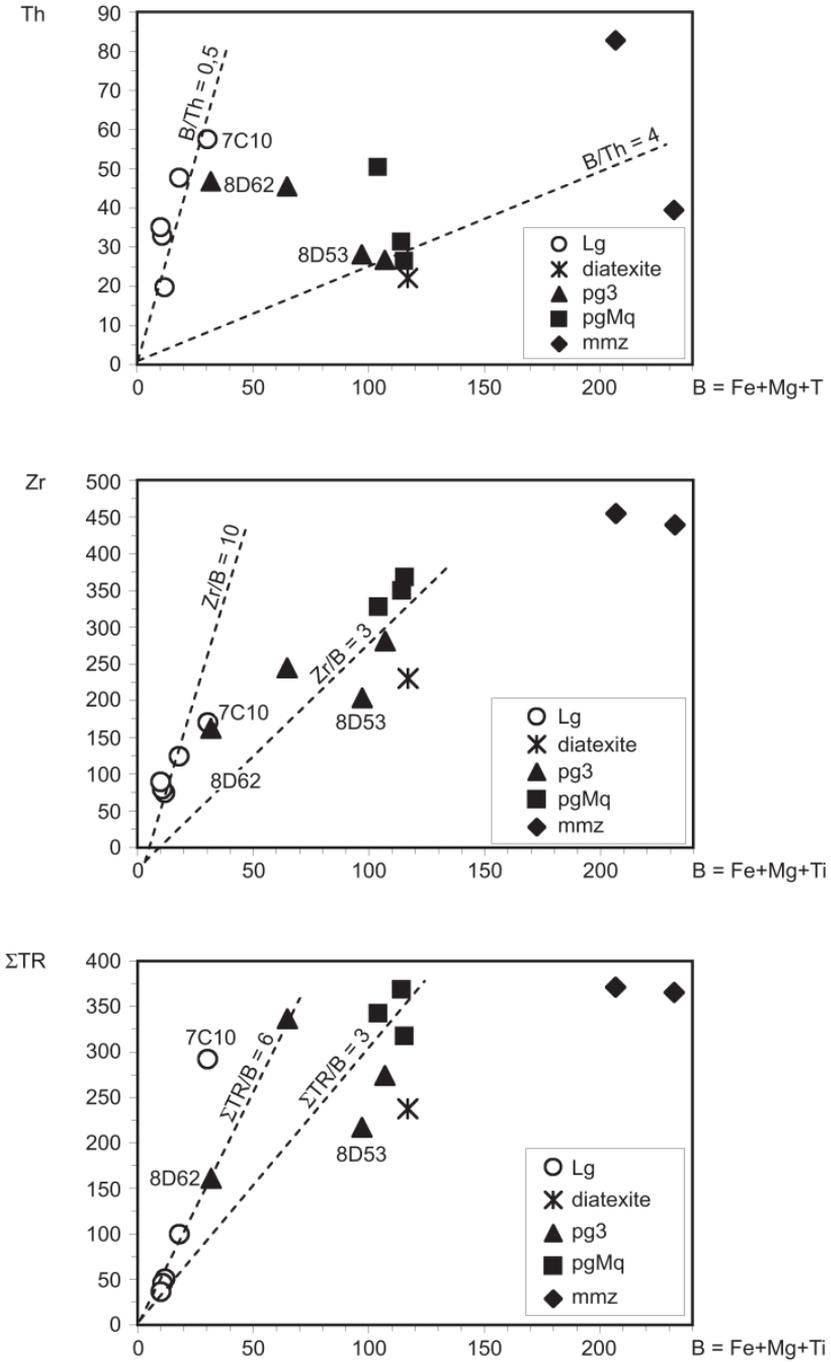


Fig. 4b - Diagrammes Th-B, Zr-B et ΣTR-B pour les échantillons de granitoïdes et de micromonzodiorite quartzifère de la feuille Charolles

**η. Enclaves de roche intermédiaire à grain fin ou moyen, à biotite ± amphibole.** Localement sont présentes des enclaves magmatiques qui se distinguent très aisément du granitoïde porphyroïde encaissant par leur grain fin à moyen ( $\leq 5$  mm), leur teinte nettement plus sombre et leur forme ovoïde. Leur longueur varie généralement entre quelques centimètres et plusieurs décimètres, mais atteint plusieurs mètres dans un cas exceptionnel : à 600 m à l'WNW de Briant, le talus nord d'une petite route montre – sur une dizaine de mètres de longueur – une isaltérite<sup>2</sup> de granitoïde porphyroïde que surmonte, vers l'Est, une isaltérite de roche intermédiaire à grain moyen (1 à 5 mm) et à fabrique planaire fruste (point 7C29 : x = 739,12 ; y = 2 146,36). Cette enclave, de taille exceptionnelle, est figurée sur la carte avec le symbole η.

Ces enclaves se trouvent soit en place au sein du granitoïde porphyroïde, soit sous forme de petites boules isolées, que l'érosion a séparé de leur encaissant altéré. Par exemple, à 1,4 km au Sud-Est de Saint-Albin, dans les déblais d'une carrière abandonnée, implantée dans une isaltérite à blocs résiduels, se trouve une grosse boule constituée d'un granitoïde porphyroïde avec une enclave sombre de 80 cm de longueur ; dans ces mêmes déblais, nous avons échantillonné une enclave isolée ayant une forme de ballon de rugby de 15 cm de longueur et d'un diamètre de 8 cm (point 8C22 : x = 747,20 ; y = 2 145,01). À 600 m au NNW de Dyo, se trouve un chaos de granitoïdes porphyroïdes dont quelques boules contiennent des enclaves sombres, ovoïdes, qui ont une longueur variant entre 5 et 20 cm et qui ont parfois une texture légèrement porphyrique par suite de la présence de quelques xénocristaux<sup>3</sup> de plagioclase dont la longueur ne dépasse pas 8 mm (point 4D13 : x = 749,00 ; y = 2 153,40).

L'étude des lames minces montre que la composition modale du stock quartzo-feldspathique varie dans la gamme suivante : monzonite, monzonite quartzifère, tonalite et diorite, d'après la classification internationale (Streckeisen, 1973). L'indice de coloration varie entre 15 et 35 %, les minéraux colorés comprenant toujours une biotite brun-vert ou rarement brun-rouge (point 8C22), fraîche ou partiellement chloritisée, et parfois une amphibole verte. Les minéraux accessoires sont globalement les suivants : sphène, oxydes de fer et/ou titane, apatite en innombrables fines aiguilles et allanite métamicté.

Aucune enclave sombre de la carte de Charolles n'a fait l'objet d'une analyse chimique, mais les analyses de deux échantillons de la carte de Saint-

---

<sup>2</sup> Une isaltérite est une roche altérée *in situ*, qui a conservé sa texture originelle mais qui se désagrège très facilement au moindre choc.

<sup>3</sup> Les xénocristaux sont soit des cristaux qui ont poussé dans une enclave, magmatique ou autre, par suite d'une contamination par le magma environnant, soit des cristaux qu'une enclave magmatique a englobés lors d'un mélange à l'état visqueux avec le magma environnant.

Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971) donnent les compositions suivantes pour des enclaves du « granite » de Mary :

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total
1	51,80	1,60	16,90	9,16	0,10	5,60	3,55	3,70	3,70	0,50	0,20	99,91
2	59,50	1,15	16,70	5,81	0,10	2,85	3,80	3,90	4,30	0,40	0,25	98,76

Ces deux analyses montrent une composition de roche basique à intermédiaire, potassique et magnésienne.

$\rho\gamma^3$ . **Monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole.** Ce faciès se distingue du précédent par l'absence ou la rareté de l'amphibole, un indice de coloration globalement plus faible, la rareté et faible taille des enclaves de roches intermédiaires de grain fin à moyen et la présence locale d'enclaves de roches métamorphiques. Le caractère porphyroïde est, en moyenne, moins marqué que dans la monzonite quartzifère et s'estompe même localement pour donner une roche dans laquelle la longueur des tablettes de feldspath potassique ne dépasse pas 2 cm ; c'est notamment le cas pour le faciès subleucocrate quiaffleure sur les deux rives du ruisseau de la Bazolle, au Nord de La Clayette (point 8D62 : x = 752,30 ; y = 2 146,56).

Il constitue les entités suivantes, d'Ouest en Est :

- la majeure partie du massif de Briant ;
- le petit massif du ruisseau des Mauvières et les pointements satellites du moulin d'Arconce et de la croix des Vernes ;
- la lanière de Saint-Albin, limitée vers l'Est par une faille majeure de direction N145, le long de laquelle le monzogranite est cataclaté, et le petit corps qui apparaît au fond de la vallée du ruisseau des Batty, au SSE de la ferme de l'Argolay et au Nord d'Amanzé ;
- la majeure partie du massif de Saint-Laurent-en-Brionnais, qui se prolonge sur le territoire de la feuille Charlieu vers le Sud ;
- le massif de La Clayette, qui se prolonge sur le territoire de la feuille Cluny vers l'Est et qui se singularise par les phénomènes suivants : à son extrémité méridionale, se trouve une zone cataclatée dont la largeur atteint 1,4 km et qui renferme, d'une part, une relique de mylonite, antérieure à la cataclase, et, d'autre part, des enclaves de roches métamorphiques.

En dehors de la zone cataclatée de sa bordure méridionale, le massif de La Clayette est fortement arénisé en surface, et les affleurements rocheux sont rares. Pour les autres entités, les conditions d'affleurement sont meilleures et de spectaculaires chaos de boules apparaissent localement au fond de quelques vallées ou vallons, comme, par exemple, aux endroits suivants :

- à l'Est de Saint-Laurent-en-Brionnais, juste à l'Ouest des Chevennes, sur les deux rives du ruisseau des Barres ;
- au Nord et NNW de Saint-Albin, sur les flancs de deux vallons, situés l'un à l'Ouest de Montgiraud, l'autre à l'Ouest de la Varenne, 1,6 km à l'Est du bourg d'Oyé ;
- sur les deux rives de la Belaine, au sein du massif de Briant ;
- le long du ruisseau des Mauvières, au Nord des Sertines et au Sud-Est du château de la Tour, où le ruisseau serpente à travers une barre rocheuse « armée » par des enclaves de diatexite à biotite.

Quelques petites carrières, indiquées sur la carte et généralement abandonnées, sont implantées dans un monzogranite porphyroïde plus ou moins arénisé, transformé en une isaltérite dans laquelle subsistent des boules rocheuses et parfois de minces filons de leucogranite.

En ce qui concerne la composition minéralogique qualitative, l'étude pétrographique du faciès commun ne révèle pas de différence notable avec la monzonite quartzifère en dehors de l'absence ou de la rareté de l'amphibole, d'un indice de coloration généralement plus faible et d'une plus forte teneur modale en quartz. La biotite a la même teinte brun-vert ; lorsqu'elle est présente, l'amphibole peut être pseudomorphosée en carbonate(s) plus phyllosilicates.

Le faciès du ruisseau de Bazolle (point 8D62) se distingue par deux phénomènes : d'une part, sa texture est de grain moyen à grossier ( $\leq 2$  cm) avec seulement une légère tendance porphyroïde et, d'autre part, il est subleucocrate, de teinte rose pâle, avec un indice de coloration de 5 à 7 %. Les minéraux colorés comprennent de la biotite brun-vert, à rares inclusions d'apatite et/ou de zircon, localement chloritisée, et de la magnétite.

Trois analyses chimiques du faciès commun (annexe 3a) montrent, par rapport à la monzonite quartzifère, un caractère globalement plus acide ( $\text{SiO}_2 = 64,60-69,79$  %, pour un caractère potassique équivalent ( $\text{K}_2\text{O} = 4,68-5,23$  %) et magnésien moindre ( $\text{MgO} = 0,89-1,88$  %). Dans le diagramme de classification Q-P (fig. 2a) les compositions se situent entre celles du granite et de la monzonite quartzifère de référence. L'abondance en minéraux ferromagnésiens (B, fig. 2b et 3) les apparente davantage au granite qu'à la monzonite, ce qui amène à une désignation de monzogranite. La valeur relativement de l'index d'aluminosité A est due à une altération hydrothermale et/ou météorique des feldspaths et des silicates ferromagnésiens, notamment dans l'échantillon de monzogranite cataclaté (point 8D21) dans lequel  $A = 28$ . La composition des échantillons des points 8D21 et 7C17 s'apparente à celle des termes les plus différenciés du monzogranite de Mary (champ Ma2, fig. 2a-b). Parmi les éléments en traces (annexes 3b-c), les teneurs en Ba

(838-1 207 ppm), Sr (348-443 ppm) et Zr (204-281 ppm) sont plus faibles que dans le faciès à fréquente amphibole, mais encore relativement élevées (fig. 4). Les teneurs en Th sont équivalentes à celles des échantillons de monzonites quartzifères (26-50 ppm). La somme des terres rares ( $\Sigma TR = 217-317$  ppm) ainsi que les fractionnements entre terres rares légères et terres rares lourdes (10,9 - 25,9) sont, dans l'ensemble, moins élevés que dans la monzonite quartzifère (fig. 5a-b) mais restent spécifiques d'une association magmatique subalcaline.

Une analyse chimique du faciès subleucocrate (point 8D62, annexes 3a-c) montre une composition nettement plus siliceuse ( $SiO_2 = 74,11$  %) et plus leucocrate ( $B = 5,7$  % contre 11,6-19,3 % dans le faciès commun, mésocrate), proche de celle des leucogranites à biotite (annexe 3a ; fig. 2a-b et 3). Ce faciès peut être qualifié de leucomonzogranite. Comme l'illustrent les figures 4 et 5b, il a une teneur en Th (47 ppm) équivalente à celle des autres échantillons de monzogranite, mais est nettement appauvri en Ba (338 ppm), Sr (145 ppm), Zr (162 ppm),  $\Sigma TR$  (161 ppm) et La/Yb (10,9 en valeurs normalisées).

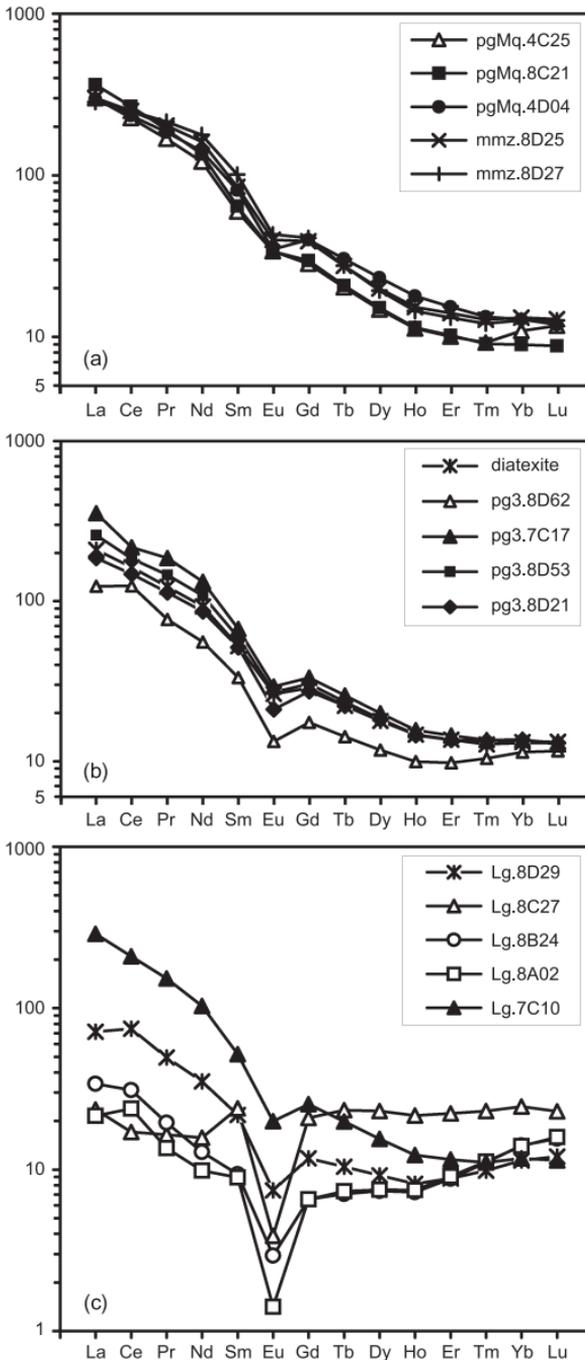
• **Zones cataclasées.** Comme nous l'avons déjà signalé ci-dessus, le granitoïde porphyroïde à biotite et rare amphibole est cataclasé, d'une part, le long de la faille de direction N145 qui constitue la limite orientale de la lanière de Saint-Albin et, d'autre part, dans la partie la plus méridionale du massif de La Clayette, en bordure nord du massif subvolcanique à volcanique de La Chapelle-sous-Dun. Dans la zone cataclasée du massif de La Clayette, les affleurements rocheux sont abondants, notamment en deux endroits :

- sur les deux rives du Sornin, dans les talus de la D985 et des deux voies ferrées : l'ancienne en rive droite (ouest) et la nouvelle en rive gauche (est) ;
- à l'Ouest de la ferme des Croix où des amas rocheux naturels sont visibles dans le taillis de Barot et dans les champs situés juste au Sud de ce taillis.

Sur le terrain, la cataclase se traduit par un dense réseau de petites fractures d'extension variable. À l'échelle de l'échantillon, l'observation macroscopique montre :

- d'une part, des fractures qui recoupent toute la roche et le long desquelles le granite est finement broyé, transformé en une roche cryptocristalline très sombre, sur 1 mm à 1 cm d'épaisseur ; un peu de fluorine violette apparaît localement en placage sur certaines de ces fractures, comme par exemple dans le cas d'un affleurement situé en bordure est de la D985 (point 8D21 :  $x = 751,27$  ;  $y = 2\ 143,95$ ) ;
- d'autre part, des microfractures intracristallines, bien visibles au sein des « mégacristaux » de feldspath potassique rose.

L'étude pétrographique d'un échantillon du point 8D21 montre une texture clastique avec un réseau de fissures intra- à intercristallines et des reliques de



**Fig. 5 - Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) pour les échantillons de granitoïdes et de micromonzodiorite quartzifère de la feuille Charolles**

la texture porphyroïde grenue originelle. À l'échelle du minéral, elle révèle les phénomènes suivants : une torsion des macles polysynthétiques du plagioclase et une recristallisation plus ou moins importante du quartz. Elle révèle, en outre, une altération hydrothermale se traduisant par une séricitisation du plagioclase, une chloritisation complète de la biotite, une pseudomorphose du sphène en leucoxène et le remplissage des fissures par du quartz et/ou de l'épidote plus ou moins opacifiée.

Une analyse chimique (point 8D21, annexes 3a-c) ne montre pas d'anomalie particulière par rapport aux autres échantillons de monzogranite mésocrate, hormis des valeurs plus élevées de la perte au feu (PF = 1,35 %) et du paramètre A (28) traduisant une plus forte altération.

Un affleurement exceptionnel se trouve en rive droite du Sornin, en bas du talus ouest de l'ancienne voie ferrée, à environ 15 m au Nord d'un tunnel (point 8D25 : x = 751,18 ; y = 2 144,21). Il permet d'observer le contact entre un filon de microgranite très porphyrique de type  $\mu\mu\gamma$ , non affecté par la cataclase, et le granite porphyroïde cataclasé. Ce dernier est microbréchifié sur une dizaine de centimètres d'épaisseur à l'éponte du filon microgranitique. L'observation macroscopique montre que cette microbrèche est constituée de petits ( $\leq 1$  cm) fragments anguleux de plagioclase vert pâle, de feldspath potassique rose et de quartz vitreux, sertis dans un ciment gris sombre. L'étude microscopique d'une lame mince révèle les caractères particuliers suivants :

- une forte recristallisation des fragments de quartz et la présence de clastes de biotite « kinkée » ;
- la nature clastique du ciment, constitué de quartz, de feldspaths et de biotite très finement broyés ;
- la présence de quelques fissures à remplissage d'épidote, quartz et chlorite verte.

• **Passage mylonitique.** Juste au Sud-Ouest de La Clayette, un autre affleurement exceptionnel se situe dans le talus ouest d'une petite route (point 8D53 : x = 751,07 ; y = 2 144,46). Il montre, sur quelques mètres de largeur, une mylonite grise avec de minces lits rose pâle soulignant une foliation de direction N155 avec un pendage subvertical ( $85^\circ$ SW) ; les plans de foliation portent une linéation subhorizontale et sont localement recoupés par des passages microbréchiques. Du côté nord-ouest, cette mylonite disparaît sous la couverture mésozoïque tandis que vers le Sud-Est elle est, en majeure partie, masquée par des formations de versant et est recoupée par un filon de microgranite très porphyrique.

L'étude en lame mince permet de préciser qu'il s'agit d'un granitoïde porphyroïde à biotite transformé en orthogneiss mylonitique au cours d'un

métamorphisme dynamométamorphique lié à un cisaillement ductile, senestre d'après la dissymétrie des yeux de quartz et le sens de déversement de microplis. Cette mylonite est constituée de clastes de plagioclase séricitisé et de feldspath potassique, plus ou moins brisés, et de rubans lenticulaires de quartz fortement recristallisé, dans un fond quartzo-feldspathique très finement granulé. Ce fond comporte de minces lits très riches en feldspath potassique, qui sont macroscopiquement roses et correspondent probablement à de grands cristaux de feldspath potassique fortement laminés. Les plans C sont soulignés par des traînées sombres, constituées de minéraux colorés finement broyés : oxydes de fer et/ou titane, biotite brune *pro parte* chloritisée et rare sphène. Un peu d'épidote secondaire colmate des microfissures. En outre, la lame montre que cette mylonite est recoupée par une microbrèche constituée d'éléments anguleux de mylonite dans un ciment cryptocristallin sombre renfermant de l'épidote opacifiée.

Une analyse chimique de cette mylonite (point 8D53, annexes 3a-c, fig. 2a-b et 3) montre un caractère moins acide et plus ferromagnésien que dans les autres échantillons de monzogranite, l'amenant en convergence de composition avec les échantillons de monzonite quartzifère. Les teneurs en éléments traces tels que Ba, Sr, Th, U, Zr et  $\Sigma$ TR s'apparentent tantôt à celles des monzogranites tantôt à celles des monzonites quartzifères. On note, en revanche, de légères anomalies positives en Sn (9,3 ppm) et W (25 ppm), vraisemblablement liées aux circulations de fluides lors de la mylonitisation.

$\mu\eta^M_q$ . **Micromonzodiorite quartzifère à amphibole et biotite, en minces filons.** Dans le massif de La Clayette, deux bons affleurements permettent d'observer deux minces filons de micromonzodiorite quartzifère : l'un dans le talus ouest de l'ancienne voie ferrée, juste au Nord d'un tunnel (point 8D25 : x = 751,18 ; y = 2 144,21), l'autre dans le talus est de la nouvelle voie ferrée juste au Sud du pont sur la D985 (point 8D27 : x = 751,20 ; y = 2 144,51).

Ces filons ont les caractères géométriques suivants : direction N70, pendage vertical et épaisseur  $\leq 50$  cm pour le premier (8D25) ; direction N55, pendage de  $80^\circ$  NW et épaisseur  $\leq 40$  cm pour le second (8D27). Le premier affleurement montre, en outre, deux particularités : d'une part, la bordure méridionale du filon renferme des fragments anguleux de monzogranite porphyroïde, et, d'autre part, le mince filon de micromonzodiorite quartzifère est lui-même recoupé par un épais filon de microgranite très porphyrique.

Les deux minces filons sont constitués d'une roche analogue, caractérisée par une mésostase d'une teinte gris très sombre, enchâssant des cristaux de taille variable (1 mm à 2 cm), anguleux ou arrondis, parmi lesquels il est possible de distinguer macroscopiquement, d'une part, des feldspaths, blancs avec un liseré rose ou entièrement roses, et, d'autre part, un peu de quartz

vitreux. Sur des surfaces de coupe à la scie diamantée d'un échantillon du point 8D27, une observation attentive à l'aide d'une loupe montre, en outre, la présence de petites enclaves roses, arrondies, de longueur  $\leq 2$  cm, constituées d'une roche magmatique acide hololeucocrate, micro- à finement grenue.

L'étude pétrographique d'un échantillon du filon 8D25 montre une texture microgrenue légèrement porphyrique. Les phénocristaux, qui représentent environ 10 % de la composition modale, sont constitués des minéraux suivants : plagioclase criblé de micropaillettes de séricite, quartz, biotite brun-rouge à brun orangé, amphibole vert très pâle et silicate ferromagnésien rétrotransformé en un amas de minéraux fibreux (amphibole probable ; épidote). La mésostase comprend des feldspaths, du quartz, de la biotite et de l'apatite accessoire. La lame mince montre, par ailleurs, la présence de deux petites enclaves, de 4 et 5 mm de longueur, d'une roche plutonique à grain fin ( $\leq 1$  mm) composée d'abondante amphibole subincolor, de plagioclase séricitisé, de biotite brun-rouge en partie chloritisée et d'un peu de quartz.

L'étude d'une lame mince d'un échantillon du filon 8D27 montre une roche analogue en dehors de deux caractères singuliers :

- la présence d'une petite enclave, d'environ 1 cm de longueur, constituée d'un microleucogranite granophyrique, formé de quartz – indépendant ou en association, de type micropegmatite graphique, avec du feldspath potassique – et de plagioclase ;
- la présence de grands cristaux de feldspath potassique, prédominant, et de plagioclase, arrondis en forme de dragées et partiellement « digérés », en leur cœur et sur leurs bords, par le magma quartzo-monozodioritique.

Deux analyses chimiques (annexe 4a) montrent qu'il s'agit d'une roche intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 58,35\text{-}60,76$  %), fortement potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 5,35\text{-}6,59$  %) et magnésienne ( $\text{MgO} = 5,20\text{-}5,95$  %). Les diagrammes Q-P, B-P et A-B (fig. 2a-b et 3) illustrent le fait que cette roche a une composition particulière par rapport à la monzodiorite quartzifère de référence. En effet, dans le diagramme A-B, elle en est assez proche, alors que dans les diagrammes Q-P et B-P, elle en est très éloignée en abscisse, à cause de la valeur anormalement élevée du paramètre P, mais est à peu près au même niveau en ce qui concerne les ordonnées, c'est-à-dire les paramètres Q (fig. 2a) et B (fig. 2b). La valeur très élevée du paramètre est liée notamment à une très forte teneur en  $\text{K}_2\text{O}$ , environ deux fois plus élevée que dans la monzodiorite quartzifère de référence ( $\text{K}_2\text{O} = 3,04$  %) ; cela est vraisemblablement dû à une contamination en xénocristaux de feldspath potassique provenant du magma monzogranitique magnésio-potassique environnant. Ces considérations permettent de conclure qu'il s'agit d'une monzodiorite quartzifère dont la teneur en potassium est anormalement élevée par suite d'une contamination par le magma monzogranitique environnant.

En ce qui concerne les éléments en traces (annexes 4b-c), les deux échantillons présentent des teneurs élevées en Cr (310-405 ppm), Ni (146-189 ppm), Co (21-25 ppm), V (95-112 ppm), Rb (346-623 ppm), Zr (439-455 ppm), Th (39,5-83 ppm), U (11,5-18 ppm), Pb (38-133 ppm) et Zn (123-181 ppm). Ils présentent également des anomalies positives en Sn (8,5-13 ppm) et W (4-24 ppm). Les teneurs en La (69-74 ppm), Ce (159-160 ppm) et  $\Sigma$ TR (365-371 ppm) ainsi que les rapports La/Yb (22 en valeurs normalisées) sont élevés, du même ordre de grandeur que dans les échantillons de monzonite quartzifère (fig. 5a, hors-texte), en relation avec l'abondance de sphène et d'allanite.

Ces données géochimiques permettent de conclure que la micromonzodiorite quartzifère a une affinité subalcaline et représente un terme de chimisme intermédiaire lié génétiquement aux granitoïdes environnants.

• **Enclaves.** Au sein du granite porphyroïde à biotite, nous avons répertorié quatre principaux types d'enclaves se distinguant par leur lithologie et leur mode de gisement :

- des roches intermédiaires de grain fin à moyen, à biotite et parfois amphibole, pétrographiquement analogues à celles que renferme le granitoïde porphyroïde à biotite et fréquente amphibole, mais n'apparaissant que sporadiquement sous forme d'ellipsoïdes de petite taille (grand axe généralement < 10 cm) voire de petites loupes très riches en biotite ;
- une diatexite à grain moyen, à biotite, renfermant elle-même des fragments anguleux de gneiss riche en biotite, observée en un seul endroit au sein du massif du ruisseau des Mauvières ;
- des gneiss à grain fin, à biotite chloritisée et amphibole, en petits panneaux présents uniquement dans la zone cataclasée du massif de La Clayette ;
- des siltites cornéifiées, en un panneau situé lui aussi dans la zone cataclasée du massif de La Clayette.

Sur la présente carte, nous n'avons pas figuré les petites enclaves de roches intermédiaires, mais nous avons représenté les principaux panneaux des trois autres types de roches en leur attribuant des symboles et des teintes spécifiques.

**M<sup>2</sup>. Diatexite à biotite.** Ce type de roche n'a été observé qu'en un seul point, situé dans le lit du ruisseau des Mauvières, en aval du petit pont de la cote 292, à environ 1 km au SSW de Varenne-l'Arconce (point 7A16 : x = 739,77 ; y = 2 149,42). La diatexite forme une dalle rocheuse, que le ruisseau franchit en serpentant, et des blocs de taille variable éparpillés à proximité immédiate. Un gros bloc erratique montre une enclave de 1,50 m de long et de 25 cm de large, enchâssée dans un granitoïde porphyroïde

dont les tablettes de feldspath potassique sont bien orientées parallèlement à l'enclave.

La diatexite a un grain moyen (1 à 5 mm) et une teinte grise qui s'assombrit autour de petites enclaves gneissiques de forme anguleuse, sombres par suite de leur richesse en biotite et présentant une foliation tectono-métamorphique plus ou moins marquée. Ces enclaves ont une répartition hétérogène et une longueur variant entre 1 et 10 cm.

L'étude pétrographique montre que la diatexite a une texture hypidiomorphe grenue. La taille de grain est relativement hétérogène, répartie en deux classes granulométriques : quelques cristaux de plagioclase de 4 à 5 mm de longueur se détachent sur un fond de 1 à 2 mm. La roche est constituée des minéraux suivants :

- plagioclase subautomorphe à automorphe, zoné avec un cœur localement potassifié, en cristaux de taille variable ( $\leq 5$  mm) ;
- feldspath potassique et quartz à extinction faiblement onduleuse, xénomorphes, interstitiels au plagioclase ;
- biotite brun-rouge, moyennement abondante (12 à 15 %) en dehors du pourtour des enclaves gneissiques et localement chloritisée, en lamelles isolées ou disposées en petits amas ayant tendance à cloisonner la phase quartzo-feldspathique ;
- minéraux accessoires : zircon, relativement abondant, et apatite, associés à la biotite ; oxydes de fer et/ou titane.

Les enclaves de cette diatexite sont constituées d'un gneiss à grain moyen ( $\leq 3$  mm), riche en biotite brun-rouge. La texture est granolépidoblastique, et la composition minéralogique est la suivante :

- plagioclase à inclusions de biotite et fréquentes taches de potassification ;
- feldspath potassique primaire ;
- abondante biotite brun-rouge, ponctuellement altérée en chlorite ou en mica blanc ;
- minéraux accessoires associés à la biotite : zircon, apatite, oxydes de fer et/ou titane et rare épidote.

L'analyse chimique d'un échantillon (7A16, annexes 3a-c) montre que la diatexite a une composition de granodiorite (fig. 2a-b) voisine de celle des échantillons de monzogranite à biotite et rare amphibole, mais plus alumineuse (fig. 3), conformément à l'absence d'amphibole et à la présence de minéraux alumineux d'altération : chlorite et mica blanc secondaire. Les teneurs en Ba et Zr sont du même ordre de grandeur que dans le monzogranite, tandis que Rb, Sr, Th et  $\Sigma$ TR sont appauvris (fig. 4). La différence la plus notable est une anomalie positive en Mo (16 ppm).

**ζ . Gneiss à grain fin, à biotite et amphibole, hydrothermalisé.** Ce type de roche constitue des enclaves anguleuses observées uniquement dans le talus de la nouvelle voie ferrée, au Sud de La Clayette, au sein d'une zone où le monzogranite porphyroïde à biotite est non seulement cataclaté, mais encore recoupé par des filons de microgranite très porphyrique et de lamprophyre. Au Sud du pont sur la D985, cet ensemble de roches affleure en continu sur environ 300 m de longueur dans le talus qui borde la voie ferrée du côté oriental. Ce talus permet d'observer plusieurs enclaves gneissiques de teinte grise plus ou moins sombre, de forme anguleuse, de puissance variant entre quelques décimètres et plusieurs mètres et de direction N90 à N145. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'estimer l'extension longitudinale de ces enclaves gneissiques. En revanche, un peu plus au Nord, à l'extrémité sud-ouest du bourg de La Clayette, une carrière abandonnée montre un leucogranite avec une enclave de gneiss à grain fin d'environ 10 m de longueur, d'au moins 1,5 m d'épaisseur et de direction N100 (cf. plus loin description du caisson « leucogranite »).

L'étude d'une lame mince montre qu'il s'agit d'un gneiss à grain fin à biotite et amphibole, ayant subi une altération hydrothermale relativement importante se traduisant par trois phénomènes : une chloritisation partielle à totale de la biotite, un abondant développement de calcite et un remplissage de fissures et de fentes par des minéraux secondaires. La texture granolépidoïdique à grain fin ( $\leq 1$  mm) est recoupée par un réseau de fissures et de fentes à remplissage de minéraux hydrothermaux. En dehors des fissures, la paragenèse comporte les minéraux suivants :

- plagioclase zoné en petites lattes ;
- feldspath potassique ;
- quartz sous deux habitus (en dehors des fissures) : en petits cristaux dispersés et en minces rubans lenticulaires à texture engrenée ;
- abondante (environ 20 %) biotite brune, partiellement à complètement chloritisée ;
- amphibole vert pâle en prismes relativement trapus ( $\leq 1$  mm) ;
- (hydr)oxydes de fer ;
- calcite secondaire, très abondante dans certains lits.

Les fissures et les fentes sont colmatées par un ou plusieurs des minéraux hydrothermaux suivants : feldspath potassique, quartz, chlorite.

**Γ. Cornéenne.** À 300 m à l'Ouest du hameau des Croix ( $x = 751,85$  ;  $y = 2\ 143,24$ ), le talus nord d'une petite route est entaillé dans un monzogranite porphyroïde à biotite renfermant un panneau d'une roche à grain fin, qui se débite selon d'abondants plans de fracture à patine brun rouille. L'examen des

cassures fraîches à la loupe permet d'observer une roche de teinte vert kaki présentant une fine texture noduleuse. L'étude en lame mince confirme qu'il s'agit bien d'une cornéenne à texture noduleuse ayant la composition suivante :

- environ 50 % de nodules subelliptiques avec un grand axe de 0,3 à 0,8 mm, relativement clairs, constitués d'un silicate d'alumine complètement rétrotransformé en un assemblage de microphyllites + microcristaux de quartz + minéraux opaques cryptocristallins ;
- un fond plus sombre, constitué de microphyllites et de petits cristaux de quartz ;
- un réseau de veinules de 0,1 à 0,5 mm comportant une génération à chlorite + hydroxydes de fer, recoupée par une génération à chlorite + quartz.

Cette composition laisse supposer que cette cornéenne dérive d'une siltite par métamorphisme thermique. À l'Est de la Croix, sur la carte Cluny (Arène *et al.*, 1997), sont figurés en septimus, dans le granite porphyroïde à biotite et avec le symbole h-d'Y, trois panneaux de roches analogues, qualifiées de roches « d'origine indifférenciée » à cause de l'incertitude sur la lithologie du protolithe et sur son âge : dévonien ou dinantien ? Cependant, si la datation du granite porphyroïde à 345 Ma (Viale, 1973) est fiable, cet âge ne peut pas être viséen (cf. tabl. 1).

**γ. Leucogranite de grain fin à moyen, à biotite fréquemment chloritisée et magnétite, en filons et petits stocks.** Comme sur les feuilles adjacentes Paray-le-Monial, Saint-Bonnet-de-Joux, Cluny, Charlieu et Beaujeu, nous avons cartographié des filons et des stocks de leucogranite recoupant les granitoïdes porphyroïdes du batholite du Charollais. Cependant, sur le territoire de la carte Charolles, nous n'avons observé qu'un seul type de leucogranite : un faciès de grain fin à moyen, à biotite et magnétite, totalement dépourvu de mica blanc primaire, analogue au leucogranite du bois de Morphée sur la carte Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971).

Sur le terrain, ce leucogranite se distingue très facilement des autres types de roches magmatiques par deux critères : son caractère très leucocrate, se traduisant par une teinte uniformément rose pâle, et sa texture équi-granulaire, avec un grain fin à moyen, qui est en général de 1 à 2 mm, mais peut atteindre localement 1 cm. Sa texture et sa richesse en quartz le rendent relativement résistant à l'altération supergène de sorte qu'il affleure mieux que les granitoïdes porphyroïdes encaissants et qu'il se retrouve localement en abondantes « pierres volantes » au sein des arènes développées sur ces faciès porphyroïdes mésocrates. Le leucogranite a été exploité pour la pierre dans des carrières aujourd'hui abandonnées, indiquées sur la carte. Les deux principales carrières sont situées :

– l'une dans le bois de la Perrière, à l'Est de la D985, à 2 km au NNW de Saint-Symphorien-des-Bois, au sein du massif de granite porphyroïde à biotite et fréquente amphibole de Dyo (point 8A02 :  $x = 748,80$  ;  $y = 2\ 151,65$ ) ;

– l'autre à l'extrémité sud-ouest du bourg de La Clayette, juste au Sud du cimetière et à l'Est de la D985, au sein du massif de monzogranite porphyroïde à biotite de La Clayette (point 8D29 :  $x = 751,26$  ;  $y = 2\ 144,73$ ).

La carrière de La Clayette permet d'observer, d'une part, un panneau de granitoïde porphyroïde arénisé, situé au toit du stock de leucogranite dans la partie nord de la carrière et, d'autre part, trois caractères particuliers : le leucogranite a une nette fabrique planaire, renferme une grande enclave anguleuse de gneiss et est recoupé, dans la partie orientale de la carrière, par un filon de lamprophyre altéré de direction N55 (cf. plus loin, V).

Une autre carrière abandonnée, située à 350 m au NNW de celle du bois de la Perrière, montre un granitoïde porphyroïde altéré, recoupé par quelques filons de leucogranite de puissance ne dépassant pas 1 m ( $x = 748,60$  ;  $y = 2\ 151,94$ ). Ces filons sont trop minces pour être figurés individuellement sur la carte, mais se trouvent au sein de la « zone à intrusions de leucogranite » qui se situe dans la partie méridionale du massif de Dyo. Dans cette même zone, le leucogranite se trouve surtout en abondants petits blocs, dispersés dans les champs ou utilisés pour la construction de murets en bordure de routes et de champs.

L'étude des lames minces montre que la texture est xénomorphe à hypidiomorphe, parfois orientée (échantillon 8D29) ou partiellement micropegmatitique. Le grain est fin à moyen, soit homogène, soit quelque peu hétérogène comme, par exemple, dans le cas de la carrière du bois de la Perrière où la taille de grain varie entre 1 et 7 mm au sein d'une même lame mince. La fraction quartzo-feldspathique comprend – en proportions à peu près égales – du plagioclase acide, du feldspath potassique et du quartz. Le plagioclase est soit xénomorphe, soit subautomorphe, et présente généralement un zonage de composition auquel se superpose fréquemment un zonage d'altération : le cœur est séricitisé voire parfois maculé de petites taches de feldspath potassique secondaire, tandis que la bordure albitique est limpide ; il renferme parfois de rares paillettes de biotite. Le feldspath potassique, finement perthitique, forme des plages xénomorphes dont les plus grandes peuvent englober de petits cristaux de plagioclase (échantillon 8A02). Le quartz se présente en cristaux xénomorphes à extinction onduleuse et sous-grains locaux ; il peut aussi être en association de type micropegmatite graphique avec du feldspath potassique.

Le caractère hololeucocrate est dû à une très faible abondance de minéraux colorés (1 à 2 % dans la grande majorité des échantillons). Parmi ces derniers nous avons inventorié :

- d'une part, de la biotite, généralement chloritisée, brune dans les rares cas où elle est fraîche, à inclusions sporadiques de zircon et/ou d'apatite ;
- d'autre part, des minéraux opaques, fréquemment au moins aussi abondants que la biotite, parmi lesquels un examen à la loupe permet de distinguer de fréquents octaèdres de magnétite, tandis qu'une détermination minéralogique au microscope binoculaire, faite par P. Jezequel au BRGM-Orléans, a permis d'inventorier non seulement de la magnétite, plus ou moins martitisée (hématitisée), mais encore des hydroxydes de fer (gœthite, limonite) et de la pyrite, en majeure partie hématitisée.

Exceptionnellement, l'indice de coloration est un peu plus élevé (5 à 7 %) dans un faciès qui est leucocrate dans la tradition des granitologues français, alors qu'il est subleucocrate dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973)<sup>4</sup>. C'est le cas du petit stock de granite de grain fin à moyen situé à l'extrémité orientale du massif de Briant. Ce stock affleure juste au Sud de l'étang de Batailly, sous forme d'un bloc erratique sur le flanc est du vallon (point 7C10 : x = 741,23 ; y = 2 145,22) et d'un rocher en place sur le flanc ouest. La roche a une teinte gris rosé. Son étude en lame mince montre une texture hypidiomorphe, avec une taille de grain variant entre 0,2 et 6 mm. Les minéraux colorés comprennent de la biotite, fraîche, de teinte brun-rouge, et de la magnétite.

Cinq échantillons de leucogranites ont fait l'objet d'analyses géochimiques (annexes 3a-c). Leur composition est très siliceuse ( $\text{SiO}_2 = 73,58-77,79 \%$ ), faiblement ferromagnésienne ( $\text{B} = 1,94-5,47 \%$ ) et fortement potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 5,35$  à  $6,02 \%$  et même  $7,59 \%$  dans l'échantillon 8C27 qui est exceptionnellement riche en feldspath potassique, en partie secondaire). L'indice d'aluminosité A/CNK est faible (1,09 à 1,11), ce qui dénote un caractère faiblement peralumineux, corrélé à l'absence de muscovite et à la faible abondance de biotite. Malgré ce caractère très différencié, ces leucogranites sont relativement riches en Th (20-48 ppm), Nb (> 20 ppm), Rb (> 340 ppm, sauf dans 8C27) et U (> 10 ppm). Ils sont en revanche fortement fractionnés en Sr ( $8 \text{ ppm} < \text{Sr} < 78 \text{ ppm}$ ) et Zr (< 125 ppm) (fig. 4). Les teneurs en terres rares ( $36 \text{ ppm} < \Sigma\text{TR} < 124 \text{ ppm}$ ) sont nettement plus faibles que dans les échantillons de monzogranite, en particulier pour les terres rares légères (fractionnement d'allanite et de sphène) entraînant des rapports  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  peu élevés (1,0 - 6,3) ; on note également une forte anomalie en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,45$  ; fig. 5c). Le faciès subleucocrate 7C10, moins siliceux

---

<sup>4</sup> Dans cette nomenclature, l'utilisation du préfixe « leuco » est réservée à un granite dont l'indice de coloration M' (ne prenant pas en compte la tourmaline) est  $\leq 5 \%$  alors qu'elle est élargie à un indice  $M' \leq 7 \%$  dans la tradition des granitologues français.

(SiO<sub>2</sub> = 73,58 %) et plus ferromagnésien (B = 5,5 %), se singularise par une composition en éléments majeurs proche de celle du monzogranite subleucocrate 8D62 (fig. 2a-b et 3). Ses teneurs en Ba (647 ppm), Sr (225 ppm), Th (57 ppm) et ΣTR (292 ppm) sont plus élevées que dans les leucogranites et que dans le monzogranite subleucocrate 8D62 (fig. 4), conférant à cet échantillon un caractère intermédiaire : à affinité de leucogranite par SiO<sub>2</sub> et de monzogranite par sa signature en éléments traces et terres rares (fig. 4 et 5). Bien qu'ils soient dans l'ensemble un peu plus potassiques, ces leucogranites ont des compositions similaires à celles des leucogranites du bois de Morphée (fig. 2a-b, champ BM).

En conclusion, les analyses chimiques confirment le fait que, sur le territoire de la feuille Charolles, nous n'avons inventorié qu'un seul type de leucogranite, génétiquement lié aux granitoïdes subalcalins comme cela est démontré plus loin, dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ». En revanche, à l'échelle régionale, il existe des leucogranites peralumineux – soit à biotite et/ou muscovite, soit plus rarement à tourmaline – intrusifs dans les granitoïdes subalcalins mésocrates du batholite du Charollais ou, localement, dans les roches subvolcaniques à volcaniques du Viséen supérieur, comme cela est le cas sur les territoires des feuilles Cluny (Arène *et al.*, 1980) et Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990).

**Mζ. Enclave de métatexite à biotite et amphibole.** L'enclave gneissique, figurée sur la carte et située en bas de la carrière de La Clayette (cf. *supra*), a une direction N100, une longueur de l'ordre de 10 m et une puissance visible de 1,50 m. La foliation a une direction N155 et un pendage de 60° vers le Nord-Est. L'étude d'une lame mince montre qu'il s'agit d'une métatexite à biotite et amphibole. La roche a une texture rubanée se traduisant par une alternance de lits plus ou moins lenticulaires, de puissance plurimillimétrique à centimétrique, constitués, les uns, de leucosomes granitiques, les autres, de gneiss fin, les deux étant à biotite et amphibole vert pâle. Les leucosomes granitiques ont un grain fin à moyen (≤ 1,5 mm) tandis que le gneiss a un grain plus fin et une texture granolépidoblastique.

**σ<sup>Ly</sup>. Épisyénite à mica blanc.** Cette roche s'est formée à partir d'un leucogranite à grain moyen au cours d'une altération hydrothermale spécifique se traduisant par une dissolution presque totale du quartz et un développement de mica blanc secondaire. Elle constitue un petit corps situé immédiatement sous la couverture mésozoïque, en bordure nord du massif granitique de Briant, juste au Nord d'une ferme (point 7C30 : x = 738,97 ; y = 2 144,47).

Sur le plan macroscopique, cette épisyénite se distingue par une rubéfaction qui lui confère une teinte rougeâtre et, surtout, par sa forte porosité. Un examen à la loupe révèle la présence de paillettes de mica blanc.

L'étude de la lame correspondante montre que cette porosité est due à une dissolution quasi-totale du quartz, conférant à la roche une texture vacuolaire, qui se superpose à la texture hypidiomorphe à grain moyen ( $\leq 4$  mm) du leucogranite originel. Seuls, quelques rares cristaux de quartz xénomorphe subsistent. Le feldspath potassique, xénomorphe, ne semble pas avoir subi d'altération, tandis que le plagioclase, subautomorphe à automorphe et plus ou moins zoné, est criblé de micropaillettes de mica blanc et parfois épigénisé par du feldspath potassique en son cœur. Du mica blanc apparaît en outre en lamelles, parfois « kinkées » ou disposées en petites gerbes.

### **Massif subvolcanique à volcanique de La Chapelle-sous-Dun (Viséen supérieur)**

Ce massif, formé de microgranites porphyriques subvolcaniques et de tufs et laves rhyolitiques associés, apparaît dans l'angle sud-est de la présente carte. Comme le montre le schéma structural, il se situe en bordure occidentale d'une vaste entité, attribuée au Viséen supérieur, qui se développe beaucoup plus largement sur les trois feuilles adjacentes : Cluny à l'Est, Charlieu au Sud et Beaujeu au Sud-Est. En outre, à ce massif se rattache génétiquement un filon de microgranite porphyrique à biotite chloritisée, recoupant le massif de granoïdes subalcalins de Dyo selon une direction N30.

**h<sub>2</sub>μγ. Microgranites porphyriques à biotite, généralement chloritisée, et rare muscovite.** Ils affleurent relativement bien, notamment dans la partie occidentale du massif où se trouve une grande carrière, en pleine activité au moment du levé de la carte (en 2003). Les gradins de la partie méridionale de cette carrière permettent d'explorer en 3D le massif de microgranites viséens et les filons de microgranites très porphyriques de type  $\mu\gamma$  qui le recoupent. Cet ensemble est haché par d'abondantes fractures comportant quelques failles et de nombreuses diaclases ; les plans de fracturation sont localement couverts de placages de fluorine violette et/ou de barytine ou calcite. En dehors des filons, deux principaux faciès sont visibles dans cette partie sud de la carrière :

- un faciès gris, constitué d'une mésostase microgrenue, de teinte gris moyen, dans laquelle sont régulièrement dispersés des phénocristaux de 0,5 mm à 1 cm de long parmi lesquels il est possible de distinguer macroscopiquement les minéraux suivants : des tablettes de plagioclase blanc avec parfois un cœur verdâtre, des tablettes de feldspath potassique rose très pâle, des cristaux arrondis de quartz vitreux et de petites lamelles de biotite ;
- un faciès violacé à rosâtre, dont la texture et la composition modale primaires étaient analogues à celles du faciès gris mais qui ont été modifiées par des phénomènes de fracturation et d'altération hydrothermale ; en effet, ce faciès est rubéfié et sillonné d'un dense réseau de microfractures à remplissage de minéraux hydrothermaux tels que fluorine, épidote, etc. ; les

phénocristaux sont fréquemment microfracturés, les deux feldspaths ont une teinte rose à rouge et la biotite est chloritisée.

Dans le détail ces deux faciès présentent, dans la carrière et sur les affleurements situés au Sud et à l'Est, des variations concernant, d'une part, la proportion et la taille des phénocristaux, et, d'autre part, la présence sporadique de petites enclaves. Un faciès gris-beige, à petits phénocristaux de feldspath rose, constitue le filon de direction N30 qui recoupe le petit massif de granitoïdes porphyroïdes de Dyo. Ce filon affleure à 400 m au Sud-Ouest du centre du bourg de Dyo, en bordure orientale d'une petite route (point 4C05 : x = 487,95 ; y = 2 152,76).

Dans la partie nord de la carrière et plus généralement au Nord du ruisseau du bois des Montille, les microgranites subvolcaniques sont relayés par des tufs et de rares laves rhyolitiques, décrits ci-dessous (h2p). Cependant, à l'extrémité nord-ouest du massif ? réapparaissent des microgranites porphyriques qui se distinguent de ceux de la carrière par un aspect nettement plus grenu dû à une plus grande abondance de phénocristaux et/ou à la texture finement grenue de la mésostase. Globalement, ces variations de faciès sont analogues à celles qui sont décrites dans les notices des cartes géologiques adjacentes : Cluny (Arène *et al.*, 1977), Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990) et Beaujeu (Arène *et al.*, 1982).

L'étude pétrographique de lames minces apporte quelques précisions et compléments sur les textures et les compositions minéralogiques.

Le faciès gris présente une texture microgrenue porphyrique : 20 à 35 % de phénocristaux, isolés ou en petits assemblages polyminéraux, sont enchâssés dans une mésostase microgrenue. En dehors du quartz, les minéraux en phénocristaux présentent des phénomènes d'altération : le plagioclase est plus ou moins opacifié par des produits cryptocristallins et rarement épigénisé par de petits cristaux de fluorine ; le feldspath potassique est parfois envahi par un peu de quartz et/ou de rare calcite ; la biotite est en général complètement pseudomorphosée en chlorite + minéraux de fer et/ou de titane + parfois mica blanc. Dans le cas du filon du point 4C05, les phénocristaux de feldspath potassique présentent des inclusions de plagioclase et de biotite chloritisée. La mésostase est constituée d'un assemblage de quartz + feldspaths + biotite altérée + minéraux opaques.

Le faciès rubéfié et microfracturé se distingue par une texture à tendance cataclastique oblitérant partiellement la texture microgrenue porphyrique primaire. Les phénomènes d'altération des phénocristaux sont qualitativement analogues à ceux du faciès gris, mais quantitativement plus importants. La mésostase est envahie de feldspath potassique secondaire. Les microfractures sont colmatées par des minéraux hydrothermaux : épidote

plus ou moins opacifiée, calcite, fluorine,... Une petite enclave ovoïde de 1 cm de longueur est constituée d'une monzonite quartzifère à grain fin, à biotite chloritisée.

Deux faciès particuliers se trouvent à l'extrémité nord-ouest du massif : l'un est granophyrique, l'autre a une mésostase hypidiomorphe finement grenue.

Le faciès granophyrique, macroscopiquement rose, affleure, d'une part, dans un pré au Sud-Est de la Place (point 8D23 :  $x = 750,86$  ;  $y = 2\ 143,95$ ) et, d'autre part, en bordure orientale de la D985 où il constitue un petit corps intrusif dans le monzogranite porphyroïde cataclaté (8D66 :  $x = 751,30$  ;  $y = 2\ 143,84$ ). Sur des plans de coupe à la scie diamantée, l'observation macroscopique montre une forte proportion de phénocristaux dont la taille varie entre 1 et 8 mm. L'étude des lames minces permet de préciser que cette proportion est de 40 à 50 % et révèle que la mésostase renferme 1) d'abondants assemblages de feldspath potassique + quartz de type micropegmatite graphique, entourant des phénocristaux de quartz ou de feldspaths, et 2) un peu de muscovite en paillettes fibroradiées. En dehors de quelques reliques de teinte brune, la biotite est entièrement chloritisée. Le plagioclase est envahi de minéraux argileux, accompagnés d'un peu de mica blanc secondaire et de calcite dans l'échantillon 8D66. Un réseau de microfissures intra- à intercrystallines apparaît dans l'échantillon 8D23.

Le microgranite porphyrique à mésostase finement grenue (taille de grain  $\leq 1$  mm) affleure au Sud-Est du hameau des Crottes :

- de part et d'autre de la petite route (8D24 :  $x = 751,10$  ;  $y = 2\ 144,05$ ) ;
- dans le talus situé à l'extrémité sud-ouest du tunnel de l'ancienne voie ferrée où il renferme de très petites ( $L \leq 1$  cm) enclaves sombres riches en biotite ( $x = 751,10$  ;  $y = 2\ 413,84$ ).

La longueur des phénocristaux de feldspath y atteint 1,5 cm. L'étude microscopique permet de préciser que la proportion des phénocristaux est de 20 à 30 % et, surtout, que la mésostase a une texture hypidiomorphe et renferme de la muscovite, fibroradiée ou non. Les phénocristaux sont constitués des minéraux suivants : plagioclase à zonage oscillatoire et quartz, tous deux à inclusions de biotite ; feldspath potassique renfermant de petits cristaux de plagioclase ; biotite brune à inclusions d'apatite, partiellement ou totalement chloritisée en général. La mésostase est formée de plagioclase subautomorphe à automorphe, de feldspath potassique et de quartz xénomorphes, de biotite plus ou moins chloritisée et d'un peu de muscovite.

Quatre échantillons de microgranite subvolcanique ont fait l'objet d'analyses chimiques (8D01a-b, 8D24 et 4C05 ; annexes 4a-c). Ces analyses

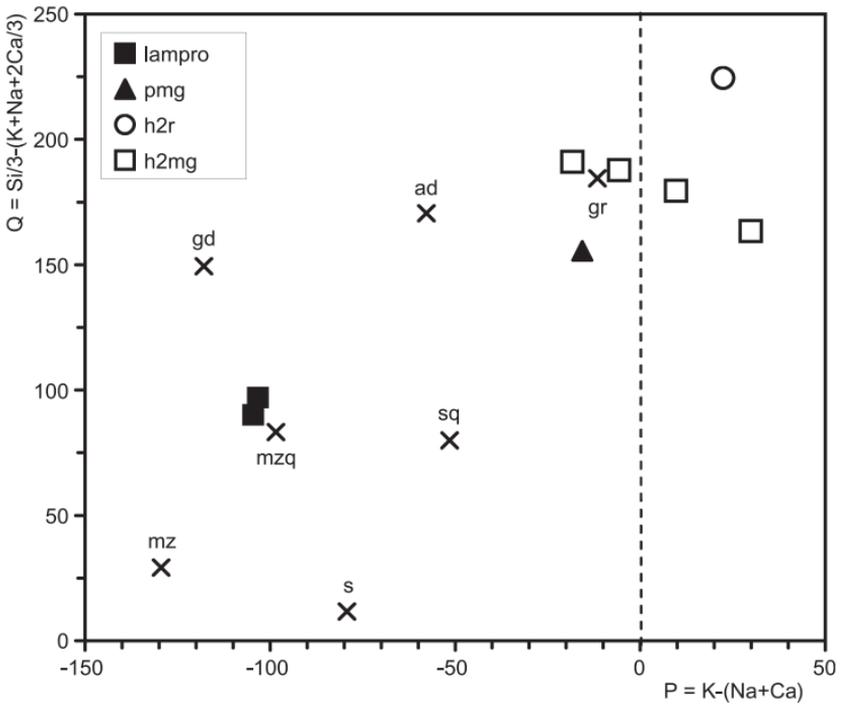
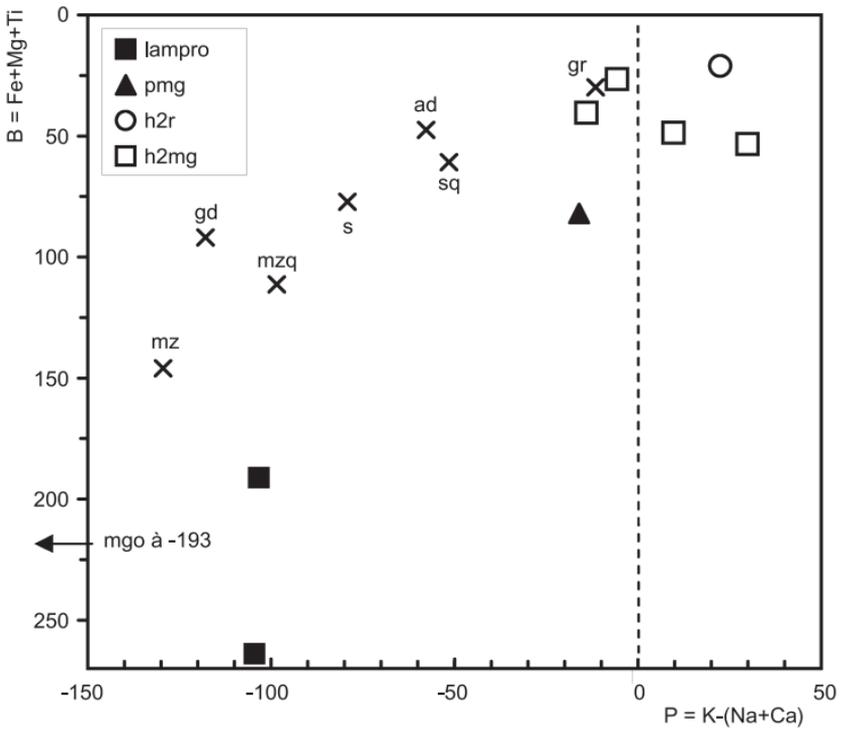


Fig. 6a - Diagramme Q-P pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles



**Fig. 6b - Diagramme B-P pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles**

montrent un caractère acide ( $\text{SiO}_2 = 70,45\text{-}72,50\%$ ) moins marqué que dans le monzogranite 8D62 ( $\text{SiO}_2 = 74,11\%$ ), nettement plus potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 5,01\text{-}6,13\%$ ) que sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 2,84\text{-}3,21\%$ ) et subleucocrate à leucocrate :  $B = 4,8\text{-}9,6\%$  en valeur relative ou  $B = 26,5\text{-}48,6\%$  en valeur absolue (annexe 4a, fig. 6a-b et 7). L'échantillon le plus riche en  $\text{K}_2\text{O}$  (8D01b) correspond au faciès rubéfié dont la mésostase est envahie de feldspath potassique secondaire. Leur composition est proche de celle du granite de référence (fig. 6a-b, fig. 7). La valeur élevée de l'indice d'aluminosité ( $A/\text{CNK} = 1,19\text{-}1,23$  ;  $A > 45$  ; fig. 7) résulte essentiellement de l'altération subsolidus : chloritisation et parfois muscovitisation de la biotite, altération phylliteuse (hydrothermale et/ou météorique) de la mésostase. En dehors de Ba, Sr, Rb (fig. 8) et, dans une moindre mesure, des terres rares (fig. 9a), les teneurs en éléments traces (annexes 4b-c) sont très dispersées (cf. par exemple Th sur fig. 8), ce qui indique une grande hétérogénéité de composition des microgranites de type  $\text{h}_2\mu\gamma$ . Dans les termes les moins siliceux (8D01a-b), les teneurs en Nb (12,7-19,6 ppm), Th (28,5-39,7 ppm ; fig. 8), U (6,8-11,5 ppm), Y (16,6-32,0 ppm), Zr (145-252 ppm) et  $\Sigma\text{TR}$  (198-330 ppm) sont élevées, voisines de celles des échantillons de monzogranite (annexes 3b-c), et se situent dans la gamme des teneurs communément observées dans les magmas subalcalins. Les termes les plus siliceux (8D24, 4C05), sont en revanche appauvris en la plupart de ces éléments (fig. 8), ce qui traduit une atténuation du caractère subalcalin.

**h<sub>2</sub>p. Tufs et laves rhyolitiques.** Ces termes volcaniques apparaissent dans la partie septentrionale de la carrière de La Chapelle-sous-Dun et plus généralement au Nord du ruisseau du bois de Montille.

**Les tufs** sont nettement prédominants sur les laves. Sur le terrain, ils se distinguent – pas toujours facilement – des microgranites porphyriques par une plus petite taille des cristaux. Ces derniers ont une longueur ou un diamètre dépassant rarement 2 mm et sont dispersés dans un fond gris clair, beige ou rosé. En lame mince, la différence est plus évidente : la plupart des cristaux sont brisés et quelques lapilli sont présents localement. Les cristaux, qui représentent 20 à 30 % de la composition en volume, sont constitués de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz. Les lapilli sont des fragments de lave microlitique, porphyrique ou non. Le fond est soudé avec une texture microcristalline dévitrifiée ; il renferme parfois un ou plusieurs des minéraux suivants : de la biotite complètement chloritisée, des sphérolites de feldspath potassique plus quartz, des (hydr)oxydes de fer. Dans certains échantillons la texture primaire est oblitérée par une tendance cataclastique, par une microbréchification ou par un réseau de fissures à remplissage de carbonate ou d'(hydr)oxydes de fer.

L'analyse chimique de l'échantillon 8D40 (annexes 4a-c) montre une composition très acide ( $\text{SiO}_2 = 76,95\%$ ), nettement plus potassique

$K_2O = 5,32$ ) que sodique ( $Na_2O = 2,73$ ), l'index d'aluminosité ( $A = 36$  ; fig. 7) indiquant un rôle peu important de l'altération dans l'origine de la teneur peu élevée en  $Na_2O$ . La faible valeur du paramètre B (3,78 %) reflète le caractère très leucocrate de ce tuf. Sa composition en éléments majeurs est très proche de celle des leucogranites à biotite et plus différenciée que celle des microgranites porphyriques de type  $h_2\mu\gamma$  (fig. 7a-b et 8). Au caractère évolué de ce tuf est associé un fractionnement important de Ba, Sr et V, alors que les teneurs en Th, U, Zr, Hf et  $\Sigma TR$  sont du même ordre de grandeur que celles des microgranites  $h_2\mu\gamma$  les moins siliceux (fig. 8) et globalement plus élevées que dans les leucogranites à biotite (annexes 3b-c). Ce tuf a des teneurs en terres rares légèrement inférieures à celles du microgranite 8D01c et se singularise par sa forte anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,06$  ; fig. 9b), indice d'un fractionnement important de plagioclase. Il présente, d'autre part, une légère anomalie positive en Sn : 8,6 ppm.

Un faciès particulier de **lave** a été observé dans la partie nord de la carrière de La Chapelle-sous-Dun : une rhyolite à texture porphyrique, perlitique et sphérolitique. Les abondantes sphérolites, visibles macroscopiquement, ont une teinte rose pâle et un diamètre de 2 mm à 1 cm ; elles entourent fréquemment un phénocrystal feldspathique et sont dispersées dans un fond gris à rosé. L'étude pétrographique confirme le caractère sphérolitique et porphyrique, et révèle que le fond est formé en majeure partie de perlites de quartz dont le diamètre ne dépasse pas 1,2 mm. Les phénocristaux, qui représentent environ 5 % de la composition modale, ont une taille de 0,5 à 3 mm, sont isolés ou groupés par 2, 3 ou 4 individus et sont constitués de feldspath potassique, prédominant ou de plagioclase. Les sphérolites sont des assemblages fibroradiés de feldspath potassique et de quartz. Les perlites sont constituées de quartz et d'un (hydr)oxyde de fer qui est disposé en arcs de cercle, soulignant leur texture interne.

**Intercalation de siltite microbréchifiée et silicifiée.** Au Nord de l'extrémité nord-ouest de la grande carrière en activité, en bordure orientale de la D985 et juste à l'Ouest d'une petite carrière abandonnée implantée dans un filon de microgranite très porphyrique, les tufs encaissent une petite lentille de siltite microbréchifiée et silicifiée, non figurée sur la carte (point 8D17 :  $x = 750,70$  ;  $y = 2\ 143,20$ ). Il s'agit d'une roche gris sombre, très fracturée et renfermant des veinules lenticulaires de quartz blanc. L'étude de la lame mince correspondante montre une texture microbréchique oblitérant une texture arénitique à petits éléments anguleux de quartz dispersés dans un ciment constitué de microphyllites. La microbréchification se traduit par un réseau de fissures à remplissage de quartz et de microfissures colmatées par des (hydr)oxydes de fer.

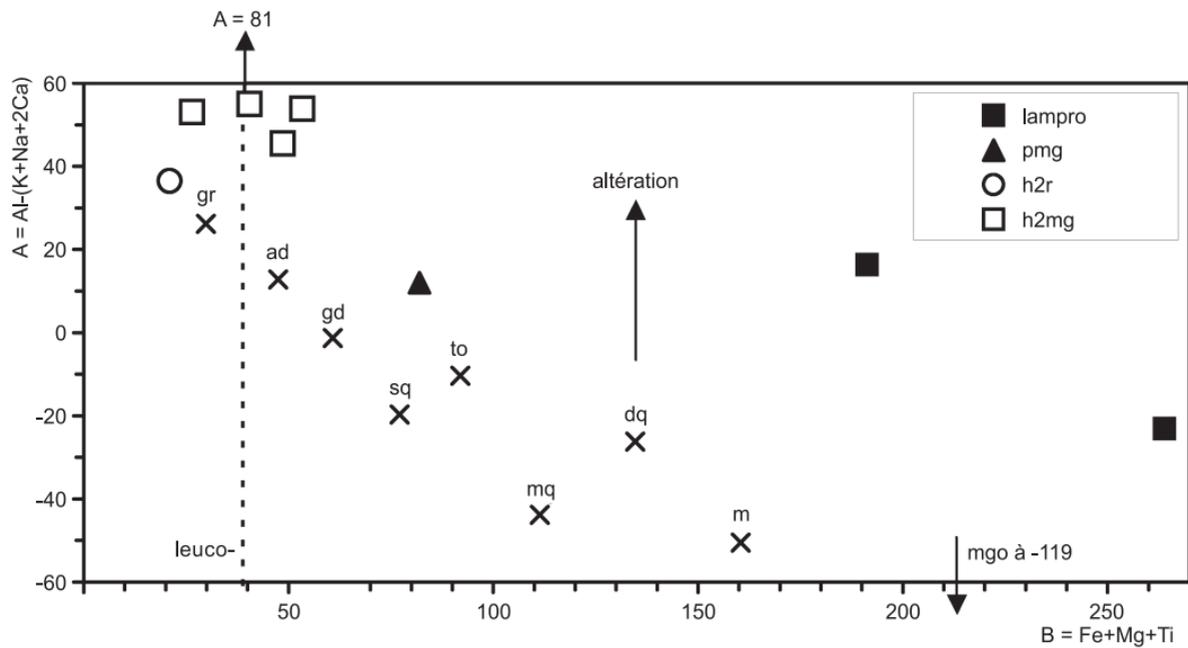
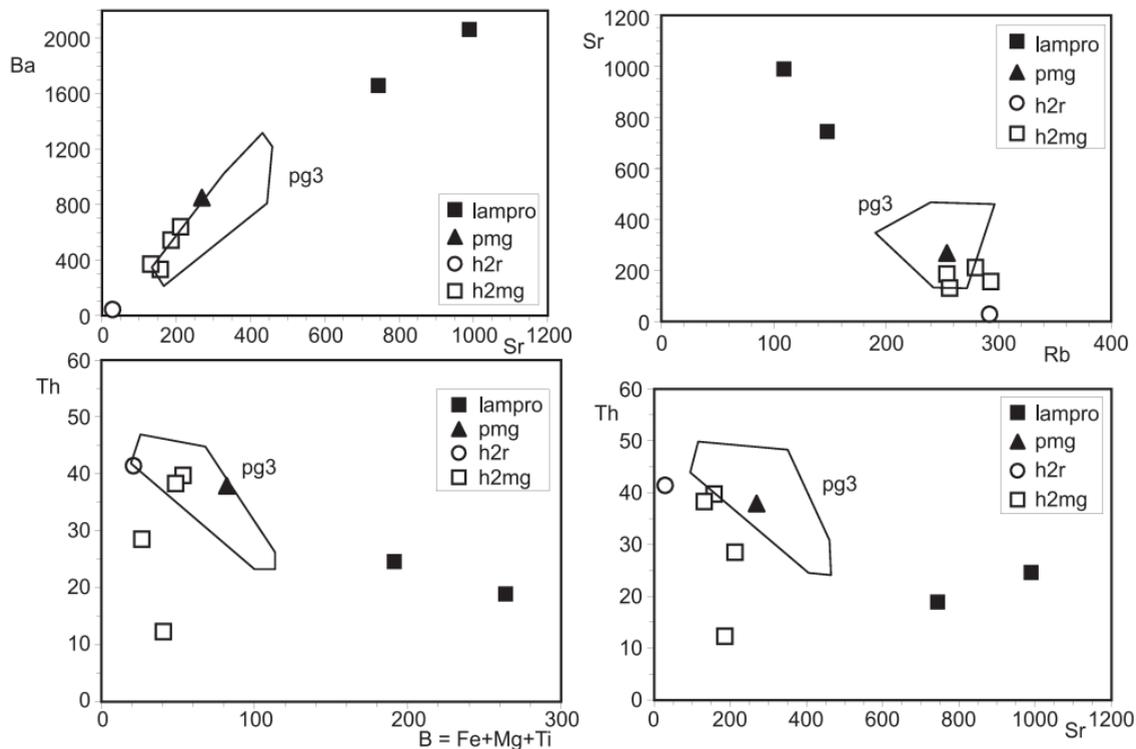


Fig. 7 - Diagramme A-B pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles



**Fig. 8 - Diagrammes Ba-Sr, Sr-Rb, Th-B et Th-Sr pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles**

Polygones pg3 : aires de répartition des échantillons de monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole (p<sup>3</sup>)

Les tufs et laves renferment-ils d'autres intercalations de siltite ailleurs ? C'est probable, mais les conditions d'affleurement ne permettent pas de répondre de façon fiable à cette question.

Ni cette siltite, ni les volcanites étudiées en lames minces ne montrent de traces de métamorphisme de contact, ce qui est compatible avec l'hypothèse selon laquelle ces roches datent du Viséen supérieur et sont postérieures au monzogranite porphyroïde qui se serait mis en place à la limite entre le Viséen et le Tournaisien d'après la datation à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr (Valette, 1973).

### **Filons ou sills de roches subvolcaniques**

En dehors du microgranite porphyrique de type  $h_2\mu\gamma$ , constituant un filon recoupant le petit massif de granitoïdes porphyroïdes de Dyo, les roches subvolcaniques filoniennes de la feuille Charolles comprennent :

- d'une part, des microgranites de deux types : un microgranite très porphyrique à biotite fréquemment chloritisée et un rare microleucogranite à muscovite ;
- d'autre part, de rares lamprophyres à biotite altérée ou à amphibole et biotite (spessartite).

#### **• Microgranites (Stéphanien - Autunien ?)**

$\rho\mu\gamma$ . **Microgranite très porphyrique à biotite fréquemment chloritisée.** Ce microgranite porphyrique se distingue de ceux du massif subvolcanique de La Chapelle-sous-Dun ( $h_2\mu\gamma$ ) par deux critères :

- d'une part, la taille des phénocristaux de feldspaths dont les plus grands dépassent toujours 1 cm, en dehors des « bordures figées », et peuvent atteindre 6 cm de longueur ;
- d'autre part, son mode de gisement en filons ou sills recoupant une ou plusieurs des entités précédentes y compris le massif subvolcanique à volcanique, comme cela est bien visible dans la grande carrière de La Chapelle-sous-Dun.

Il n'est présent que dans la partie la plus orientale de la carte où il constitue un faisceau de filons dont la direction s'organise en deux familles : dans l'une, prédominante, la direction oscille autour de N-S (N15W à N20E), dans l'autre elle varie entre N60 et N80. Ce faisceau filonien recoupe les massifs de granite porphyroïde de Saint-Laurent-en-Brionnais (dans sa partie orientale), de La Clayette et de Dyo, le massif subvolcanique à volcanique de La Chapelle-sous-Dun et probablement aussi certains petits corps de leucogranite. Bien que les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer les relations avec ces corps, nous avons figuré sur la carte deux

filons recoupant le stock de La Clayette par analogie avec les données de la carte de Cluny où J. Arène *et al.* (1977) ont figuré plusieurs filons de microgranite recoupant des stocks de leucogranite aplitique. Les conditions d'affleurement ne permettent pas non plus d'estimer de façon fiable la puissance des filons qui varie vraisemblablement de quelques mètres à une trentaine de mètres.

Dans la grande carrière de La Chapelle-sous-Dun, plusieurs filons de microgranite très porphyrique, de direction N10-20, recoupent les microgranites viséens et/ou les tufs et laves rhyolitiques associés. Le filon le plus important, de direction N20, se trouve en limite orientale de la carrière, mais seule sa partie occidentale est visible, de sorte que sa puissance est difficile à estimer : 20 à 30 m ? Il est constitué d'une mésostase rubéfiée, rouge à violacée, dans laquelle sont dispersés des phénocristaux parmi lesquels il est facile de distinguer macroscopiquement :

- des tablettes de feldspath blanc à rose pâle avec un cœur parfois verdâtre, de 2 mm à 6 cm de longueur ;
- des cristaux arrondis de quartz vitreux, de diamètre ne dépassant pas 1 cm ;
- des lamelles de biotite, presque toujours chloritisée, de 1 à 5 mm de longueur.

En outre, la roche renferme parfois de petites enclaves à grain fin, constitué d'un assemblage de minéraux de teinte soit rose, soit verte, et l'ensemble est recoupé par un réseau de fissures à remplissage de minéraux blancs ou verts.

À l'extrémité nord-est de la carrière, l'altération supergène a transformé le microgranite du même filon en une isaltérite, c'est-à-dire en un microgranite arénisé qui a conservé sa texture porphyrique mais se désagrège très facilement. Dans la partie nord-ouest de la carrière, un autre filon, de direction N10, recoupe les tufs et les laves du Viséen supérieur. La longueur des tablettes feldspathiques ne dépasse pas 1,5 cm à cause d'une épaisseur plus faible du filon, et le microgranite a une mésostase gris-beige et renferme quelques petites enclaves sombres porphyriques. Vers le Nord, le même filon se retrouve dans une petite carrière abandonnée, située en bordure orientale de la D985 et déjà signalée ci-dessus à cause de la présence d'une lentille de siltite microbréchifiée juste à l'Ouest (point 8D17 :  $x = 750,70$  ;  $y = 2\ 143,20$ ). En limite ouest de cette carrière, se trouve un faciès rose dont les phénocristaux ont une taille variant entre 0,2 et 5 mm ; ce faciès correspond à une « bordure figée » due à un refroidissement rapide par effet de paroi froide.

Sur le terrain, le microgranite très porphyrique ne se distingue pas toujours facilement du monzogranite porphyroïde, notamment lorsque ces deux types

de roches sont très fracturés comme cela est le cas dans la zone cataclasée située à l'extrémité méridionale du massif de La Clayette. Dans cette zone, seuls des affleurements exceptionnels permettent de distinguer aisément les deux types de roches. L'un de ces affleurements, déjà signalé ci-dessus (cf. description de  $\rho\gamma^3$ ), se trouve en rive droite du Sornin, en bas du talus ouest de l'ancienne voie ferrée, à environ 15 m au Nord d'un tunnel (point 8D25 :  $x = 751,18$  ;  $y = 2\ 144,21$ ). Il permet d'observer un filon de direction N170, constitué d'un microgranite porphyrique de teinte rouge, très fracturé mais non affecté par la cataclase, recoupant un monzogranite cataclasé de teinte grise, dont le caractère porphyroïde est bien visible localement, là où de grandes tablettes de feldspath potassique sont microfissurées mais ont conservé leur forme, leur taille et leur teinte rose spécifiques. L'endocontact est marqué par une « bordure figée », analogue à celle qui est décrite ci-dessus, tandis que l'exocontact (du côté encaissant) est marqué par une microbréchification qui traduit une « intrusion en force » du microgranite dans le monzogranite porphyroïde cataclasé.

Les études de lames minces apportent quelques précisions et compléments sur la texture et la composition minéralogique. Les phénocristaux, qui représentent 20 à 35 % de la composition modale, sont généralement isolés ou parfois accolés en petits amas mono- ou polyminéraux. Leurs caractères microscopiques sont les suivants : le plagioclase est fréquemment sali et plus ou moins opacifié par des produits cryptocristallins ; le feldspath potassique, moins abondant que le plagioclase, est parfois *pro parte* en association de type micropegmatite graphique avec du quartz, notamment dans le cas de la « bordure figée » du point 8D17 ; le quartz présente fréquemment des golfes de corrosion ; la biotite est entièrement chloritisée dans tous les échantillons étudiés, sauf dans le cas de la « bordure figée » du point 8D25 qui renferme quelques reliques de biotite brune. La mésostase est constituée d'un assemblage, microgrenu à cryptocristallin, de quartz + feldspaths + biotite chloritisée. Les minéraux accessoires sont de l'apatite et plus rarement de l'allanite (8D25). Le faciès fracturé et rubéfié du principal filon de la carrière de La Chapelle-sous-Dun (échantillon 8D01d) présente les particularités suivantes : d'une part, quelques phénocristaux de plagioclase sont épigénisés par un peu d'épidote et, d'autre part, les fissures sont colmatées par du quartz.

Les petites enclaves, arrondies, des filons de cette même grande carrière sont constituées de deux types de roche :

- une monzonite quartzifère à grain fin (environ 0,5 mm en moyenne) à biotite chloritisée, dans le filon oriental ;
- une lave rhyolitique porphyrique à biotite chloritisée, au sein du filon qui recoupe les tufs et laves dans la partie nord-est de la carrière.

La monzonite quartzifère est légèrement porphyrique par suite de la présence d'environ 5 % de phénocristaux de plagioclase. Comme le microgranite rubéfié encaissant, elle est microfracturée et a subi une altération hydrothermale se traduisant par un développement de minéraux secondaires aux dépens de silicates primaires ou en remplissage des microfractures. La lave rhyolitique provient probablement de l'encaissant volcanique.

L'échantillon 8D01c a fait l'objet d'une analyse chimique (annexes 4a-c). Sa composition ( $\text{SiO}_2 = 68,64 \%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 5,20 \%$  et  $\text{B} = 14,7 \%$ ) est celle d'un microgranite monzonitique mésocrate, voisine (sauf pour  $\text{MgO}$ , plus élevé) de celle de l'échantillon de monzogranite 7C17 (annexe 3). Cette composition s'écarte significativement de celle des microgranites viséens de type  $\text{h}2\mu\gamma$ , plus siliceux et leucocrates (fig. 6a-b et 7). L'indice d'aluminosité  $A/\text{CNK}$  (1,04) et le paramètre  $A$  ( $= 12$  ; fig. 7) sont peu élevés, ce qui traduit l'absence d'un effet notable de l'altération sur la composition chimique de ce microgranite. Les teneurs en Ba (850 ppm), Sr (269 ppm), Th (37,9 ppm), U (10,7 ppm), V (43 ppm), Y (20 ppm) et Zr (238 ppm) ainsi qu'en terres rares ( $\Sigma\text{TR} = 242,9$  ppm) sont plus élevées (Ba, Sr) ou de l'ordre de grandeur de celles des monzogranites et des microgranites  $\text{h}2\mu\gamma$  les moins siliceux (fig. 8 et 9b). Elles sont spécifiques de magmas subalcalins.

$\mu^{\text{L}}\gamma$ . **Microleucogranite à muscovite.** Ce type de microgranite n'a été observé que sous forme d'un seul filon, de direction N145, recoupant le massif de monzogranite porphyroïde à biotite de Saint-Albin. Sur le terrain, il se distingue, très facilement, de tous les autres microgranites par son caractère hololeucocrate, par la petite taille ( $\leq 2,5$  mm) et la faible proportion (2 à 3 %) de phénocristaux et par la présence de lamelles de muscovite parmi ces phénocristaux.

Il affleure en deux points :

- d'une part, dans une petite carrière abandonnée, indiquée sur la carte et située dans un pré au Nord du hameau de la Varenne (point 7B03 ; x : 744,87 ; y : 2 148,82) ;
- d'autre part, à 300 m au Nord-Ouest de cette carrière, dans le talus d'une piste forestière.

Dans les deux cas, l'encaissant est un monzogranite porphyroïde arénisé. La carrière montre que le filon a une puissance de l'ordre de 2 m et est constitué d'un microleucogranite recoupé par un réseau de veinules siliceuses. L'étude de la lame mince correspondante montre que la mésostase est microgrenue (grain  $\leq 40 \mu\text{m}$ ) et comprend du quartz, du plagioclase séricitisé, du feldspath potassique et un peu de muscovite. Les petits phénocristaux sont constitués de plagioclase acide, de feldspath potassique,

de quartz et de muscovite. Les veinules ont une puissance  $\leq 0,3$  mm et sont formées uniquement de quartz.

Ce microleucogranite présente de nombreuses analogies avec celui qui constitue les filons acides les plus tardifs au sein du batholite granitique polyphasé de Luzy, dans le Morvan, et qui a été distingué cartographiquement sur les feuilles Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001) et Toulon-sur-Arroux (Chèvremont *et al.*, 2006). Les analyses chimiques réalisées dans le cadre de ces deux cartes confirment leur caractère très acide ( $\text{SiO}_2 = 72$  à  $75$  %) et hololeucocrate ( $B = 2,6$  à  $3$  %), et révèlent un caractère très alumineux se traduisant par un indice d'aluminosité élevé :  $A/CNK = 1,25$  à  $1,43$  %. Le caractère magmatique très évolué se traduit également par de fortes anomalies positives en Li, Rb, Nb et Ta, et par des anomalies négatives en éléments incompatibles tels que Sr, V, Co, Cr et Ni.

#### • **Lamprophyres (Stéphanien – Autunien)**

Trois filons de lamprophyres ont été inventoriés et figurés sur la carte, mais il existe fort probablement d'autres filons qui pourraient être découverts lors de travaux anthropiques tels que l'ouverture de carrières, la réalisation de nouvelles routes ou de fondations de constructions, etc. Il s'agit de roches microgrenues ou finement grenues, fréquemment porphyriques, de chimisme basique à intermédiaire, riches en silicates ferromagnésiens hydroxylés (biotite et/ou amphibole) ce qui leur confère une teinte sombre lorsqu'ils sont frais.

**V. Lamprophyre à biotite altérée.** Ce lamprophyre, de type minette, constitue deux des trois filons inventoriés :

- l'un est visible dans la carrière abandonnée située juste au Sud du cimetière de La Clayette (point 8D29 :  $x = 751,26$  ;  $y = 2\ 144,73$ ) ;
- l'autre apparaît sous forme d'une petite barre rocheuse de direction N-S, située sur la rive gauche (ouest) d'un ruisseau à 900 m à l'Ouest du bourg de Briant (point 7C27 :  $x = 738,75$  ;  $y = 2\ 148,28$ ).

Le premier recoupe le stock de leucogranite de La Clayette en ayant une direction N55, un pendage subvertical de  $80^\circ$  vers le Nord-Ouest et une puissance de l'ordre de 2,50 m. Il est constitué d'une roche altérée, proche d'une isaltérite, de teinte brun rouille, dans laquelle d'abondantes paillettes de biotite mordorée sont visibles macroscopiquement. L'étude pétrographique montre une texture hypidiomorphe à grain fin ( $< 1$  mm pour la majorité des cristaux) et la composition minéralogique suivante : plagioclase subautomorphe à automorphe, plus ou moins envahi de feldspath potassique secondaire ; feldspath potassique (en partie primaire ?) et quartz interstitiels au plagioclase ; abondante (15 à 20 %) biotite de teinte brun orangé, plus ou moins décolorée ; minéraux accessoires comprenant des hydroxydes de fer et

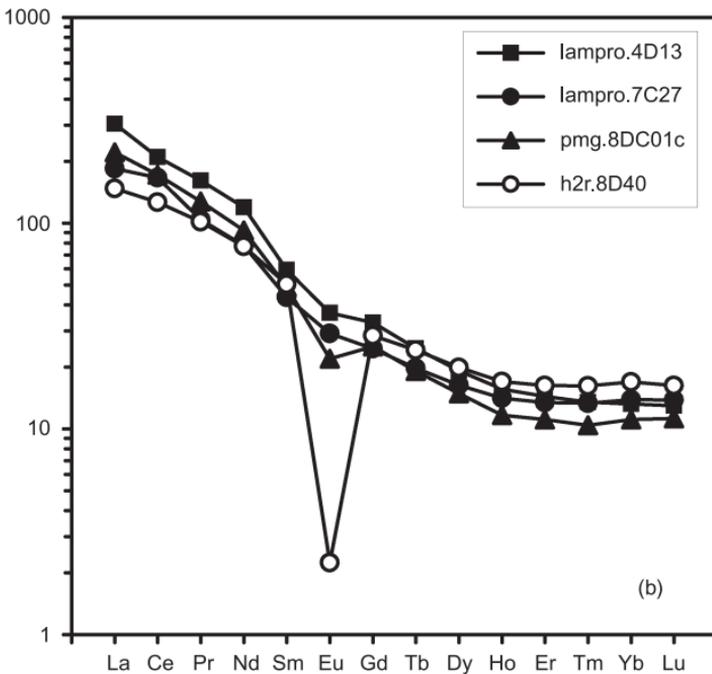
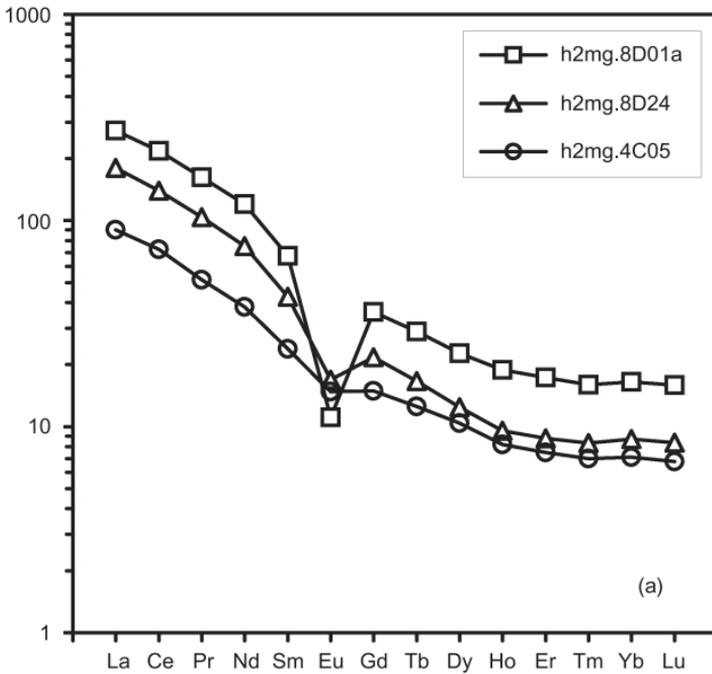
un probable silicate ferromagnésien (olivine ou orthopyroxène ?), complètement rétromorphosé en talc.

Le second recoupe le monzogranite porphyroïde du massif de Briant selon une direction qui est probablement celle, N-S, de la barre rocheuse correspondante. Cette barre est constituée d'une roche microgrenue de teinte gris clair légèrement violacé. L'étude de la lame mince correspondante montre une texture microgrenue très faiblement porphyrique : 1 à 2 % de petits phénocristaux ( $\leq 1$  mm) sont sertis dans une mésostase à grain très fin. Les phénocristaux sont constitués des minéraux suivants : quartz, biotite chloritisée, probable clinopyroxène pseudomorphosé en épidote. La mésostase est formée de fines lattes de plagioclase relativement frais, de feldspath potassique, de quartz, de biotite chloritisée et de leucoxène accessoire.

Une analyse chimique (échantillon 7C27, annexes 4a-c) montre qu'il s'agit d'une roche intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 57,22$  %), qui se distingue de la micromonzodiorite quartzifère par un caractère nettement moins potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 3,36$  contre  $5,35-6,59$  %) et moins magnésien ( $\text{MgO} = 3,97$  % contre  $5,20-5,95$  %). Dans le diagramme Q-P (fig. 6a), ce lamprophyre présente une composition voisine de la monzodiorite quartzifère de référence, dont il se distingue cependant par une abondance plus élevée de minéraux ferromagnésiens, spécifique des lamprophyres. Celle-ci contrôle des teneurs élevées en Cr (103 ppm) et Zn (67 ppm). Les fortes teneurs en Ba (2 064 ppm) et Sr (989 ppm) (fig. 8) indiquent une activité élevée de ces éléments dans le magma, associée à une solubilité marquée du zircon ( $\text{Zr} = 207$  ppm) et des minéraux porteurs de Th (24,6 ppm ; fig. 8) et de terres rares ( $\Sigma\text{TR} = 222$  ppm). Le spectre de terres rares (fig. 9b), peu différent de ceux des monzonites quartzifères, se caractérise cependant par un rapport  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  un peu moins élevé (13 contre 23 à 40 dans ces derniers).

**va. Lamprophyre à amphibole et biotite (spessartite).** Il constitue un filon de direction N30 qui recoupe le massif de monzonite quartzifère porphyroïde de Dyo. Sur la carte, ce filon est figuré comme étant accolé à un filon de microgranite très porphyrique, mais cette configuration n'est pas certaine car le filon basique apparaît uniquement sous forme de petites boules dispersées dont la longueur ne dépasse pas 50 cm (point 4D13 :  $x = 749,10$  ;  $y = 2\ 153,64$ ).

En dehors de la présence d'amphibole, ce lamprophyre se singularise par la texture microlitique et équante de sa mésostase. Cette dernière est en effet constituée de fines lattes de plagioclase zoné et de petits prismes d'amphibole brune, sans orientation préférentielle, et d'un peu de quartz, dispersés dans un fond altéré comprenant du feldspath potassique, des (hydr)oxydes de fer et un peu de pyrite disséminée. Les phénocristaux, peu abondants et de petite taille



**Fig. 9 - Spectres des terres rares normalisées aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) pour les échantillons de microgranites porphyriques, de tuf rhyolitique et de lamprophyres de la feuille Charolles**

(1 à 4 mm), sont formés, d'une part, de quartz arrondi et ourlé d'un liseré d'amphibole fibreuse vert pâle et, d'autre part, d'une amphibole brune en grande partie rétomorphosée en une amphibole vert pâle.

Une analyse chimique (4D13, annexes 4a-c) montre une composition nettement différente de celle de la micromonzodiorite quartzifère à amphibole et biotite (8D25 et 8D27). En effet, sa composition est plus basique ( $\text{SiO}_2 = 55,49\%$ ), plus ferromagnésienne ( $\text{MgO} = 6,86\%$  ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} = 6,63\%$ ) et calcique ( $\text{CaO} = 4,99\%$ ), et moins potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 3,37\%$  contre  $5,35\text{-}6,59\%$  dans la micromonzodiorite quartzifère). Dans les diagrammes des figures 6a-b et 7, sa composition, modifiée par l'altération ( $\text{PF} = 2,78\%$ ), correspond à celle d'un monzogabbro plus magnésien que le monzogabbro de référence ( $\text{MgO} = 3,5\%$ ). Cette composition basique se traduit également par des teneurs élevées en Cr, Ni, V et Zn. Les teneurs en éléments lithophiles Ba (2 064 ppm), Sr (989 ppm), Th (18,9 ppm), Y (28,1 ppm), Zr (225 ppm) et  $\Sigma\text{TR}$  (310 ppm ;  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 23$ ) sont plus élevées que dans le lamprophyre 4D13 (fig. 8 et 9b). Elles s'apparentent à celles rencontrées dans les magmas basiques à intermédiaires d'affinité subalcaline.

En ce qui concerne les éléments traces, le tableau suivant (teneurs en ppm) permet de comparer les deux types de lamprophyres à la micromonzodiorite quartzifère  $\mu\eta_{\text{q}}^{\text{M}}$  :

	Éch.	Co	Cr	Cs	Ni	Rb	Th	U	V	Zr	$\Sigma\text{TR}$
v	7C27	19	103	3	32	109	25	6	148	207	223
v <sub>a</sub>	4D13	28	330	14	175	148	19	5	127	225	310
$\mu\eta_{\text{q}}^{\text{M}}$	8D25	25	405	98	189	623	40	12	112	439	365
	8D27	21	310	40	146	346	83	18	95	455	372

## Zones silicifiées sous ou à la base de la couverture mésozoïque

Localement, une silicification affecte 1) le socle granitique varisque, arénisé ou non, juste sous la base, érodée ou non, de la couverture sédimentaire mésozoïque et/ou 2) la base de cette couverture. Dans certains cas, à la limite socle/couverture, se trouve une roche consistant en des fragments anguleux, mono- ou polyminéraux de granite dispersés dans un ciment siliceux ; l'origine de cette roche silicifiée est parfois ambiguë : arène granitique, plus ou moins remaniée, ou arkose ?

$\gamma\text{Si}$ . **Arène ou microbrèche granitique silicifiée, silcrète.** Une microbrèche, constituée de fragments anguleux de granitoïde porphyroïde, noyés dans un ciment de silice cryptocristalline, se trouve au sommet de la

colline du bois de la Brosse Ronde, située au Nord de la ferme des Révillet, à 1 km à l'WNW du bourg de Dyo (point 4C11 :  $x = 748,35$  ;  $y = 2\ 143,30$ ). Le reste de la colline est composé d'une arène de granitoïde porphyroïde, en limite occidentale du massif de Dyo. Dans ce cas, il ne fait aucun doute qu'il s'agit d'une carapace siliceuse sommitale, analogue à celles qui couronnent des collines dans la partie occidentale de la feuille Toulon-sur-Arroux (Chèvremont *et al.*, 2006) où elles se sont développées aux dépens de granites porphyroïdes du batholite de Luzy.

Cette microbrèche se trouve en place au sommet de la colline et sous forme de blocs dans la formation superficielle du versant septentrional. L'observation macroscopique montre un ciment gris clair, cryptocristallin, englobant des éléments anguleux de 1 mm à plusieurs cm de longueur, constitués de fragments de granitoïde porphyroïde ou - plus fréquemment - de débris monominéraux de ce granite, incluant notamment d'abondants débris de cristaux de feldspath potassique rose pâle. L'étude d'une lame mince permet de préciser que ces éléments sont formés d'un ou plusieurs des minéraux suivants : feldspath potassique ; plagioclase séricitisé ; quartz à extinction fortement onduleuse ; biotite généralement décolorée et partiellement ferruginisée, fréquemment envahie de silice cryptocristalline le long des clivages ; sphère opacifié et oxydes de fer et/ou titane, accessoires.

**Faciès silicrète.** Des roches silicifiées apparaissent également à l'Est et au Nord-Est de Saint-Symphorien-des-Bois, en limite nord du massif de granite porphyroïde de La Clayette. À l'extrémité septentrionale de ce massif, à l'Ouest de la ferme de Bœuf, elles constituent une barre claire, bien visible dans le paysage, située à la limite entre le soubassement de granite porphyroïde, en majeure partie arénisé et des grès du Trias (tG). L'extrémité sud de cette barre est facilement accessible depuis les Charbonnets (point d'échantillonnage 8B14 :  $x = 751,30$  ;  $y = 2\ 150,85$ ). Plus au Sud-Est, un chaos de blocs de roche silicifiée se trouve dans une zone d'allongement N160° située dans la partie la plus élevée ( $z \text{ } \varnothing \text{ } 450 \text{ m}$ ) du bois de Drée ; ce chaos alimente en blocs la formation de versant qui se trouve sur le flanc oriental de la colline, dans les Brosses des Vernes et qui masque le substratum granitique.

On observe dans cette barre les faciès suivants :

– à la base de la barre, au point d'échantillonnage 8B14, se trouve une roche rose qui ressemble à un granite altéré. L'observation macroscopique permet de distinguer des cristaux typiques d'une paragenèse granitique : feldspath potassique rose, plagioclase argilisé blanc laiteux, quartz vitreux et biotite. Sur des plans de coupe à la scie diamantée, l'observation à la loupe révèle la présence de minéraux blancs interstitiels aux précédents. L'étude de la lame mince correspondante (8B14a) montre que ces minéraux blancs sont du quartz cryptocristallin et de la barytine lamellaire dont l'assemblage constitue un

ciment liant entre eux les débris de granoïde composés d'un ou plusieurs des cristaux précédents. La proportion de ciment varie au sein de la lame et est de l'ordre de 30 à 40 % en moyenne. La biotite est soit fraîche, de teinte brune, soit plus ou moins altérée, l'altération se traduisant par un ou plusieurs des phénomènes suivants : décoloration, développement de feldspath et/ou de silice le long des clivages. Ce faciès caractérise une arène granitique silicifiée ;

– vers le haut de la barre, au-dessus de cette roche rose se trouve un faciès nettement différent, constitué d'un abondant ciment de silice amorphe, de teinte vert d'eau à beige clair, ennoyant des débris de granoïdes répartis de façon très irrégulière. Il présente par endroits de fines lamines millimétriques en forme de « coiffes » au sommet de certains éléments. L'étude pétrographique d'un échantillon (8D14b) montre qu'il s'agit d'une arkose à ciment siliceux ou silicifié. En effet, la roche a une texture arénitique à éléments anguleux à légèrement arrondis, non classés, dispersés dans un ciment de silice cryptocristalline. Parmi les éléments, se trouve un petit galet de leucogranite à grain fin de 2 mm de longueur, le reste étant constitué de minéraux provenant d'un granoïde porphyroïde : feldspath potassique et quartz largement prédominants, plagioclase séricitisé et biotite, zircon accessoire.

Il semble donc que l'on observe ici, au-dessus d'un socle arénisé silicifié, le développement d'une silcrète qui pourrait correspondre aux silicifications de l'« Infralias » qui se développent plus à l'Ouest sur la feuille Charolles (cf. ci-après).

## Secondaire

(fig. 10, hors-texte : « Log lithostratigraphique pour le Secondaire »)

## Transgression mésozoïque, terrains anté-sinémuriens

La distribution des faciès anté-sinémuriens de la feuille Charolles reflète la progression de la transgression mésozoïque sur le socle varisque. Du Nord-Est vers le Sud-Ouest, les dépôts du Trias et du Rhétien - Hettangien s'amenuisent pour disparaître, tout en montrant une distribution géographique complexe entrecoupée de lacunes de dépôt (aussi, peut-être, d'érosion). Les terrains « classiques » du Trias à l'Hettangien sont accompagnés et progressivement relayés, vers le Sud-Ouest, par des faciès particuliers uniformes et diachrones, regroupés sous l'appellation « Infralias ». L'ensemble est ensuite cacheté par des dépôts de mer ouverte au cours du Sinémurien.

## Trias

tG, tA. **Arkoses quartzitiques de grain fin à grossier (Trias gréseux) ; argiles dolomitiques et marnes bariolées, vertes et lie-de-vin (Trias argileux) (0 à 60 m).** Les formations triasiques, qui comprennent les grès de base (tG) et les argiles et marnes sus-jacentes (tA)

affleurent principalement dans le quart oriental de la feuille. Elles s'amenuisent très rapidement par variations d'épaisseurs brutales en allant vers l'Ouest et le Sud, pour disparaître complètement dans le centre sud de la feuille. L'épaisseur totale du Trias atteint son maximum (environ 60 m) au Nord-Est, dans la région de Marcilly-la-Gueurce, pour disparaître (0 m) dans la région de Saint-Christophe-en-Brionnais – Briant – Frontigny (centre sud de la feuille). L'épaisseur de 60 m correspond à l'addition des épaisseurs du Trias gréseux et du Trias argileux qui n'affleurent cependant jamais en superposition avec leurs épaisseurs maximales. En l'absence de faune et bien que L. Courel (1970) ait rattaché les grès de base et les argiles bariolées respectivement au Muschelkalk et au Keuper, nous avons préféré adopter des notations de faciès tG (Trias gréseux) et tA (Trias argileux) pour ces formations qui constituent des unités cartographiques.

**tG. Trias gréseux (0 à 35-40 m).** Le Trias gréseux est d'épaisseur très variable. Il s'amenuise progressivement vers le Sud et l'Ouest, passant de 35-40 m, vers Marcilly-la-Gueurce, à 10-20 m, vers Saint-Symphorien-des-Bois, pour disparaître au Sud et à l'Ouest. Il n'affleure que dans une frange orientale située entre Marcilly-la-Gueurce (au Nord) et Saint-Symphorien-des-Bois - Baubigny (au Sud). Vers sa terminaison sud, on le voit reposer sur le socle granitique du Charollais (Est de Saint-Symphorien-des-Bois).

**Lithologie.** Le faciès est une arkose de couleur grise à tendance quartzitique, de grain peu évolué, fin à grossier, non classé. Les grains de quartz sont fusionnés, coalescents, avec recristallisation siliceuse locale, ce qui procure à la roche une grande dureté. On observe localement des pores intergranulaires de même taille que les grains, dans lesquels les faces de grains sont enduites de produits argileux feuilletés de couleur marron. Des cristallisations de quartz automorphe, géodique, se produisent dans certains de ces pores, aux dépens des grains détritiques. Les feldspaths sont généralement blanchis et effrités. Des poches non consolidées peuvent localement s'observer. Au Sud-Est de Mans (x = 750,70 ; y = 2 153,55) on observe quelques géodes de fluorite violette gemme, en cubes millimétriques, dans un grès quartzitique brun.

**tA. Trias argileux (0-20 m).** Le Trias argileux affleure sporadiquement en fenêtres d'érosion, souvent limitées par des failles, au sein des grès rhétiens, à l'intérieur d'une vaste frange située à l'Ouest du Trias gréseux et à proximité des boutonnières de socle, entre Marcilly-la-Gueurce (au Nord) et Saint-Laurent-en-Brionnais (au Sud). Vers l'Ouest, dans la région de Briant – Frontigny, le Trias argileux disparaît.

**Lithologie.** C'est généralement une argile versicolore plus ou moins marneuse, rouge et verte, parfois massive et uniformément rouge sombre, plus ou moins carbonatée. Elle peut reposer directement sur le socle, parfois par

l'intermédiaire d'une semelle d'« Infralias » ; elle est souvent injectée dans des failles ou bordée par des accidents, en contact tectonique avec d'autres formations ; curieusement, son contact avec les grès du Trias sous-jacents est partout tectonique.

Au Sud-Est de Saint-Julien-de-Civry, au lieu-dit Terre Noire, une argile versicolore (quelques mètres visibles), repose, par l'intermédiaire d'une semelle carbonatée d'épaisseur plurimétrique contenant des baguettes d'orthose rose d'aspect très frais, sur un granite altéré de grain grossier de faciès « dent de cheval » avec des baguettes d'orthose de 4 cm. On voit qu'ici le faciès du Trias gréseux a disparu : il est relayé par un faciès attribué à l'« Infralias » (cf. infra) sous-jacent au Trias argileux.

**Paléogéographie locale des dépôts triasiques.** Dans l'Est de la feuille, des variations d'épaisseur et de lithologie au sein des formations triasiques, dont les faciès restent par ailleurs constants (argiles versicolores et grès arkosiques indurés), s'observent, du moins en partie, à l'aplomb des accidents NNW-SSE. Ces observations paraissent témoigner d'un contrôle tectonique synsédimentaire des dépôts triasiques et indiquent qu'une telle direction, pourtant réputée d'âge Oligocène (cf. chapitre « Structuration tectonique »), était déjà préfigurée à l'époque de la distension triasique.

**t7. Grès fins, blonds, feldspathiques, à dragées de quartz, figures sédimentaires, poches d'argiles rouges, argiles vertes, argiles noires à coquilles (Rhétien) (0-35 m).** L'épaisseur des grès rhétiens est très variable ; les passées d'argile, en poches ou en minces lentilles, ne contribuent pas à l'épaisseur nominale de la série : de 35 m à Saint-Symphorien-des-Bois (Courel, 1970), les grès rhétiens se stabilisent vers 10-12 m dans une bande allongée N-S de Civry à Saint-Laurent-en-Brionnais, mais finissent par disparaître quasi complètement, eux aussi, dans le centre sud de la feuille, où ils ne subsistent qu'à l'état de quelques rognons et lanières métriques à décamétriques dispersés dans les formations de l'« Infralias » (région de Saint-Christophe-en-Brionnais – Briant – Frontigny – Les Forges). Les grès du Rhétien couvrent de grandes surfaces dans l'Est et le centre de la feuille. Ils affleurent en auréoles étendues autour des boutonnières de socle, selon une distribution plus vaste que celle des grès de base et des argiles du Trias. Ils sont rarement en contact stratigraphique avec les formations du Trias sous-jacents, plus fréquemment en contact direct avec le socle, localement par l'intermédiaire d'une semelle d'argile triasique et/ou d'« Infralias ».

**Lithologie.** À l'affleurement, le faciès principal est celui des grès blonds feldspathiques. C'est une roche généralement assez tendre, essentiellement siliceuse de grain fin à moyen. Les grains roulés, millimétriques, d'usure homogène, présentent généralement un degré de classement poussé. Le quartz est translucide, de couleur jaune miel ; le feldspath, blanchi, forme de

petits grains clairs dispersés. La roche, plus ou moins consolidée, est assez poreuse, litée en petits bancs à nombreuses figures sédimentaires : laminations, petites rides, « herring bones » à sommet tronqué, stratifications obliques. Localement, et surtout dans la partie inférieure, des cordons de passées grossières ou conglomératiques à dragées de quartz, soulignent des stratifications chenalisantes. Quelques nodules calcédonieux peu usés, provenant de l'« Infralias », ainsi que quelques lentilles de calcaire gréseux inframétriques (ces dernières à l'Est du château de Moleron :  $x = 750,75$  ;  $y = 2\ 158,86$ ), sont emballés dans les grès. La roche, bien que souvent peu consolidée à délit sableux, forme de fréquentes mini-falaises en bordure des vallons. La base de ces falaises est souvent marquée par des sources ou zones humides. Dans le coin nord-est de la feuille (Est de Charolles, château de Moleron), les grès forment une double barre de deux fois 3 à 4 m.

Plusieurs affleurements et sites remarquables sont à signaler :

- une coupe dans une petite falaise rafraîchie par le creusement d'un chemin, s'observe dans le Nord de la feuille (commune de Hautefond), en rive droite du ruisseau de Corneloup ( $x = 741,82$  ;  $y = 2\ 161,24$ ). On y observe, de bas en haut : 1) 2 m de grès moyen à grossier, non classé, hétérogranulométrique, à dragées de quartz, peu consolidé, sans figure sédimentaire organisée. Ce faciès est envahi par quelques poches d'argile rouge, finement sableuse, laminée de gris clair, de 3 m de diamètre environ, en disposition de boutons diapiriques butant contre le niveau sus-jacent. Ces poches peuvent poser un problème cartographique car, en l'absence d'autres faciès et quand elles sont peu sableuses, elles peuvent être confondues avec le Trias argileux ; 2) 2 à 3 m de grès blonds feldspathiques, plus consolidés mais encore friables, distribués en grands foresets où chaque lamine s'affine d'un point de vue granulométrique vers le haut (« fining-up »). Ces foresets sont distribués en lentilles qui s'entrecourent mutuellement ; 3) le toit de l'ensemble est couronné par une surface indurée à encroûtement ferruginisé rouge ;
- dans le bas du village d'Oyé, les falaises naturelles en rive droite du ruisseau de Sancenay ont été exploitées en carrières souterraines ( $x = 742,82$  ;  $y = 2\ 149,20$ ). Certaines de ces excavations servent actuellement de caves ou de garages ;
- près du centre de la feuille à Varenne-l'Arconce, l'église entièrement construite en grès du Rhétien, expose plusieurs aspects de cette formation, ordonnée ici en style roman.

Des faciès non affleurants de tourbe et d'argile plus ou moins sableuse, noire ou verte, ont été recoupés en forages réalisés à la mototarière :

- à l'entrée ouest de Saint-Laurent-en-Brionnais, le sondage S 201 (annexe 1 : tableau des sondages de reconnaissance) a recoupé, au-dessus du toit altéré du socle granitique, 10,70 m de grès blonds du Rhétien, 0,20 m d'un niveau tourbeux noir, mélangé à de l'argile verte, à débris cristallins de socle ;

– au Sud-Ouest du château de Drée (Sud-Est de Saint-Symphorien-des-Bois, dans la partie orientale de la feuille) le sondage S165 (annexe 1) a rencontré au départ une passée d'argiles vertes, un peu sableuses, surmontant un sable noir puis beige miel ; il s'est arrêté, à 9 m de profondeur, sur un niveau d'argile noire, à coquilles blanches, qui, par suite de leur détérioration due à la foration, n'ont pu être déterminées ; ce niveau paraît correspondre au niveau repère du Rhétien à *Avicula contorta* reconnu dans le Maconnais (Courel, 1970). C'est la seule indication paléontologique rencontrée qui, hormis le faciès et la situation stratigraphique des grès, pointe vers un âge rhétien.

• **Faciès silicifié massif (silcrète).** Sur la feuille Charolles à 1/80 000, le faciès silicifié massif est attribué au Trias, avec lequel il présente des convergences. Il s'étend de façon assez large à l'Ouest de Saint-Symphorien-des-Bois et, de façon plus restreinte, au Nord-Ouest et au Sud-Est de Saint-Albin, dans l'Est de la feuille. Il présente une matrice siliceuse dure, amorphe, de couleur grise, fusionnant les grains de quartz et de feldspath et emballant des débris lithiques de taille variable, plus tendres, de grès blonds, plus ou moins ferruginisés. Certains éléments lithiques sont recouverts d'une coiffe d'épaisseur centimétrique, à fines lamines horizontales formée par la matrice, faciès diagnostique de la silcrète. Le faciès siliceux – dont l'épaisseur est difficile à estimer en raison des conditions d'affleurement – se situe cartographiquement en position haute sur le grès blond feldspathique, ce qui indique une altération siliceuse supergène de ce dernier. Les modalités de mise en place et la signification de l'altération à silcrète sont discutées dans les chapitres « Conditions de mise en place des entités géologiques » et « Synthèse géodynamique régionale ».

## Trias - Lias

il. **Faciès évaporitique et siliceux (Trias - base du Sinémurien : « Infralias ») (0 – 30-40 m ?).** Cette formation hétérochrone très particulière, baptisée « Infralias », se développe cartographiquement du Nord-Est vers le Centre-Sud de la feuille. Elle forme, à la charnière du socle varisque, du Trias et du Lias, un ensemble de faciès atypiques, reposant sur le socle varisque, qui remplacent progressivement les formations classiques du Trias jusqu'à l'Hettangien et la base du Sinémurien (Letourneur, 1958 ; Courel, 1970). L'« Infralias » atteint son extension maximale dans la région de Saint-Christophe-en-Brionnais – Frontigny (Centre-Sud de la feuille), où il remplace presque complètement les formations sédimentaires suscitées. Il se répartit géographiquement en deux faciès : l'un oriental à dominante carbonatée, l'autre dans le Centre-Sud de la feuille à dominante argilo-siliceuse. Les deux faciès coexistent localement, notamment à l'Ouest de Saint-Christophe-en-Brionnais. Dans cette région, le sommet de l'« Infralias » est marqué par une surface horizontale cartographiable (cf. ci-après). Les conditions

d'affleurement de l'« Infralias » sont en général très mauvaises et, sauf exceptions, on observe surtout des affleurements très dispersés, de quelques mètres carrés, dans les prés.

**s. Faciès argileux à concrétions calcédonieuses (0 - 30-40 m, épaisseur cartographique).** Ce faciès se développe surtout dans le centre-sud de la feuille (région de Saint-Christophe-en-Brionnais – Briant – Frontigny – Les Forges) où l'« Infralias » atteint son épaisseur cartographique maximum.

**Lithologie.** Il se compose d'une matrice d'argile brune terreuse, légèrement sableuse, très altérée en surface, emballant des silex concrétionnés, calcédonieux, translucides, de couleurs variées, dispersés ou localement agglomérés en bancs massifs métriques. La taille des concrétions siliceuses varie de 20 cm à plus de 50 cm. On observe également des faciès tels que des brèches silicifiées poreuses, des « cargneules » dolomitiques à éléments de socle, partiellement silicifiées, des masses de faciès carbonaté.

**Signification.** Ce faciès concrétionné correspond à l'altération siliceuse du soubassement « infra-liasique », assimilable à l'altération siliceuse à silcrète des grès du Rhétien (cf. supra)

**ca. Faciès carbonaté, parfois à tablettes d'orthose (0 - 20 m ?).** Ce faciès, signalé par J. Letourneur dès 1958 – suite à des campagnes de reconnaissance en vue de l'établissement de la feuille géologique Charolles à 1/50 000 – et décrit également par L. Courel (1970), affleure principalement dans la moitié orientale de la feuille. Il forme un liseré discret de quelques mètres d'épaisseur sur le socle varisque vers l'extrémité nord-est du massif cristallin de Dyo où il est surmonté par le Trias argileux. Plus à l'Ouest, le long de l'affleurement allongé de socle de Saint-Albin, il s'épaissit du NNW vers le SSE. Au Sud-Est de Saint-Albin, il forme une masse épaisse d'une vingtaine de mètres environ, surmontée directement par les calcaires à gryphées du Sinémurien. Un peu plus au Sud, il est en contact stratigraphique avec le Trias argileux, qu'il paraît ici surmonter.

**Lithologie.** Une coupe dans le Sud de la feuille, sous le petit pont du ruisseau des Monts (x = 747,05 ; y = 2 142,30) et ses alentours, montre le contact entre le socle varisque granitique et l'« Infralias » carbonaté. On observe une évolution progressive, du bas vers le haut, ainsi que l'avait déjà signalé J. Letourneur (1958) :

– à la base de la coupe, on constate une altération du socle granitique sur parfois quelques mètres d'épaisseur. Il est fragmenté, décoloré, déstructuré et envahi par un réseau de veines et veinules de calcite qui, à un stade plus avancé, isolent totalement des nodules et graviers de granite ;

– au dernier stade de « digestion », le granite disparaît au profit d'un calcaire dolomitique concrétionné massif, saccharoïde, gris verdâtre, contenant quelques silicates ferromagnésiens vers la base et renfermant un mouchetis de baguettes intactes de feldspath rose et de grains de quartz anguleux dans un état de fraîcheur remarquable ;

– au-delà de quelques mètres au-dessus du socle, les feldspaths et autres éléments de granite se diluent et disparaissent progressivement au profit du calcaire dolomitique concrétionné. Vers le sommet de la formation, on observe parfois un calcaire cristallin plus ou moins dolomitique couronné d'un horizon à prismes de calcite verticaux d'une quinzaine de centimètres.

L'érosion libère les feldspaths qui forment une pseudo-arène granitique colluvionnée très étendue. Sur le terrain, celle-ci se distingue généralement des arènes granitiques vraies par la rareté des micas.

La matrice carbonatée présente en lame mince (Letourneur, 1958 : p. 96) une mosaïque de fins cristaux de calcite engrenés, xénomorphes, certains d'entre eux pouvant contenir une inclusion pigmentaire arrondie. Les limites des cristaux sont également soulignées par un serti d'impuretés colorées. Par place, on constate la présence de cristaux de dolomie losangiques parfois développés autour d'une inclusion pigmentée également losangique ou bien montrant des zones d'accroissement.

**Minéralisations.** Des indices de minéralisation sans valeur économique ont été recoupés en sondages dans les faciès carbonatés de l'« Infralias ». Ils sont décrits dans le paragraphe « Gîtes et indices minéraux ».

**ca-s. Faciès carbonaté et siliceux.** Dans la zone située à l'Ouest de Saint-Christophe-en-Brionnais et au-delà de Briant, au Sud du ruisseau de la Belaine, les faciès carbonatés et siliceux coexistent : on observe localement (par exemple, au Nord du hameau de Vaux, à l'Ouest de Saint-Christophe-en-Brionnais) un niveau irrégulier de carbonate grisâtre concrétionné emballant des concrétions de calcédoine. Le tout forme une masse d'épaisseur métrique affleurant irrégulièrement sur plusieurs dizaines de mètres de longueur, surmontée, quelques mètres plus haut, par des restes de dalle sinémurienne. Ce genre d'observation, assez rare en raison de la médiocrité des affleurements, paraît témoigner de l'antécédence du faciès siliceux par rapport au faciès carbonaté.

• **Surface sommitale, infra à intra-sinémurienne.** Entre Saint-Christophe-en-Brionnais et Briant, l'« Infralias » forme des plateaux dont la surface sommitale, rigoureusement horizontale, prolonge vers le Nord la base des bancs du calcaire à Gryphées du Sinémurien. Cette surface, dont la mise à nu provient en partie du démantèlement anthropique de la mince dalle de calcaire, coïncide avec la base de la transgression du Lias marin.

Comme on le verra ci-dessous, son âge est infra – à probablement intra – sinémurien.

**Âge de l'« Infralias ».** Dans l'Est de la feuille (dans le Nord du pointement granitique d'Oyé), on observe un liseré d'« Infralias », surmonté par les argiles rouges et vertes du Trias argileux (tA), reposant directement sur le socle granitique. Par contre, plus au Sud-Est, à l'Est de Saint-Symphorien-des-Bois, c'est le Trias gréseux (tG), surmonté du Trias argileux, qui repose sur le socle, en l'absence d'« Infralias » : **la base de l'« Infralias » paraît, dans l'Est de la feuille, être un équivalent latéral du Trias gréseux.** Pour ce qui est du sommet de la formation, J. Letourneur (1958, p.98) a montré que **l'« Infralias » peut s'étendre jusque dans la base du Sinémurien** : « ...près de Solin [Sud-Ouest de Saint-Christophe-en-Brionnais], un bloc de calcaire, portant le tiers du tour externe d'une énorme Ariétite, montrait en même temps de petits galets de granite, des quartz et des feldspaths roses isolés ».

Les modalités de mise en place et la signification des différents faciès de l'« Infralias » seront discutées dans les chapitres « Conditions de mise en place des entités géologiques » et « Synthèse géodynamique régionale ».

## Lias

### l1. Lumachelle à cardinies, calcaires gréseux, surfaces perforées (Hettangien) (0-8 m observés, 20 m localement probables).

L'Hettangien affleure de façon très sporadique sur la feuille Charolles, avec des faciès différents selon les endroits, ce qui semble traduire un mode de dépôt lacunaire, discontinu. Il n'a été reporté sur la carte qu'aux points d'affleurements observés, sans interpolation. On l'observe principalement dans l'Est de la feuille.

**Lithologie.** Lorsqu'il est peu épais (moins d'un mètre) ou situé vers le sommet d'affleurements plus épais, il consiste en un calcaire dolomitique et phosphaté blanc rosâtre à traces de racines, parfois couronné d'un « hard ground ».

Le faciès le plus commun est un calcaire plus ou moins marneux, beige ou gris, à éléments détritiques et grains de quartz, localement concentrés en poches associées à des « hard grounds » perforés. On y récolte une faune de lamellibranches caractéristiques (cardinies costulées, moules), des gastéropodes, localement des entroques.

Localement, des faciès moins fréquents peuvent être observés : marnes calcaires à éléments calcaires gris-beige, microsparitiques, et terriers allongés ovoïdes ; argiles calcaires feuilletées, gris et blanc pastel, en épaisseurs de plus de quatre mètres, latéralement au faciès calcaire. Ce

dernier type de faciès, assez mou, pourrait éventuellement expliquer la difficulté à suivre l'Hettangien latéralement.

Les affleurements les plus significatifs observés sur la feuille Charolles sont les suivants :

– à Hautefond, dans le Nord de la feuille ( $x = 741,82$  ;  $y = 2\ 161,24$ ), entre le Rhétien couronné par un « hard ground » (cf. supra) et la base du Sinémurien (petits bancs, miches et galets plus ou moins arrondis de calcaire spathique, gris-bleu, à gryphées), affleure un mince niveau continu (20 à 40 cm) de dolomie crayeuse à traces de racines, de couleur jaune-beige, sans faune, attribuée à l'Hettangien, ici réduit à cet unique horizon ;

– à la ferme des Monts, dans le Sud-Est de la feuille ( $x = 747,025$  ;  $y = 2\ 142,625$ ), les fondations d'un bâtiment en construction laissent voir la partie supérieure de l'Hettangien en contact avec la base du Sinémurien. On observe sur environ 2 m la coupe suivante, de haut en bas (fig. 11 : « Coupe de la Ferme des Monts ») :

- calcaire bioclastique sparitique, gris-bleu, à grains ferrugineux souvent dissous (pores), à gryphées arquées et ammonites : *Arnioceras* (40 cm, Sinémurien) ;

- un niveau très bioclastique, à lamellibranches et débris détritiques grossiers (2 cm) de type wackestone. Cet horizon forme un lag de remaniement reprenant des faunes hettangiennes (cardinies) et sinémuriennes (gryphées et *Arnioceras* très érodées) (base du Sinémurien : 10 cm). La lame mince montre un wackestone biodétritique à échinodermes, mollusques, pellectoïdes, gros quartz millimétriques, lithoclastes divers, rares oolites. **La microfaune** (annexe 2 : tableau de la microfaune), visible en lame mince, consiste en de rares *Oberhauserellidæ* et *Nodosariidæ* et quelques gros *Globochaete* ;

- un calcaire fin, grumeleux, à nodules clairs, phosphatés, ravinant le niveau sous-jacent, à fins bioclastes, petits grains de quartz épars et figures évoquant des racines verticales (sommet de l'Hettangien, équivalent à celui de Hautefond : 10-20 cm) ;

- un ensemble marneux à bancs plus ou moins continus emballant, vers le haut, des blocs à nombreux lamellibranches de grande taille (cardinies ?) et à décharges de quartz (40 cm) ;

- un banc assez continu de calcaire marneux grumeleux (10 cm) ;

- un ensemble massif, plus carbonaté que les niveaux sous-jacents, de calcaire beige à patine ocre, décharges de quartz parfois grossier, fragments de lamellibranches (50 cm) ;

- marne calcaire et éléments calcaires gris-beige, microsparitiques à plages de sparite et quelques grains roulés de quartz, terriers allongés ovoïdes, quelques entroques (25 cm).

Au Sud de la ferme des Monts, l'Hettangien atteint cartographiquement une épaisseur d'une vingtaine de mètres dans l'intervalle non affleurant qui sépare la base et le sommet d'une petite côte topographique : à la base, l'« Infralias » carbonaté, à baguettes d'orthose (cf. plus bas, « Infralias »), est surmonté par un mètre de grès calcaire grossier, à grains de quartz enchâssés dans une matrice carbonatée, faciès attribuable à l'Hettangien ; le sommet de la côte est décrit par la coupe de la Ferme des Monts ci-dessus, couronnée par la base du Sinémurien.

À La Boudure et au Cerne, au SSE de Vareilles (Sud-Est de la feuille), deux sondages, décrits par R. Mouterde (1953, p. 344), ont recoupé la totalité de l'Hettangien (8 m). De haut en bas, se succèdent :

- 5 m de calcaires gris clair à grain fin et des calcaires gris-bleu, plus compacts, alternant avec des bancs de grès plus grossiers. Au Cerne, à divers niveaux, des débris de végétaux ligniteux ont été rencontrés ;
- 3 m environ de grès calcaires grossiers, blancs, passant à des grès arkosiques qui renferment plusieurs niveaux de lumachelles à cardinies et autres lamellibranches.

Ces niveaux reposent sur des formations rattachées au Rhétien : grès blancs, peu cimentés, surmontant des grès siliceux plus ou moins durs (5 m au Cerne) puis des marnes rouges et vertes attribuables au Trias argileux.

**Biostratigraphie.** Seul R. Mouterde (1953, p. 345) a trouvé des ammonites permettant de dater cet étage, qu'il arrive à subdiviser en deux parties : « En Brionnais, la série, un peu plus épaisse et plus détritique (8 m) [qu'en Charollais], comprend, à la partie inférieure, des grès tendres assez grossiers, à lits de Cardinies et *Chlamys valoniensis* Deufr. ; à la partie supérieure, des calcaires gris clairs, légèrement marneux, à petits grains de quartz disséminés ou accumulés en bancs de grès ; aux Moquets (La Chapelle-sous-Dun), ils sont datés par *Schlotheima angulata* Schloth ».

**l2. Calcaires gris-bleu spathiques à gryphées (Sinémurien) (10 – 4-5 m).** La dalle calcaire du Sinémurien s'étend assez largement dans l'Est et le Sud de la carte Charolles, où elle frange les grès du Rhétien vers l'Ouest. Dans les régions de Saint-Albin et de Saint-Christophe-en-Brionnais, elle surmonte directement les formations de l'« Infralias ». Ainsi que le souligne R. Mouterde (1953), son épaisseur diminue régulièrement du Nord-Est (10 m), où le Sinémurien est complet, vers le Sud-Ouest (4 à 5 m), où il est incomplet.

**Lithologie.** Le Sinémurien débute par un calcaire cristallin gris-bleu, échinodermique grossier, à mollusques, brachiopodes, entroques, bélemnites, gastéropodes. Les bancs sont massifs, décimétriques à demi-métriques, à surfaces parfois très onduleuses, séparés par des joints marneux, gris, très bioclastiques. Ces joints renferment des gryphées

arquées, d'autant plus concentrées que les bancs sont peu épais et peu onduleux, ainsi que des ammonites : *Arnioceras* sp., Arietites de grande taille, *Arnioceras mendax*. La microfaune est riche en *Involutina liassica* ferruginisées et *Verneuilioides*, *Frondicularia*, *Nodosaria* et *Dentalina* (annexe 2 : tableau de la microfaune).

Vers le haut, le calcaire devient un peu plus marneux, avec des poches grumeleuses phosphatées, d'aspect crayeux blanchâtre à *Gryphaea maccullochi*. On y observe une riche faune d'ammonites (annexe 7, planche 1) : *Leptechioceras* sp., *Paltechioceras tardecrescens*, *Gleviceras subguibalianum*, *Oxynoticeras oxynotum*, *Aegasteroceras blackei*, *Plesechioceras* sp., *Eoderoceras armatum*, *Echioceras* gr. *raricostatum*, *Bificeras nudicosta*, *Euagassiceras terquemi*, *Euagassiceras spinaries* (trouvée à Oyé) et *Vermiceras* sp.

**La microfaune**, à Nodosariidae dominants, comporte notamment *Lingulina tenuistriata*, *L. tenera* gr., *Nodosaria metensis*, *N. fontinensis*, *Dentalina matutina*, *D. primaeva*, *Ichtyolaria sulcata*, *Marginulinopsis vetusta*, *M. sigma*, *Lenticulina* aff. *gottingensis* (annexe 2 : tableau de la microfaune).

Au sommet, la transition avec le Pliensbachien inférieur (Carixien) peut s'effectuer par un niveau très phosphaté, couronné par une croûte durcie, rouge sang. On y trouve essentiellement une faune de brachiopodes : *Zeilleria cor*, *Z.* aff. *kerastis*, *Z. perforata*, *Spiriferina walcotti*, *Lobothyris* sp., *Gibyrrhynchia turbiceps*.

**Transgression sinémurienne.** Deux points intéressants, décrits par R. Mouterde (1953), illustrent les caractères de la transgression sinémurienne du Nord au Sud sur la feuille Charolles, ainsi que la variation d'épaisseur qu'elle entraîne :

– dans le coin nord-est de la feuille, au Nord de Montot, en rive droite de la Semence, des fours à chaux ont été restaurés à proximité de l'ancienne carrière de Collonges ; dans cette dernière, R. Mouterde (1953) trouve le Sinémurien et le Lotharingien (Sinémurien supérieur) complets, avec une épaisseur totale d'une dizaine de mètres, selon une coupe proche de celle décrite ci-dessus ;

– en revanche, les sondages de Saint-Laurent-en-Brionnais (Sud-Est de la feuille) recourent essentiellement le Lotharingien sur 6-7 m : calcaire gris et débris cristallins à ciment marneux avec glauconie, pyrite, poussière quartzreuse, nodules et fossiles phosphatés, avec un Lotharingien inférieur et moyen plus cristallin et spathique ; le Sinémurien inférieur et moyen, constitué de calcaire à grains de quartz, à *Gryphaea arcuata* et *Cardinia* sp., ne fait que 70 cm d'épaisseur : ce faciès, qui rappelle celui de la ferme des Monts, est peut-être, *pro parte*, de l'Hettangien (cf. ci-dessus, « Hettangien »). Le Sinémurien s'est donc installé plus tard vers le Sud.

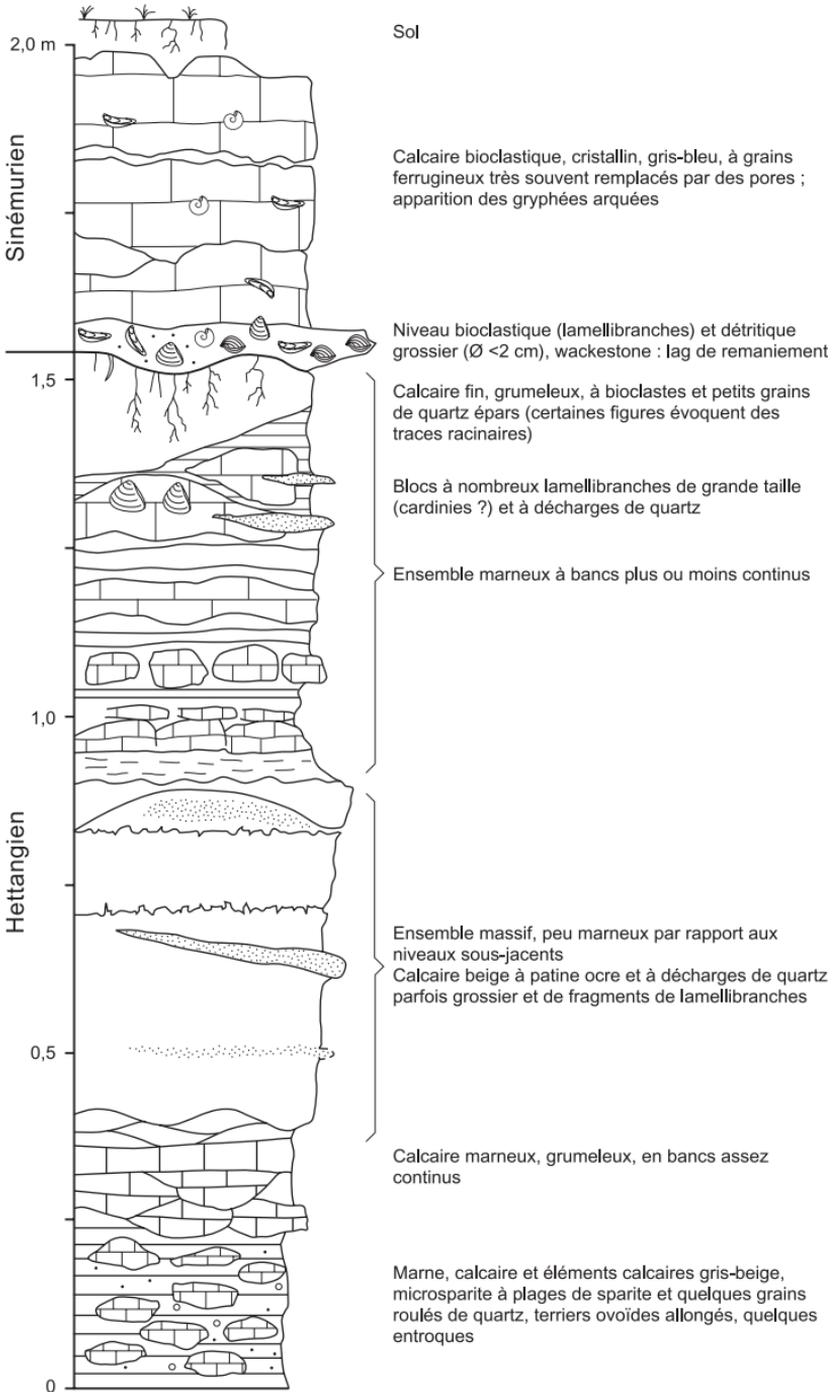


Fig. 11 - Coupe de la ferme des Monts

**Biostratigraphie.** Outre les données paléontologiques de R. Mouterde, les rares associations fauniques que nous avons trouvées *in situ* confirment que, dans une grande partie de la feuille, le Sinémurien n'est pas complet : 1) à sa **base**, la coupe de la Ferme des Monts, décrite dans le paragraphe sur l'Hettangien (cf. ci-dessus), montre qu'il ne débute pas par sa première zone d'ammonites (zone à Bucklandi ; fig. 11 « Coupe de la Ferme des Monts ») : les premières ammonites sont des *Arnioceras* nombreux, appartenant à la zone à Semicostatum (ou Turneri). Elles ont été trouvées juste au-dessus du lag de remaniement basal du Sinémurien qui contient lui-même des *Arnioceras* érodées. M. Corna et J.-L. Dommergues (1995) rattachent les premiers *Arnioceras*, atypiques, à la partie supérieure de la zone à Bucklandi dans la coupe de Mandelot, en Côte-d'Or. Cependant, leur fréquence dans la coupe des Monts nous amène à retenir la première datation : ainsi, il manque les sous-zones à Rotiforme (de la zone à Rotiforme) et Bucklandi (de la zone à Bucklandi), ce qui traduit une discontinuité assez importante à la base du Sinémurien ; 2) à son **sommet**, où le contact avec le Carixien (Pliensbachien inférieur) est visible à l'étang du Château de Chaumont (x = 743,375 ; y = 2 149,65) la faune, échantillonnée dans le niveau supérieur phosphaté (*Pleschioceras*, *Echioceras*, *Zeilleria perforata*), témoigne que le Lotharingien (Sinémurien supérieur) est tronqué et que seules deux ou trois sous-zones de la zone à Raricostatum (sous-zones à Densinodolum et à Raricostatum et, peut-être, à Macdonnelli) sont conservées. Ces observations sur la base et le sommet du Sinémurien, confirmées sur la feuille Charlieu (adjacente au Sud), peuvent être généralisées à toute la surface de la feuille Charolles, excepté au Nord-Est, dans le secteur de Charolles, où R. Mouterde voit la succession complète.

La base érosive du Sinémurien s'observe aussi dans le secteur de Hautefond (cf. description de la coupe de l'Hettangien de Hautefond, ci-dessus). Là, bien que nous n'ayons pu trouver d'argument paléontologique, on peut cependant noter que les premiers faciès du Sinémurien, qui reposent sur le « paléosol érodé » de l'Hettangien, sont des miches arrondies et des gros galets de calcaires à gryphées. Ainsi, à un premier dépôt de Sinémurien précoce, a succédé une phase érosive, scellée au milieu du Sinémurien inférieur, voire plus élevé dans le Sud de la feuille.

Enfin, accompagnant ces lacunes biostratigraphiques, se superposent fréquemment des phénomènes de phosphatisation et de dolomitisation assez marqués.

**Minéralisations.** Des indices de plomb sans valeur économique ont été reconnus dans le calcaire sinémurien au cours des levés. Ils sont décrits dans le paragraphe « Gîtes et indices minéraux ».

l3. **Pliensbachien indifférencié (30-80 m).** Le Pliensbachien forme l'étage le plus épais de la série mésozoïque de la feuille Charolles. Il consiste

principalement en une épaisse combe d'argile marneuse noire pyriteuse datée du Domérien (Pliensbachien supérieur). La base et le sommet de cette combe sont marqués par deux horizons calcaires épais de quelques mètres, qui sont à la base la dalle du Carixien (Pliensbachien inférieur) et au sommet le Banc de Roc.

l3a. **Calcaires marneux à oolites ferrugineuses, marnes et calcaires marneux à bélemnites (Pliensbachien inférieur : Carixien) (maximum reconnu : 3,55 m).** Le Carixien est certainement continu sur toute l'étendue de la feuille Charolles, mais il est généralement masqué par les argiles colluvionnées du Pliensbachien supérieur (Domérien) ; c'est pourquoi il n'a été distingué cartographiquement qu'aux points d'observation. La plus grande zone d'affleurement se situe dans le centre-sud de la feuille, entre Briant et Saint-Didier-en-Brionnais, dans une zone de pâtures peu habitée. Cependant, les meilleurs affleurements de Carixien se situent : 1) près de la ferme des Cadoux ( $x = 741,00$  ;  $y = 2\ 143,50$ ), en bordure sud de la D 989, à la sortie ouest de Saint-Christophe-en-Brionnais ; 2) dans le fond et en rive gauche de l'étang du Château de Chaumont ( $x = 743,375$  ;  $y = 2\ 149,65$ ), où l'on voit le contact avec le Sinémurien supérieur ; 3) au Moulin d'Arconce ( $x = 738,625$  ;  $y = 2\ 152,40$ ), montrant le contact avec le Sinémurien supérieur ; 4) dans un champ labouré au Nord-Est de Sarry, situé dans les calcaires marneux à oolites ferrugineuses qui forment ici une surface structurale ( $x = 737,33$  ;  $y = 2\ 147,325$ ).

Dans les sondages de Saint-Laurent-en-Brionnais, R. Mouterde (1953) a reconnu le Carixien sur 3,55 m, comportant les zones à Jamesoni, Ibex et Davoei, avec les petites oolites ferrugineuses à la base.

**Lithologie.** Surmontant la croûte phosphatée rouge du Sinémurien supérieur, le Carixien débute par un calcaire grumeleux, brun-gris, à terriers, suivi, sur 30-40 cm, par des calcaires marneux fins, marbrés de gris et beige clair, pétris de petites oolites ferrugineuses. Ensuite, sur 2 m, se développe une alternance d'argiles marneuses et de calcaires marneux fins, gris et beiges, à très nombreuses bélemnites dont *Hastites clavatus* et des ammonites (annexe 7, planche 1) : *Aegoceras capricornus*, *Lytoceras fimbriatum*, *Productylioceras davoei*, *Liparoceras* sp., *Aegoceras latecosta*.

Par tamisage à 150  $\mu\text{m}$  des argiles marneuses, on recueille des radioles d'oursins, des éléments d'ophiures, des éléments limonitisés, des gastéropodes glauconitisés, des fragments de calcaire à grains glauconieux.

**La microfaune** (annexe 2 : tableau de la microfaune), souvent très riche en Nodosariidae et, sporadiquement, en petits agglutinés, comporte : *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Ichtyolaria nitida*, *I. bicostata*, *Lingulina*

*tenera*, *L. pupa*, *Marginulina prima*, *M. burgundiae*, *M. spinata*, *Dentalina terquemi*, *D. torticosta*, *D. aff. exilis*, *Marginulinopsis vetusta*, *M. sigma*, *M. speciosa*, *Planularia inaequistriata*, *Nodosaria columnaris*, *N. sexcostata*, *Pseudonodosaria multicostata*. Les ostracodes, dont des *Ogmoconcha*, *Pseudohealdia* et *Polycope pumicosa* sont omniprésents.

**Biostratigraphie.** En complément des observations de R. Mouterde (1953), signalons la collecte de très rares ammonites dont *Apoderoceras* sp. (sous-zone à Taylori) à la Béluse (x = 739,100 ; y = 2 145,375) dans le niveau à oolites ferrugineuses. Cette faune indique un âge carixien basal, ce qui lève le doute d'un éventuel âge du Lotharingien terminal sur cette petite formation.

l3b. **Argiles marneuses feuilletées noires (Pliensbachien supérieur : Domérien) (25 – 60-70 m).** Le Domérien couvre des surfaces non négligeables de coteaux dans l'Est et le Centre-Sud de la feuille, où il forme les meilleurs prés d'embouche de la race bovine charollaise. Il s'épaissit du Nord-Est vers le Sud-Ouest, atteignant son maximum à partir du Sud-Ouest d'Amanzé, dans le Centre-Est de la feuille. Le sondage de la Boudure (entre Vareilles et Baudemont), commenté par R. Mouterde (1953), a traversé 67 m du Domérien inférieur contenant, à tous les niveaux, *Amaltheus margaritatus* (le Domérien supérieur de R. Mouterde correspond au Banc de Roc). Le sondage de Chevigny, sur la commune d'Anzy-le-Duc (x = 734,90 ; y = 2 149,70) a recoupé le Pliensbachien dans sa totalité sur 57,95 m.

**Lithologie.** La transition du Carixien avec le Domérien s'effectue progressivement par l'apparition et le développement des Amalthées (annexe 7, planche 1) : *Amaltheus bifurcus – stokesi* d'abord, puis le groupe *margaritatus* qui accompagnent la diminution des bancs les plus carbonatés laissant place à une sédimentation d'argiles marneuses feuilletées noires, devenant gris-marron, veiné de beige par altération. Les derniers bancs carbonatés contiennent une faune d'ammonites à juvéniles de *Lytoceras*, *Becheiceras*, *Phylloceras loscombi*, *Oistoceras* sp. (caractérisant la base de la zone à Figulinum).

Quand elles sont fraîches (en sondages), les argiles marneuses noires montrent de petites lentilles de gypse, des radioles d'oursins, quelques rares bélemnites. Vers le haut, elles se chargent en nombreux petits micas blancs, le gypse n'est plus courant, quelques entroques apparaissent. Les ammonites sont rares et localisées, pyriteuses, alors qu'en surface elles sont limonitisées : *Amaltheus stokesi*, *Arietoceras* gr. *apertum*, *Amauroceras* sp., *Phylloceras loscombi*, *Protogrammoceras (Matteiceras)* sp., *P. gr. nitescens*, *Amaltheus bifurcus* (fin de la sous-zone à Stockesi).

**Microfaune.** Bien que l'on reste dans la même biozone d'ammonites, la faune de foraminifères change entre la base et le sommet de la sous-zone à

Stockesi (annexe 2 : tableau de la microfaune). La microfaune y est riche : *Marginulina prima*, *Dentalina terquemi*, *Marginulinopsis vetusta*, *M. sigma*, *M. speciosa*, *Ichtyolaria sulcata*, *I. bicostata*, *I. nitida*, *Lingulina tenera*, *Pseudonodosaria tenuis*, *Bolivina liassica* et Polymorphinidae. Les agglutinés sont un peu plus rares avec *Reophax*, *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Annulina metensis*, les ostracodes sont omniprésents dont *Ogmoconcha contractula*, *Grammanella apostolescui*, *Polycope pumicosa* et *P. sp.*

Vers le haut des argiles marneuses (7 m environ sous la base de la formation susjacente), on reconnaît un cordon constitué d'un lit de nodules durs de calcaire marneux, de 15 à 30 cm de diamètre, encroûtés de fossiles : lamellibranches, entroques, bélemnites, pectens, huîtres de petite taille. Ce niveau est visible en place uniquement dans le talus de la D130 menant à Montvalet en venant de Saint-Didier-en-Brionnais, sur la rive droite de l'Arconce (x = 736,75 ; y = 2 150,675).

**BdR. « Banc de Roc » : calcaire marneux ocre, entroques, croûtes ferrugineuses, *Gryphaea gigantea* (toit du Domérien) (quelques mètres : l'ensemble des bancs représente 8 m, mais la plupart du temps, seulement 2 m sont visibles sur le terrain).** Situé à la limite des deux grandes combes marneuses du Pliensbachien et du Toarcien, le « Banc de Roc », toujours peu épais, forme un niveau repère remarquablement continu dans la moitié sud-est de la feuille, où on peut le reconnaître soit directement, soit par un léger ressaut topographique. La base de cet horizon correspond à un niveau de résurgence : on y trouve souvent des « crots », petites mares servant à l'abreuvement du bétail.

**Lithologie.** Le « Banc de Roc » consiste en une série de trois bancs calcaires, d'épaisseur métrique, séparés par des argiles marneuses noires. La plupart du temps, seul le dernier banc calcaire affleure. Le calcaire est souvent grossier, légèrement marneux, très bioclastique, plus ou moins riche en entroques. Le dernier banc est couronné par une surface perforée, enduite d'une croûte ferrugineuse. Les fossiles caractéristiques sont : *Gryphaea gigantea*, *Entolium lunare*, *Pseudopecten aequivalvis*, des rhynchonelles, *Quadratrhyndia* sp., ainsi que de grandes bélemnites. En revanche, les ammonites sont extrêmement rares, mais *Amaltheus subnodosus* (à Saint-Nizier-sous-Charlieu, sur la feuille Charlieu) (sous-zone à Subnodosus, zone à Margaritatus) et *Amaltheus margaritatus* (annexe 7, planche 1) ont pu être trouvées. Le Domérien n'est donc pas complet puisqu'il manque apparemment la zone à Spinatum et la seconde partie de la zone à Margaritatus. Entre les bancs calcaires, l'argile est très micacée, complètement azoïque (absence même de microfaune), tranchant singulièrement avec les calcaires très bioclastiques et grossiers qui les encadrent. **Un faciès entièrement silicifié** (BdRS) a été localement rencontré.

l4. **Schistes carton, marnes noires micacées, calcaires gris microcristallins (Toarcien) (37 m)**. Cet étage est très fossilifère. Ses faunes d'ammonites permettent une grande qualité de subdivision biostratigraphique très utile pour les corrélations entre affleurements (Gaudry et Neige, 2002). Dans la notice, nous décrivons le Toarcien selon sa subdivision classique en Toarcien inférieur, moyen et supérieur. Cependant, la mauvaise qualité des affleurements ne permet pas une cartographie en continu des différents niveaux du Toarcien. Nous faisons apparaître sur la carte la zone à Bifrons (base du Toarcien moyen) et celle à Insigne (base du Toarcien supérieur) quand elles apportent un argument structural.

### **Lithologie, biostratigraphie**

**Toarcien inférieur** (environ 4-5 m). Juste au-dessus du dernier banc de l'ensemble du « Banc de Roc », un calcaire grumeleux quartzo-micacé, parfois ocre, présente un débit en dalles anguleuses, fissiles, de couleur jaunâtre, qui se débitent en fines plaquettes (« Schistes carton »). Entre celles-ci, on peut recueillir une faune d'ammonites de la sous-zone à Falciferum : *Cleviceras* aff. *exaratum*, *Harpoceras falciferum* (annexe 7, planche 1), avec lesquelles viennent se mélanger vers le haut, toujours dans le même faciès, *Dactyloceras semiannulatum* et *Dactyloceras* gr. *commune*, qui signent la base de la zone à Bifrons (Toarcien moyen), avec des bélemnites et de nombreux *Inoceramus dubius*. Des vertèbres de reptiles marins (*Ichtyosaurus* ?) y ont été trouvées.

**Discussion sur l'importance de la lacune stratigraphique entre le Domérien supérieur et le Toarcien inférieur.** D'après les observations effectuées, il apparaît donc qu'entre le BdR (sous-zone à Subnodosus) et les premiers faciès toarciens (sous-zone à Falciferum), il existe une lacune biostratigraphique de 6 sous-zones complètes d'ammonites. La microfaune est quasiment inexistante. Pour R. Mouterde, cependant (comm. pers. 2004), la lacune estimée sur la carte Charolles paraît exagérée, compte tenu de ce que l'on connaît ailleurs en Bourgogne, l'absence de fossiles stratigraphiques ne signifiant pas obligatoirement une lacune des dépôts du même âge. Notre argumentaire se fonde sur des observations effectuées dans la Nièvre (cartes géologiques à 1/50 000 Saint-Saulge, en cours de levé, et Decize) et dans la région de Belmont-d'Azergues (département du Rhône). Des faciès fossilifères, très similaires aux calcaires domériens et aux calcaires lités du Toarcien inférieur, peuvent être observés dans la Nièvre.

**Le Domérien.** Les calcaires du Domérien supérieur, au faciès identique et cartographiés de la même manière que sur la feuille Charolles, sont riches en *Pleuroceras spinatum* ainsi qu'en brachiopodes qui marquent la zone à *Spinatum*, la dernière zone du Pliensbachien ; la partie inférieure de ces calcaires date la zone à *Margaritatus*, comme dans le Brionnais (Lablanche *et al.*, 1997). Dans la région de Belmont-d'Azergues, *Pleuroceras spinatum* est également présente (Rulleau, 1997). On est tenté, dans ces conditions, de supposer un haut-fond dans le secteur de Charolles durant la fin du Domérien.

**Le Toarcien.** Les calcaires lités du Toarcien inférieur reposent, dans les trois régions, sur une surface irrégulière rubéfiée, parfois perforée, marquant un arrêt de la sédimentation. Dans le Lyonnais, *Dactyloceras semicelatatum* repose au toit de la surface rubéfiée et marque la partie supérieure de la zone à *Tenuicostatum* (Rulleau, 1997). Cette zone manque sur la feuille Charolles, mais le recouvrement des calcaires domériens est encore plus précoce dans la Nièvre (région du Bazois) où *Dactyloceras tenuicostatum* et *Paltarpites paltus* sont pris dans le même

faciès que le Domérien supérieur (Lablanche, 1997).

**Conclusion.** On constate que les faciès considérés ne sont pas incompatibles avec le milieu de vie et la conservation des ammonites. Leur absence sur la feuille Charolles peut être considérée comme un non-dépôt, que l'on interprète comme une lacune biostratigraphique dont l'importance contraste avec celle connue ailleurs en Bourgogne.

**Toarcien moyen (8-10 m).** Les faciès du Toarcien moyen sont plus représentatifs de l'ensemble de l'étage : argiles marneuses gris-noir à gris-bleu, plus ou moins micacées et pyriteuses à l'état frais (principalement en sondages), renfermant de nombreux niveaux décimétriques de calcaire marneux de même couleur, fossilifères, avec parfois des concentrations de petits cristaux de calcite. On y trouve une faune d'ammonites avec entre autres (annexe 7, planches 1-2) *Hildoceras bifrons*, *Harpoceras subplanatum*, *Lytoceras fimbriatum*, *Phymatoceras narbonense* (zone à Bifrons) puis *Catacoeloceras* sp., *Mucrodactylites mucronatum* et *Haugia variabilis* (zone à Variabilis) (une faible lacune, celle de la sous-zone à Vitiosa a été reconnue dans le Toarcien moyen). En lavant les marnes, on peut récolter des radioles d'oursin, des plaques d'ophiures, des entroques, des pinces de crabe, des bioclastes de lamellibranches et des éléments pyriteux.

On observe de la **microfaune** dans les rares bancs indurés des horizons à *H. bifrons* qui montrent en lames minces des calcaires phosphatés à filaments, épistomines et *Ophthalmidium*.

**Toarcien supérieur (20-22 m)** (annexe 7, planches 2-3). Il débute par 3 m d'argiles marneuses micacées, marron violacé à chocolat, avec quelques éléments plus calcaires. Ce niveau, plusieurs fois rencontré en sondages, n'a pas été observé en surface. Il correspond à la zone à Thouarsense, où l'on rencontre *Grammoceras thouarsense* pyriteux ainsi que quelques bélemnites. En lavage, on trouve des grains ferrugineux, des monocristaux de calcite limpide, des ophiures, de petites huîtres, des bryozoaires et des entroques.

Au-dessus, apparaissent des calcaires marneux (6-7 m), gris-beige-marron, riches en *Pseudogrammoceras* le plus souvent brisés et des morceaux de bois flottés. La faune d'ammonites consiste en *Pseudogrammoceras fallaciosum* et *P. pseudostruckmanni*, représentant respectivement les zones à Fallaciosum et Fascigerum. On remarque, en lavage, une grande quantité de fragments d'ophiures et, en quantité moindre, des radioles d'oursins, des entroques, de petites huîtres et des micas.

Assez rapidement, apparaissent des masses calcaires en bancs plus ou moins nets (1,5 m d'épaisseur), très riches en oolites ferrugineuses, dans la moitié sud de la carte et presque dépourvus au Nord. Dans ces niveaux, abondent les *Hammatoceras speciosum*, *H. insigne*, *H. cappucinum* et plus haut *H. pachu* et *H. semilunatum*.

Au-dessus, apparaissent les *Dumortieria* dans une gangue presque dépourvue d'oolites ferrugineuses, alors que le même niveau, sur la feuille Charlieu, en est pétri. On y trouve *Dumortieria levesquei* et *D. pseudoradosa*.

La suite du Toarcien supérieur montre, à plusieurs niveaux, des intercalations calcaires au sein des marnes micacées : après 2 à 3 m de niveaux plus argileux, des bancs de calcaires marneux à petites oolites ou grains ferrugineux (2 bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur) sont pétris d'ammonites de la sous-zone à *Mactra* et forment un niveau stratigraphique repère qui annonce la proximité des calcaires à entroques. On y trouve *Dumortieria nicklesi*, *Pleydellia crinata*, *P. mactra*. Après encore quelques mètres de marnes, il existe dans les trois derniers mètres du Toarcien des horizons enrichis en bioclastes de lamellibranches qui prennent une teinte ocre-beige. Ils renferment *Pleydellia (Walkericeras) lugdunensis*, *Pseudammatoceras boyeri* (exceptionnellement) et parfois, plus haut, *Pleydellia buckmani* et *P. gr. burtonensis* qui représentent les deux derniers horizons biostratigraphiques connus du Toarcien (horizons à *Lugdunensis* et *Buckmani*).

**Puissance.** L'épaisseur totale de l'étage atteint 37 m. Le sondage de la Boudure (entre Vareilles et Baudemont, dans le Sud-Est de la feuille), étudié par R. Mouterde (1953), a recoupé en entier le Toarcien sur 36,5 m.

**Microfaune.** La microfaune se développe à partir du Toarcien moyen et devient particulièrement riche à la base du Toarcien supérieur (annexe 2 : tableau de la microfaune) : l'apparition des grandes citharines et des lenticulines du groupe *dorbignyi*, omniprésentes, marque bien le Toarcien : *Citharina fallax*, *C. colliezi*, *Lenticulina dorbignyi*, *L. toarcense*, *L. groupe chicheryi-obonensis*, *L. subalata*, *L. polygonata*, *Nodosaria fontinensis* et *Falsopalmula deslongchampsii*. Sporadiquement, on trouve des *Bullopore*, *Epistomina*, *Garantella* et des Oberhauserellidae. Les ostracodes sont omniprésents avec, entre autres, *Kinkelinella sermoisensis*, *Trachycythere verrucosa*, les sclérites d'holothuries, assez fréquentes, particulièrement *Theelia* et *Achistrum*.

Profitant de terrassements effectués dans le Toarcien moyen et supérieur (zones à *Variabilis*, *Pseudoradosa* et *Aalensis*) des localités de Charolles, Saint-Christophe-en-Brionnais et Grégaine (près de Sarry), Ch. Ruget et J. Sigal (1972) ont décrit, outre certaines des faunes sus-citées, *Lenticulina incisa*, *Lenticulina (Planularia) cf. subovalia*, *lenticulina (Astacolus) cf. atheria*, *Citharina charollensis* sp. nov., *C. sp. 1* à 10, *C. gillardi*, *C. gradata*, *C. longuemari* var. *cordata*, *C. proxima* var. *dorsocarinata*, *C. cf. welschi*, *Lenticulina spectrum-tenuistriata*, *L. (Eoflabellina) spectrum-tenuistriata*, *L. (Flabellina) spectrum-tenuistriata* (Morpho-holotype nouveau), *Citharinella* sp. 1 à 7, *Dentalina* cf. *pseudocommunis*, *Nodosaria* sp. 1, ainsi qu'un certain nombre de formes peu caractéristiques de ces

niveaux : *Ammobaculites fontinensis*, *Glandulina irregularis*, *G. cf. tenuis*, *Trochamina* sp., proche de *T. squamataformis*.

## Dogger

j1-2. **Calcaires jaunes à entroques (Aalénien - Bajocien inférieur élevé) (8-32 m)**. Le calcaire jaune à entroques se développe principalement dans la partie orientale de la feuille, préservé dans les compartiments tectoniques les plus bas. Il forme également une falaise peu affleurante en bordure nord de la D989, entre Semur-en-Brionnais et Marcigny. Sur la feuille Charolles, l'Aalénien et le Bajocien sont regroupés, car la sédimentation calcaire est de même type et – comme sur la feuille Paray-le-Monial – la limite entre les deux étages n'a pas été observée.

**Lithologie.** Il s'agit d'un calcaire de couleur jaune à ocre-jaune, de patine souvent grise. La roche est bioclastique, crinoïdique, parfois poreuse, les pores étant souvent remplis de limonite ; le grain est de taille variable, plus ou moins grossier. En lames minces, on observe un calcaire grainstone bioclastique, échinodermique, à bryozoaires, assez poreux, à lenticulines, glomospères et calcisponges. Il affleure soit en falaises, dans lesquelles on observe fréquemment des figures de dunes hydrauliques à stratifications entrecroisées de directions variées, soit en plaques délitées dans les champs. On observe des niveaux à bioclastes et lithoclastes roulés, ainsi que des silicifications en chailles brunes. Nous y avons trouvé un gros oursin du genre *Stomechinus* (annexe 7, planche 3).

**Faune, biostratigraphie.** À l'extrême base du calcaire à entroques, en de très rares cas (à Verfay, au Nord-Est de Baudemont, dans la région de Charolles et sur la feuille Charlieu) nous avons trouvé l'ammonite *Leioceras opalinum* qui marque l'Aalénien inférieur et qui indique ainsi l'absence de lacune entre le Toarcien et l'Aalénien. La seule autre trace d'Aalénien est la citation par R. Mouterde (1953) de *Ludwigia (Brasilia) baylei*, marquant l'Aalénien supérieur (zone à *Bradfordensis*), à Lugny-les-Charolles, dans une carrière au sein du calcaire à entroques. Au sommet du calcaire à entroques, de rares *Stephanoceras* sp., de la base de la zone à *Humphriesianum* (à Baudemont), élèvent l'âge du calcaire à entroques jusqu'à la fin du Bajocien inférieur.

**Puissance.** L'épaisseur du calcaire jaune à entroques est variable. Elle a été estimée en différents points par M. Thorat (1927) et R. Mouterde (1953), qui ont pu observer des carrières en cours de fonctionnement ou récemment désaffectées. Ainsi, selon une bande N-S dans la partie orientale de la feuille Charolles, on mesure 20 m de calcaire à entroques dans la région de Charolles, 20 à 32 m entre Vareilles et Saint-Laurent-en-Brionnais et 40 m à Saint-Denis-de-Cabanne, sur la feuille Charlieu et dans la continuité sud de cette bande. En se dirigeant vers l'Ouest, en direction

de la Loire, l'amincissement de la formation est parallèle sur les cartes Charolles et Charlieu. Ainsi à Iguerande (feuille Charlieu) et entre Semur-en-Brionnais et Baugy (feuille Charolles), seuls 8 m subsistent.

**Microfaune.** À part *Lenticulina quenstedti*, qui apparaît dès la base du Bajocien, aucun marqueur micropaléontologique n'a été reconnu dans ces faciès essentiellement calcaires.

j2b. **Calcaires marneux, siliceux, bleuâtres (Bajocien supérieur) (épaisseur variable : 15 m de calcaires marneux avec 20 m d'encrinites blanches à Ouroux-sous-le-bois-Sainte-Marie, 40 m de calcaires marneux à Semur-en-Brionnais).** Il affleure dans des zones réduites sur la feuille Charolles : dans le coin nord-est, selon une bande N-S dans la région de Charolles ; au sommet de la colline d'Ouroux-sous-le-Bois-Sainte-Marie (centre est de la feuille) ; dans un petit pointement à la cote 425 m, à 1,5 km au NNW de Baudemont (Sud-Est de la feuille) ; dans le Sud-Ouest de la feuille, au Nord de la D989, entre Semur-en-Brionnais et Marcigny ; signalons enfin, dans le Sud-Est de la carte, une intersection du Bajocien supérieur par le sondage de reconnaissance cartographique S156 sous recouvrement d'argile à chaille, à 1,5 km à l'ENE de Saint-Albin, au lieu-dit la Ferrière.

**Lithologie, biostratigraphie.** Un niveau de calcaire marneux gris bleuâtre, peu épais (quelques mètres), à entroques et petites oolites ferrugineuses, très rare à l'affleurement, mais partout présent en sondages, surmonte le calcaire jaune à entroques. Le niveau à petites oolites ferrugineuses contient une faune d'ammonites à *Strenoceras niortense* et *Garantia baculata* (annexe 7, planche 3) qui marquent le début du Bajocien supérieur. Il ne fait que 1 à 2 m au sondage de la Boudure (Sud-Est de la feuille Charolles, entre Vareilles et Baudemont).

Vient ensuite un ensemble d'alternances de calcaires plus ou moins marneux et plus ou moins siliceux (silice diagénétique) (Mallesard et Bois des Franchises, au Sud de Charolles) et d'argiles marneuses de couleur gris-bleu, bleuâtre et blanchâtre. Cet ensemble, daté de la zone à Garanti par R. Mouterde (1953), nous a également livré de rares *Parkinsonia parkinsoni* qui marquent la zone à Parkinsoni sus-jacente. Cette dernière a été observée à Charolles (Longeron) ainsi que dans le haut des carrières, entre Semur-en-Brionnais et Marcigny. Les faunes sont très rares et seul un petit pecten costulé a pu être trouvé dans cette série d'alternances. Dans l'Est de la feuille (Ouroux-sous-le-Bois-Sainte-Marie, Epinassy) cette formation contient des faciès proximaux datés par *Parkinsonia acris* et *P. rarecostata*. Ainsi, la base de la zone à Parkinsoni (sous-zone à Acris) est, dans cette partie de la carte, constituée d'encrinites blanches à ciment sparitique, ocre ou gris, de grainstones à éléments roulés d'entroques, bryozoaires et lamellibranches, à nombreux pores remplis d'ocre.

On trouve également des calcaires wackestone bioclastiques à matrice micritique, gris souris, des calcaires gris à lamellibranches et à nombreux petits pores évoquant des pseudo-oolites. Il existe également un « hard ground » dans un grainstone à entroques et à gastéropodes, à perforations en « goutte d'eau », rempli de wackestone sans entroque. Ces faciès localisés peuvent s'étendre sur 20 m d'épaisseur au Sud d'Ouroux-sous-le-bois-Sainte-Marie ou bien disparaître très rapidement au profit des faciès marneux monotones latéraux et sus-jacents.

Les derniers indices du Bajocien (sous-zone à Bomfordi) sont déconnectés des autres zones d'affleurement. Ils peuvent être attribués, par analogie faciologique, à la série nivernaise, au niveau de base de la coupe du champ de la Grange (Sud-Ouest de Charolles, au Nord d'Ouze) (cf. coupe, fig. 12, hors-texte). Ils consistent en des calcaires en miches et lentilles à aspect grumeleux terminés par un « hard ground » tabulaire.

**Chailles.** Un horizon à chailles existe dans les zones à Garanti et Parkinsoni du Bajocien supérieur (Mouterde, 1953). Sur la feuille Charolles, on en observe dans le calcaire marneux surmontant le calcaire jaune à entroques, dans les carrières le long de la D989, entre Semur-en-Brionnais et Marcilly.

Le mécanisme de formation des chailles, qui s'est effectué postérieurement au dépôt de la série, a été bien observé sur la feuille Paray-le-Monial, à Clessy, dans une carrière abandonnée (4,5 km environ au Sud de Gueugnon,  $x = 733,25$  ;  $y = 2\ 175,15$  ; Donzeau *et al.*, 2001). Quelques mètres au-dessus du toit du calcaire jaune à entroques de l'Aaléno-Bajocien, le calcaire marneux du Bajocien supérieur s'altère vers le haut en un faciès marno-sablosiliceux ; une décarbonatation du sédiment ne laisse progressivement subsister qu'un sable ultra fin, jaunâtre, constitué de silice organique (spicules de spongiaires, principalement) ; la structure sédimentaire en bancs, conservée et compactée par l'altération, se marque par de fines lamines horizontales. La silice s'accumule en chailles gris jaunâtre, contournées et cavernueuses, formant par endroits des bancs, piégeant la matrice sableuse et parfois des fossiles dans des cavités internes. Une telle altération soustractive (latéritisante) entraîne une forte diminution de l'épaisseur initiale.

**j3. Marnes et calcaires marneux (Bathonien) (épaisseur probable : plus de 20 m).** Le Bathonien, clairement identifié pour la première fois dans le Charollais, se localise dans la partie la plus effondrée du demi graben où se situe Charolles et dans la continuité structurale des affleurements de Callovien et d'Oxfordien découverts sur la carte Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001).

**Lithologie, biostratigraphie.** Le Bathonien débute par des calcaires pélitiques beige crème, en bancs irréguliers et fragmentés, terminés par un « hard ground » calcaire à oolites ferrugineuses et à pseudo-pellets

(fig. 12 : « Coupe du Champ de la Grange »). Ces niveaux sont fossilifères et contiennent des ammonites (*Morphoceras macrescens* [forme épaisse], *Ebrayiceras* gr. *jactatum*, *Collyrites analis*, *Sphaenorhynchia* sp.), des trigonies, des goniomia. Cet ensemble marque la sous-zone à *Macrescens* (Bathonien inférieur ; 1,5 m d'épaisseur). Un exemplaire de *Parkinsonia pachypleura* a été trouvé latéralement, non en place.

Au-dessus du « hard ground », la série se poursuit jusqu'au sommet par des calcaires marneux. D'abord, apparaissent des faciès beige jaune clair, toujours datés du Bathonien inférieur et contenant des *Procerites* sp. (annexe 7, planche 3), *Oecotraustes* sp., *Collyrites analis* ainsi que des lamellibranches. Ils annoncent un faciès qui, au-dessus, est monotone et renferme occasionnellement des *Perisphinctidae* du Bathonien moyen (partie terminale) ou de la base du Bathonien supérieur (zone à *Retrocostatum*) : *Parecotraustes* gr. *maubeugei*, *Tullites morrissi* ainsi que des rhynchonelles : *Rhynchonelloidea nivernensis*. La série se termine par un faciès de calcaire marneux très homogène et stérile (20 m minimum).

j2-3S. **Bajocien supérieur - Bathonien indifférenciés silicifiés** (épaisseur visible : quelques mètres). Dans la carrière du bois des Charmays (x = 734 430 ; y = 2 144 590), située 700 m à l'Est du hameau de la Touche (3,5 km à l'ENE de Marcigny) affleure une roche en bancs horizontaux massifs gris-beige très durs entièrement silicifiés dans laquelle on distingue des chailles du Bajocien supérieur (elles-mêmes re-silicifiées) et dont le sommet stratigraphique, inconnu, pourrait se situer dans le Bathonien. Reste le problème, non résolu, de l'âge de cette silicification, dont les éléments se retrouvent dans la formation des argiles résiduelles à chailles (cf. ci-dessous). Cet âge pourrait être Crétacé supérieur, mais il reste à le démontrer par des arguments paléontologiques.

## Secondaire à Tertiaire

A Ch. **Argiles résiduelles d'altération à chailles (Crétacé inférieur ou Eocène) localement colluvionnées (épaisseur variable, 10 m ou plus)**. Cette formation se développe préférentiellement sur le Bajocien et les termes élevés du Lias. Très peu présente sur la feuille Paray-le-Monial, elle couvre de vastes surfaces sur la feuille Charolles, au Sud de la diagonale de l'Arconce, notamment dans le Centre-Sud de la feuille où elle constitue le support de grands plateaux boisés, plus ou moins vallonnés. Elle forme également des lambeaux dans la région de Vareilles - Baudemont et au Sud de Charolles. Son épaisseur est difficile à apprécier du fait, d'une part, qu'il est impossible de la traverser entièrement en sondages (existence de grandes chailles qui bloquent la mototarière) et d'autre part sa base est masquée par un colluvionnement important sur le pourtour des plateaux. Sur certaines

surfaces, elle ne se reconnaît que par la présence des chailles, la matrice argileuse ayant été lessivée. Les parties colluvionnées n'ont pas été distinguées cartographiquement, car la limite entre terrains en place et terrains colluvionnés est difficile à préciser.

**Lithologie.** Cette formation n'affleure pratiquement jamais en surface. Elle peut s'observer dans les racines de grands arbres abattus pendant la tempête de décembre 1999. Il s'agit, en surface, d'une terre argileuse brune à beige renfermant des chailles entières ou en débris, de taille dépassant parfois le demi-mètre. On retrouve notamment les chailles décrites dans le Bajocien supérieur. Ces dernières ne montrent aucune trace de transport, attestant du caractère *in situ* et résiduel de cette formation. Plusieurs sondages l'ont recoupée sur quelques mètres avant de se bloquer. Ils montrent une **matrice** de couleur variée : roux, beige, jaune à brun, exceptionnellement gris. Des couleurs parfois rouge à ocre suggèrent la présence d'Eocène sidérolithique résiduel dans l'argile à chailles (*cf.* ci-dessous). On y a trouvé, dans le sondage S198, des quartz millimétriques bi-terminés. Les **éléments** sont tous des chailles dont certaines montrent clairement leur origine Bajocien inférieur ou supérieur : cœur beige clair à texture packstone traduisant l'existence d'un calcaire initial, avec reliques en creux d'entroques (sondage S156), faune marine de lamellibranches conservée dans des parties creuses (sondage S168), un échinoderme (*Stomechinus* sp. ; voir annexe 7, planche 3) silicifié et emballé dans un calcaire à entroques (Beaudemont), esquilles de calcaire jaune-beige silicifié et même un échantillon de chailles à empreintes de *Parkinsonia parkinsoni* (Bajocien supérieur). Certains faciès poreux, de couleur rouge à blanchâtre, suggèrent l'influence d'une altération sidérolithique mêlée à la formation.

**Âge.** Les formations géologiques formant le substratum des dépôts de l'Eocène sidérolithique sont toujours altérées sur une épaisseur importante. Ces altérations, de type latéritique, peuvent être soit contemporaines de la période de mise en place du Sidérolithique (entre le début du Tertiaire et l'Éocène supérieur), soit bien plus anciennes : c'est peut-être le cas de l'argile résiduelle à chailles, dont il n'est pas exclu qu'elle puisse se rapporter à la période du Crétacé inférieur, les altérations latéritiques très développées de cette période ayant une large répartition en France. On observe dans une carrière de la forêt domaniale des Charmays ( $x = 734,400$  ;  $y = 2\ 144,525$ ) du Bajocien supérieur à chailles entièrement silicifié sur une épaisseur visible de 5 m minimum (j2-3S, ci-dessus). Une telle altération siliceuse peut correspondre à une paléosurface associée au dépôt des argiles à chailles. Nous n'avons cependant pas identifié, sur la feuille Charolles, de témoin de Crétacé supérieur (par exemple, un élément de cet âge dans l'argile à chailles) pouvant sceller cette surface ou d'anciens profils latéritiques.

## Tertiaire

e. **Sables mastic, argiles rouges plus ou moins sableuses (Éocène sidérolithique) (quelques mètres observés).** Cette formation est très peu présente et pauvre en faciès sur la feuille Charolles, contrairement à la feuille Paray-le-Monial où elle est très développée. Dans l'extrême nord de la carte, sur la commune de Hautefond, un affleurement marque la terminaison sud de la série de plateaux disséqués de sable sidérolithique reconnus sur la feuille Paray-le-Monial. Deux autres lambeaux minuscules de cette formation apparaissent en rive droite de l'Arconce, sous le recouvrement des sables bourbonnais : au Nord de Lugny-les-Charolles ainsi qu'à Bornat, dans le centre de la feuille, au-dessus de l'argile résiduelle à chailles.

**Lithologie.** Il s'agit d'une formation sableuse, parfois argileuse, de couleur beige mastic caractéristique, homogène, de grain fin à moyen, jamais carbonatée. Des faciès rubéfiés, argileux à argilo-sableux, accompagnés de rognons de chailles poreux, blanchis ou rubéfiés, ont été localement reconnus en sondages, au-dessus de l'argile résiduelle d'altération à chailles. Le sondage S252 (situé au Nord de Lugny-en-Charollais, à proximité de l'affleurement d'Éocène sidérolithique cité *supra*) a rencontré un faciès assez caractéristique du Sidérolithique : sable argileux fin à moyen, rouge, à chailles blanches éclatées, surmontant une argile sableuse blanchâtre, finement marbrée de rouge sang, avec quelques chailles grises, reposant sur l'argile à chailles.

βe. **Basalte s.l. (Éocène).** Bien que de taille très réduite, les quatre pointements volcaniques, de la feuille Charolles, sont intéressants tant d'un point de vue volcanologique que par la nature des laves que l'on y rencontre. Il s'agit de necks (Launay, Argues et probablement Mans) et d'un dyke (Chétal) recoupant les formations sédimentaires mésozoïques et le socle varisque sous-jacent.

Les pointements de Launay et de Chétal ont été découverts par A. Rozet dès 1839 et, avec celui d'Argues en bord de Loire, ont été cartographiés et décrits en détail par R. Brousse et P. Nativel (1964). Ils ont été réétudiés dans le cadre d'un projet de recherche dédié à l'étude du volcanisme péri-alpin anté-oligocène (Nehlig et Prouteau, 2002, non publié). F. Gaudry a découvert le gisement de Mans au cours des levés.

**Launay.** Ce pointement volcanique peut être observé à 200 m au Sud-Est du château de Launay, où il affleure en pierres volantes, dispersées ou montées en murets dans un taillis, sur ancien sol de vigne. Il s'agit d'un neck dont la section circulaire mesure 150 m de diamètre (Rozet, 1839). Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'y étudier la prismation caractéristique des necks.

En lame mince, la texture est holocristalline, microlitique, porphyrique. Les phénocristaux d'olivine sont abondants et quelques gros cristaux d'augite sont présents. On note la présence d'agrégats polycristallins de feldspaths. Dans la mésostase, les microlites de plagioclases sont nombreux ; les microlites d'augite, les petits cristaux d'olivine et les minéraux opaques sont moulés par de la néphéline xénomorphe. La composition chimique caractérise un basalte.

L'âge du neck de Launay est de  $44,5 \pm 2$  Ma (K/Ar sur roche totale), ce qui le place dans le Lutétien (Eocène moyen) d'après H. Bellon *et al.* (1974).

**Argues.** L'affleurement est situé en rive droite de la Loire, juste à l'Ouest du hameau d'Argues, à 1,5 km au NNW du bourg de Baugy. Comme dans le cas de Launay, il s'agit d'un neck avec une base légèrement elliptique, un grand axe de 300 m orienté N55°W et un petit axe de 210 m. Une partie du neck est masquée par les eaux de la Loire, mais en période d'étiage son observation est aisée.

En lame mince, la texture est holocristalline, microlitique et porphyrique. Les phénocristaux d'olivine sont prédominants et altérés en serpentine. L'augite est moins abondante. Dans la mésostase, les microlites d'augite, les petits cristaux d'olivine, les minéraux opaques et les globules d'analcime sont moulés par de la néphéline xénomorphe. La composition chimique caractérise une foidite.

**Chétal.** Le dyke de Chétal, décrit par A. Rozet (1839) puis par R. Brousse et P. Nativel (1964), n'a pas été retrouvé. Il a été décrit à l'entrée du village, dans un petit sentier longeant la ferme des Guichards (plan cadastral, 1936, commune de Briant 283, Section c2). D'après R. Brousse et P. Nativel (1964), le dyke de Chétal est bordé par une gaine clastique faite de boules basaltiques et de fragments granitiques (de 0,5 à 0,7 cm) arrachés au substratum. Ces débris sont emballés dans une matrice hyaline très riche en vésicules ne contenant que de très rares phénocristaux d'olivine, augite et titanomagnétite.

**Mans.** L'affleurement se trouve dans le Nord-Est de la carte, à 1,2 km au Nord du hameau de Mans (x : 750,62 ; y : 2 155,87). Il consiste en pierres volantes dispersées dans des champs juste à l'Est de la petite route qui mène de Charolles à Dyo. Certains petits blocs sont des morceaux de prismes. L'observation macroscopique montre de petits phénocristaux d'olivine verte et de clinopyroxène noir (1 à 5 mm) emballés dans une mésostase gris sombre.

**Géochimie.** Les compositions chimiques des roches volcaniques de Launay et d'Argues sont très primitives, comme le montrent les fortes teneurs en MgO (11,78 à 12,70 %) et en éléments en traces compatibles

(Ni : jusqu'à 450 ppm pour Launay). Les teneurs en  $TiO_2$  élevées (4,34 % pour Argues) sont typiques des magmas intraplaques. Les compositions normatives sont fortement sous-saturées en  $SiO_2$  et indiquent la présence de néphéline normative à Argues. Dans la classification de R.W. Le Maître (1989), les roches se placent dans le domaine des basaltes pour Launay et des foidites pour Argues.

Les spectres de Terres Rares indiquent des teneurs en éléments incompatibles très élevées de près de 100 fois celles des chondrites. Par ailleurs, ces spectres sont très enrichis en terres rares légères avec des rapports La/Yb compris entre 26 (Launay) et 33 (Argues) ; d'autre part, ils montrent des enrichissements réguliers depuis l'Yb jusqu'au La sans anomalie remarquable.

**g<sub>2</sub>-m<sub>1</sub>C, C/g<sub>2</sub>-m<sub>1</sub>C. Marnes et calcaires, intercalaires sableux et argileux (Oligocène – Miocène) (plus de 70 m reconnus, épaisseur minimum).** L. Clozier (*in* Delfour *et al.*, 1989a) distingue, sur la feuille voisine au Nord-Est, Dompierre-sur-Besbre, les deux formations classiques reconnues par de nombreux auteurs (Dolfus, 1894, 1910, 1923 ; Giraud, 1902 ; Dangeard, 1933 , Bertrand-Sarfati *et al.*, 1966 ; Rey, 1964, 1966, 1970, 1971, 1972 ; Bussière et Pelletier, 1973 ; Gorin, 1974, 1975 ; Donsimoni, 1975 ; Étienne, 1977, 1981), l'une sablo-argileuse à dominante détritique développée dans le Nord et son équivalent marno-calcaire plus développé dans le centre du bassin, c'est-à-dire le Sud et l'Est. Seule la formation calcaire, localement intercalée d'épisodes sableux, est reconnue avec certitude et cartographiée sur la feuille Charolles. Cette formation, qui se développe horizontalement dans la partie ouest et sud-ouest de la feuille, sous le recouvrement des sables du Bourbonnais, a été recoupée par de nombreux sondages mais n'affleure pratiquement pas, car les coteaux des bords de Loire et de l'Arconce sont nappés par les colluvions de la formation sus-jacente, aussi est-elle principalement cartographiée sous la notation C/g<sub>2</sub>-m<sub>1</sub>C. À l'Est, les sondages ont montré que l'Oligo-Miocène, masqué par les formations sus-jacentes, est limité par une importante faille NNW le séparant du Lias. Cette faille, visible dans la région de Saint-Laurent-en-Brionnais, où elle est marquée par des affleurements du socle varisque, se poursuit vers le NNW sous le plateau de sables bourbonnais sur la feuille Paray-le-Monial, qu'elle paraît traverser presque entièrement (Donzeau *et al.*, 2001).

**Lithologie.** Seuls deux affleurements ont été reconnus sur la feuille Charolles, l'un de taille réduite, un calcaire blanc crayeux à bancs horizontaux en mauvais état, situé au Nord de Versaugues (Centre-Ouest de la feuille : x = 732,700 ; y = 2 153,225) en rive droite de l'Arconce, l'autre, plus important, dans le lit de la Loire à Chambilly (coin sud-ouest de la feuille), au Nord du pont sur la Loire (x = 729,375 ; y = 2 143,350). Ce dernier

affleurement consiste en une dalle horizontale de calcaire concrétionné massif, gris en patine et blanc crayeux à rosé en cassure, formant un chapelet de petites « îles » plates. Les sondages effectués sur les plateaux ont rencontré une marne de couleur toujours assez claire (beige clair à vert ou blanc), à débris de calcaire blanc crayeux, parfois intercalée de lits sableux plus ou moins grossiers et d'horizons d'argile beige à verte. Le forage bloque parfois sur un horizon de calcaire dur.

D'après J. Bertrand-Sarfati *et al.* (1966), les masses de calcaires concrétionnés forment de petits édifices au sein des marnes. Elles sont générées par une activité organique végétale (algues bleues, mousse, végétaux supérieurs) associée à une activité animale (larves d'insectes, gastéropodes) en milieu lacustre (Donsimoni, 1975). Des venues détritiques dans le bassin marneux forment les intercalations sableuses de la série.

L'épaisseur de cette formation a été estimée à 70 m minimum par les sondages BRGM, sur les plateaux, de part et d'autre de la Loire (limite supérieure) et par des sondages de sablières dans le lit de la Loire, où le Tertiaire forme le mur des alluvions, mais dont la base n'a pas été atteinte.

**Biostratigraphie.** La pénurie d'affleurements rend difficile la recherche d'argument biostratigraphique pour la datation de cette formation. Jusqu'à présent, l'âge, rapporté au Chattien – Aquitaniens *pro parte*, était établi par analogie et continuité avec la formation de même faciès et situation sur la feuille Dompierre-sur-Besbre (Delfour *et al.*, 1989a), elle-même datée par analogie avec la carte géologique Bourbon-Lancy (Delfour *et al.*, 1990), avec la région de Moulins (Rey, 1972) et celle de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1966 ; Donsimoni, 1975).

Depuis les années 2000, un argument de datation a été trouvé dans la région : dans le cadre du levé de la feuille adjacente au Nord (Paray-le-Monial ; Donzeau *et al.*, 2001), un sondage effectué pour les travaux de cartographie (sondage BRGM S103 de la feuille Paray-le-Monial, x = 729,420 ; y = 2 161,440) a été implanté au lieu-dit La Motte, dans l'extrême sud de la feuille, à quelques centaines de mètres au Nord du hameau de Beauregard, dernier lieu-dit situé dans le Nord de la feuille Charolles, en rive droite de la Loire. Ce forage a rencontré, sous 7 m de sables bourbonnais, des marnes et calcaires renfermant une faune de characées. Il s'agit d'une forte population de *Nitellopsis (Tectochara) gr. meridiani*, accompagnée de plusieurs *Rhabdochara gr. langeri*. Cette association caractérise un horizon qui s'étend de la partie supérieure de la zone à Ungerer jusqu'à la partie inférieure de la zone à Bertodensis, c'est-à-dire en termes de mammifères, de MP27 à MN2a, soit du Chattien supérieur à l'Aquitaniens moyen (déterminations de J.-P. Berger, université de Fribourg). Cette datation justifie l'appellation « marnes oligo-miocènes ».

## Plio-Quaternaire

### Formation des Sables et argiles du Bourbonnais

**FL. Fluvio-lacustre : sables quartzo-feldspathiques, argiles, cailloutis (30 m reconnus).** La formation des Sables et argiles du Bourbonnais se développe dans une grande moitié ouest de la feuille, au Nord de la diagonale de l'Arconce. Elle forme un grand plateau entre Loire et Arconce, ainsi qu'en rive gauche de la Loire. Quelques témoins disséqués se rencontrent également au Sud de l'Arconce, notamment dans la région de Charolles et de Saint-Didier-en-Brionnais. Sur la feuille voisine Dompierre-sur-Besbre, située au Nord-Ouest, où le Bourbonnais est très développé et riche en faciès divers, L. Clozier (*in* Delfour *et al.*, 1989A et 1989B) reconnaît schématiquement trois termes principaux : un terme inférieur à gros galets de silex, un terme moyen fluvial à chenaux (renfermant lui-même plusieurs termes sur la feuille Dompierre-sur-Besbre) et un terme supérieur conglomératique à galets de taille plus faible que ceux de la base. Sur la feuille Charolles, seul le terme moyen est exprimé, le terme inférieur n'a été reconnu qu'en un endroit. La formation des Sables et argiles du Bourbonnais, qui affleure très mal, n'est visible que dans quelques petites sablières dans l'Ouest de la feuille, la formation ayant surtout été recoupée en forages, sur une épaisseur maximum de 30 m (sondage S21, annexe 1 : sondages de reconnaissance). L'épaisseur moyenne estimée sur la feuille Paray-le-Monial est de 40 m.

**Lithologie.** Le sable quartzo-feldspathique du Bourbonnais se définit par son faciès « gros sel » caractéristique, dû à la présence des feldspaths et à la forme peu usée des grains, dont la taille est généralement de 2-3 mm, parfois plus. Dans quelques petites carrières à sable de la rive gauche de la Loire, dans le Nord de la limite ouest de la carte, on observe des stratifications obliques chenalissantes, métriques ou plus grandes, parfois soulignées par des cordons de cailloutis, essentiellement quartz et silex, ainsi que des lentilles d'argiles plus ou moins développées. Des silex dispersés, de taille 4-5 cm, s'observent irrégulièrement dans le sable quartzo-feldspathique. Ce faciès, qui correspond au terme moyen fluvial de L. Clozier (*in* Delfour *et al.*, 1989a et 1989b), a été rencontré dans tous les sondages qui ont recoupé le Bourbonnais.

• **Terme inférieur conglomératique.** Ce terme n'affleure bien qu'en un seul endroit de la carte, à environ 4 km à l'Ouest de Charolles, encore qu'il soit en grande partie colluvionné. Dans la partie non colluvionnée de l'affleurement, une matrice quartzo-feldspathique « gros sel » renferme des galets de 10-20 cm en moyenne, à silex largement dominants, accompagnés de quelques quartz et éléments variés du socle varisque, rarement de la série sédimentaire post-varisque, sauf en ce qui concerne les arkoses du Trias. Quand il est frais, le silex est blond à patine noire, luisante ou mate, et

présente souvent des traces caractéristiques en « coup d'ongle » dues aux chocs entre galets. Certains de ces silex ont un aspect « tuberculé » et vacuolaire (dissolution de la silice) et sont blanchis en périphérie ; d'autres sont gris, poreux et altérés à cœur (silex « épuisés »), hérités probablement de l'Eocène sidérolithique. Le terme conglomératique inférieur, très réduit sur la feuille Charolles, est rarement rencontré en sondages. Sur la feuille Paray-le-Monial, où il a été bien observé (Donzeau *et al.*, 2001), il semble être distribué en chenaux et avoir une extension plus réduite que celle du terme moyen. Son épaisseur diminue globalement vers le Sud.

**Lithostratigraphie.** La formation des Sables et argiles du Bourbonnais contient classiquement de nombreux minéraux volcaniques éoliens, microscopiques, dispersés dans la matrice quartzo-felspathique « gros sel » : sphènes, zircons éruptifs, quartz rhyolitiques de ponces. J. Tourenq *et al.*, (1978) et J. Tourenq et M. Turland (1982) ont établi que ces minéraux proviennent des panaches de cendres liées aux éruptions paroxysmales du volcan du Mont Dore, dont le fonctionnement est daté entre 3,2 et 2,7 Ma (cf. aussi L. Clozier *in* Delfour *et al.*, 1989a, p. 65-66). Sur la feuille Charolles, le cortège des minéraux volcaniques n'est pas complet, mais les zircons mondoriens, qui présentent une morphologie caractéristique (Jézéquel, 2000 et 2001), sont généralement présents et parfois accompagnés de quartz de ponces. Il convient de remarquer que sur la feuille Paray-le-Monial, située immédiatement au Nord, le cortège des minéraux volcaniques mondoriens est beaucoup moins présent que sur la feuille Charolles (Jézéquel, 1997, 1998a, 1998b, 1998c, 1998d, 1999a, 1999b, 1999c).

En Limagne et Sologne bourbonnaise, les Sables et argiles du Bourbonnais s'inscrivent en dépôts longitudinaux dans les bassins d'effondrement oligocènes, préfigurant les cours de la Loire et de l'Allier actuels. Ils reprennent entre autres des stocks anciens générés par des phases d'érosion précédentes (Ribault (de) et Tourenq, 1972). La disposition longitudinale des dépôts ne semble pas être le cas en amont, notamment dans le Sud de la feuille Dompierre-sur-Besbre et sur les feuilles Paray-le-Monial et Charolles, où les dépôts débordent le cadre des bassins d'effondrement. Ils apparaissent plutôt disposés en apports latéraux, par rapport aux grands axes de transport longitudinaux orientés N à NW et reposent indifféremment sur tous les termes de la série stratigraphique, depuis le socle cristallin jusqu'à l'Oligo-Miocène.

## Quaternaire

### Formations alluviales

F, Fw, Fx, Fy, Fy-z, Fz. **Formations fluviatiles. Limons, sables, graviers, galets.** Le réseau hydrographique de la feuille Charolles s'inscrit

dans le bassin versant de la Loire qui coule vers le Nord et à laquelle aboutit un seul affluent important, l'Arconce en rive droite, juste au-delà de la limite nord de la feuille. Un affluent mineur, le ruisseau du Merdasson, se jette en rive droite de la Loire au niveau de Marcigny, dans le Sud de la feuille. Dans la vallée de la Loire, cinq terrasses ont été distinguées, étagées au-dessus du lit actuel à des altitudes fonction de leur âge relatif. Dans la vallée de l'Arconce, une terrasse a été distinguée. Un micro-lambeau isolé, correspondant probablement à une ancienne terrasse élevée, actuellement en position résiduelle, repose sur la formation du Bourbonnais, entre Loire et Arconce, au Nord de Marcigny. Les différentes terrasses alluviales sont constituées principalement de sables plus ou moins grossiers et de graviers et galets roulés. Suivant l'ancienneté des terrasses, l'altération météorique évolue avec notamment le développement de la végétation, l'argilisation, la rubéfaction (circulations ferrugineuses vadoses) ; les terrasses les plus récentes sont les plus « propres ».

#### • **Vallée de la Loire**

La portion de la vallée de la Loire, qui traverse la feuille Charolles, présente un cours rectiligne. Les terrasses alluviales se développent de part et d'autre avec, cependant, des asymétries : 1) deux zones érosives sans terrasse où les alluvions FZ sont directement en contact avec le substrat, l'une en rive gauche, entre Bourg-le-Comte et Bonnard, l'autre en rive droite, au Sud de Baugy (Nord de Marcilly) et 2) une zone rive droite à fort développement des terrasses alluviales, entre Loire et Arconce.

F. Un minuscule lambeau sableux repose en rive droite sur le Bourbonnais, à environ 2 km au Nord de Marcigny. Il se distingue du Bourbonnais par son faciès sableux fin clair, indication probable d'une ancienne terrasse alluviale résiduelle.

Fw. Ce niveau se développe en deux endroits de la rive gauche, au Sud et au Nord de la feuille. Au Sud, il emboîte les marnes oligo-miocènes à la cote 275 m, où la terrasse se termine contre un thalweg. Au Nord, il entaille les Sables du Bourbonnais à la cote 250 m, soit une pente moyenne de 0,12 %. Il se retrouve également en deux points de la rive droite : à l'Ouest de Versaugues, entre Loire et Arconce, à la cote de 260 m ; à la latitude du coude de l'Arconce, où il entaille le Bourbonnais à la cote 270 m. À cet endroit, il a été recoupé par le sondage de reconnaissance cartographique S44 qui a rencontré du sable grossier, humide en profondeur, contenant un cordon de silex à 10 m, avant de recouper l'Oligo-Miocène à 12 m.

Fx. Cette terrasse est très développée sur les deux rives de la Loire, sauf dans les zones érosives suscitées. En rive droite, elle s'élargit entre Loire et Arconce pour former une plaine de 2 km de largeur supportant l'aérodrome

de Saint-Yan ; elle entaille successivement, du Nord au Sud, les marnes oligo-miocènes, les sables bourbonnais, la terrasse Fw, puis de nouveau les sables bourbonnais et la terrasse Fw. En rive gauche, elle entaille, dans sa portion sud, la terrasse Fw, puis les marnes oligo-miocènes et dans sa portion nord, successivement les marnes oligo-miocènes, les sables bourbonnais, puis la terrasse Fw. Elle passe de l'altitude 260 m, au Sud, à celle de 240 m, au Nord, soit une pente moyenne de 0,10 %. Des sondages effectués dans la région de Vindecy, près du lieu-dit la Villeneuve (approximativement à mi-parcours de la Loire sur la feuille Charolles) ont rencontré une épaisseur de 12 à 13 m de sables, graviers et galets reposant sur un substrat de marne blanche ou de meulière oligo-miocène.

Fy. Visible en rive droite, la terrasse n'est présente qu'à l'extrême sud de la carte, au Sud du lieu-dit Babouire, à la cote 260 m où elle prolonge une terrasse reconnue sur la feuille Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990).

Fy-z. Une terrasse de cote intermédiaire entre Fx et Fz s'observe localement en rive droite, à la limite sud de la carte ; elle est principalement reconnue sur la feuille Charlieu.

Fz. Les alluvions récentes occupent le lit mineur et la zone inondable. Parcourues par les méandres de la Loire, elles se développent de la cote 245 m, au Sud, à la cote 230 m, au Nord, soit sur une pente moyenne de 0,075 %, plus faible que celle des terrasses précédentes. Sur la majeure partie du parcours, elles occupent une largeur moyenne de 2-3 km ; au niveau de l'Hôpital-le-Mercier, dans le Nord de la feuille, elles forment, avec la terrasse Fx et les alluvions Fz de l'Arconce, une plaine large d'environ 6 km. En rive gauche, entre Bourg-le-Comte et Bonnard, elles entaillent directement les reliefs des marnes oligo-miocènes recouvertes de Bourbonnais, tandis qu'en rive droite, au niveau de Baugy-sud, elles entaillent le Dogger et le Lias.

La terrasse Fz a été sondée en différents points du parcours de la Loire pour la recherche de sable ou l'approvisionnement en eau potable (AEP). Sur la commune de Bourg-le-Comte, au lieu-dit le Petit Moulin (quart inférieur du parcours de la Loire sur la feuille Charolles, n° BSS du sondage : 0623-5X-0104), un sondage a rencontré 7 m d'alluvions reposant sur de l'argile limoneuse bleue oligo-miocène : la formation, recouverte de végétation et argileuse sur les deux mètres supérieurs (altération), consiste en sables et graviers propres en profondeur ; à l'Ouest d'Arcy (n° BSS du sondage : 0623-5X-0004, un peu au Sud du mi-parcours de la Loire sur la feuille Charolles) un sondage a recoupé une épaisseur de 6,70 m avec la partie supérieure altérée sur 1,6 m, reposant sur un substrat d'argile probablement mio-pliocène ; près de la limite nord de la feuille, un sondage, effectué sur la commune de Chassenard (n° BSS du sondage : 0623-1X-0120), a rencontré 6,10 m de sables et cailloutis reposant sur de l'argile jaune-roux, probablement oligo-miocène.

### • **Vallée de l'Arconce**

L'Arconce traverse la feuille Charolles en diagonale NE-SW depuis la ville de Charolles jusque dans la région d'Anzy-le-Duc, où elle effectue un coude serré vers le NNW, la parallélisant approximativement avec le cours de la Loire, qu'elle rejoint en rive droite au-delà de la limite nord de la feuille. Entre Charolles et Anzy-le-Duc, elle reçoit plusieurs petits affluents en rive gauche : respectivement du Nord-Est vers le Sud-Ouest, les ruisseaux de Lavaux, Lucenay, Sermaize, des Mauvières, de la Belaine ; sa rive droite, encaissée, borde le plateau couronné par les sables bourbonnais, recevant en affluent le ruisseau de Saulnière en amont de Lugny-les-Charolles. Dans son parcours, à l'aval d'Anzy-le-Duc, elle reçoit quelques ruisseaux mineurs en rive droite, dont la Sélоре en amont de Saint-Yan.

F. Entre Charolles et Saint-Didier-en-Brionnais, quelques terrasses irrégulières, inclinées et dispersées, plus ou moins colluvionnées, d'une formation sableuse « propre » de grain fin à grossier, contenant parfois des cailloutis roulés, surplombe localement le cours de l'Arconce. Ce faciès particulier semble jalonner une surface alluvionnaire ancienne démantelée, située approximativement entre les cotes 300 et 320 m.

Fx. À l'amont d'Anzy-le-Duc, cette terrasse n'existe qu'à Saint-Didier-en-Brionnais, à la cote 270 m, sur les deux rives. Au niveau d'Anzy-le-Duc, un lambeau de terrasse est visible en rive gauche. À l'aval, la terrasse se développe en rive droite depuis Anzy-le-Duc jusqu'à la limite nord de la feuille. Elle entaille le Dogger, puis les marnes oligo-miocènes. En aval de Versaugues, elle se développe également en rive gauche, dans la zone de rapprochement de l'Arconce et de la Loire. Près de la confluence avec la Loire, à la limite nord de la feuille, la cote de la terrasse Fx est proche de 240 m, soit une pente moyenne de 0,13 % depuis Saint-Didier-en-Brionnais.

Fz. Les alluvions récentes, parcourues de méandres, constituent la plus grande part alluviale de l'Arconce. En amont d'Anzy-le-Duc, elles sont encaissées dans les formations du Lias et du Dogger. En aval, elles entaillent la terrasse Fx, excepté sur un tronçon rive gauche, entre Anzy-le-Duc et Montceaux-l'Etoile, où elles entaillent les marnes oligo-miocènes, puis la terrasse Fw de la Loire. Au niveau de Charolles, la cote des alluvions Fz est à 280 m, s'abaissant à 235 m à la limite nord de la feuille, peu avant sa confluence avec la Loire, soit une pente moyenne de 0,12 %.

### **Formations superficielles**

Eb. **Éboulis.** Ils sont peu présents sur la feuille Charolles. On ne les rencontre que sur les pentes en rive droite de la vallée du Merdasson (région de Semur-en-Brionnais, près de la limite sud de la feuille). Ils descendent

de la bordure sud du plateau d'argile résiduelle d'altération à chailles, où ils sont constitués principalement de chailles ou débris de chailles formant des voiles généralement stabilisés, recouverts de forêt.

**Cv. Colluvions de fond de vallon.** Elles soulignent les thalwegs de faible pente où la part du transport transversal par reptation, solifluxion, ruissellement est prépondérante par rapport au transport longitudinal des sédiments. Elles concernent surtout les branches de dernier ordre du réseau hydrographique.

**C. Colluvions indifférenciées (pentes ou plateaux).** Elles se développent irrégulièrement sur les flancs de certaines vallées, notamment celle de l'Arconce entre Charolles et Anzy-le-Duc. Les marnes de l'Oligo-Miocène sont représentées sous colluvions (cf. *supra*).

**Terrains colluvionnés (surcharge).** La surcharge de terrains colluvionnés s'applique principalement aux terrains du « Lias mou » (Pliensbachien - Toarcien). Dans la zone de relief élevé, au Centre-Sud de la feuille, ces derniers affleurent généralement dans de grandes pentes de plusieurs dizaines à une centaine de mètres de dénivelée (régions d'Oyé, de Briant, par exemple). On y observe localement des terrains moutonnés, symptomatiques de mouvements de reptation ou de glissements modérés, qui sont cartographiés avec une surcharge. La difficulté à observer les terrains peu épais du Carixien provient généralement du colluvionnement modéré systématique (non cartographié) de la base des argiles pliensbachiennes.

**X. Dépôts anthropiques : déblais, remblais, terrils.** Deux zones ont été cartographiées avec la notation X : à la limite centre-nord de la feuille, le remblai de la voie ferrée, à l'approche de la gare de Paray-le-Monial ; dans la région de La Chapelle-sous-Dun, un terril situé au lieu-dit Les Moquets.

## STRUCTURATION TECTONIQUE

Sur le plan structural, l'aspect de la feuille Charolles est très contrasté. La partie située au Nord-Ouest de la diagonale de l'Arconce et la vallée de la Loire est occupée par les recouvrements alluvionnaires et les sables bourbonnais qui masquent les structures. À l'inverse, dans le Sud-Est, les terrains plus anciens (notamment varisques et secondaires) affleurent et présentent une structuration par failles très marquée.

Deux familles de failles régissent le style tectonique dans la moitié sud-est de la feuille :

- une famille dominante d'accidents nord-ouest à NNW ;
- une famille subordonnée d'accidents nord-est à NNE.

Ces deux familles, respectivement parallèles à la direction « Limagnes », d'âge oligocène, et à la direction « grabens permo-houillers », d'âge permien, ont joué à différentes époques au cours de l'histoire tectonique de la feuille.

**La famille nord-ouest à NNW**, parallèle à la direction des failles oligocènes des Limagnes, est responsable d'un découpage en panneaux tabulaires d'allongement nord-ouest à NNW, modérément « basculés » vers le Sud-Ouest (cf. coupe). On observe ainsi d'Est en Ouest trois panneaux principaux présentant, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, une succession stratigraphique à faible pendage vers le Sud-Ouest, parfois décalée par des failles mineures, allant du socle granitique au Bajocien. Le panneau incomplet, situé dans le coin nord-est de la feuille, participe du même dispositif, ainsi que le suggère la feuille Cluny (Arène *et al.*, 1977) et forme, ainsi, l'élément d'un quatrième panneau visible sur la carte. Les trois panneaux principaux sont respectivement bordés à l'Est par les grandes failles de Dyo, Saint-Albin et Varenne-l'Arconce, soulignées elles-mêmes par des affleurements plus ou moins développés de socle granitique localement cataclaté, qu'elles bordent à l'Est ; la faille de Saint-Albin limite notamment une lanière de granite porphyroïde à biotite entièrement cataclatée. Dans le détail, les grandes failles présentent un style tectonique complexe en « queue de cheval » et disposition en échelon, compliqué par des failles mineures dysharmoniques entre formations de compétences différentes, soulignant des copeaux tectoniques. Certaines des grandes failles présentent une extension géographique importante. En particulier, la faille de Saint-Albin se poursuit vers le Nord et traverse entièrement la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001) ; sous la couverture de colluvions et de sables bourbonnais, les sondages de reconnaissance cartographique du BRGM (annexe 1 : tableau des sondages de reconnaissance et *supra*) ont montré que cette faille limitait, sur les deux feuilles, l'extension des marnes oligo-miocènes vers l'Est. Certaines failles de direction NW à NNW paraissent avoir été actives au Trias, ainsi que semble l'attester la distribution des variations de faciès et d'épaisseur des dépôts triasiques (cf. ci-dessus : paléogéographie des dépôts triasiques au paragraphe « Trias »).

**La famille nord-est à NNE** est parallèle aux failles du graben permo-houiller de Blanzay – Montceau-les-Mines – Bert-Montcombroux. Peu développées sur la feuille Charolles, ces failles forment localement des rejets importants dans le Mésozoïque. Elles sont généralement interrompues par les failles NNW, mais localement (dans le coin nord-est), ces dernières se greffent dessus, indiquant un jeu polyphasé des failles NNE. La faille nord-est la plus développée est celle de Saint-Symphorien-des-Bois, dans l'Est de la feuille.

Les deux familles de failles forment un « nœud » tectonique complexe au niveau du bassin houiller de La Chapelle-sous-Dun (coin sud-est de la feuille). En bordure orientale du bassin, le massif de La Clayette est cataclasé sur sa bordure méridionale. Cette zone cataclasée renferme une relique de mylonite, témoin d'un cisaillement ductile senestre de direction NNE, antérieur à la cataclase, qui pourrait être liée à l'intrusion, au Viséen supérieur, du massif de microgranites subvolcaniques de La Chapelle-sous-Dun.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Dans ce chapitre et le suivant, certaines interprétations dépendent des connaissances et des idées actuelles et sont donc susceptibles d'évoluer dans le futur.

### *SOCLE VARISQUE*

Sur le territoire de la feuille Charolles, le socle varisque, anté-stéphanien, pour l'essentiel, est constitué presque exclusivement de roches magmatiques, en majorité, acides et d'âge carbonifère. En effet, ce socle comprend par ordre d'âge décroissant :

- le batholite du Charollais, constitué de granitoïdes porphyroïdes mésocrates d'affinité subalcaline, se subdivisant en deux faciès cogénétiques : l'un à biotite et rare amphibole, renfermant quelques panneaux de diverses roches métamorphiques, l'autre à biotite et fréquente amphibole dont le type est le granite de Mary, daté à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr (Viallette, 1973), ce qui confère au batholite un âge proche de la limite entre le Tournaisien et le Viséen ;
- quelques minces filons de micromonzodiorite quartzifère à amphibole et biotite ainsi que des filons et stocks de leucogranite à biotite fréquemment chloritisée et magnétite, ces deux types de roches étant liés spatialement et génétiquement aux granitoïdes mésocrates subalcalins ;
- le massif subvolcanique à volcanique de La Chapelle-sous-Dun, rattaché à l'intense activité magmatique du Viséen supérieur et contenant au moins une intercalation de siltite ;
- des filons ou sills de microgranite très porphyrique, cantonnés dans la partie la plus orientale de la carte, où ils recoupent les trois entités précédentes, et un filon de microleucogranite recoupant le massif de granite porphyroïde à biotite de Saint-Albin ; ces microgranites tardifs datent probablement du Stéphanien voire de l'Autunien ;
- des filons de lamprophyres, qui sont probablement autuniens d'après les datations radiométriques à 290-295 Ma réalisées par ailleurs dans le Massif central (Leroy et Sonet, 1976 ; Hottin et Calvez, 1988 ; Chalier *et al.*, 1994).

Le socle varisque comprend, en outre, le petit bassin sédimentaire stéphanien de La Chapelle-sous-Dun, non affleurant mais reconnu par des travaux miniers souterrains pour l'exploitation du charbon.

Ce socle a localement subi une silicification qui pourrait dater du Lias (Baubron *et al.*, 1980). Il encaisse probablement quelques filons de quartz, mais les médiocres conditions d'affleurement n'ont permis d'observer que de rares « pierres volantes » de quartz blanc.

### **Roches métamorphiques (en enclaves dans des granitoïdes)**

Sur le territoire de la feuille Charolles, des roches métamorphiques n'apparaissent qu'en quelques endroits, en enclaves, soit dans les massifs de monzogranite porphyroïde à biotite qui font partie du batholite du Charollais, soit (en un seul point) dans un stock de leucogranite intrusif dans un monzogranite porphyroïde. Les observations de terrain et les études de lames minces ont permis de distinguer trois types de roches métamorphiques :

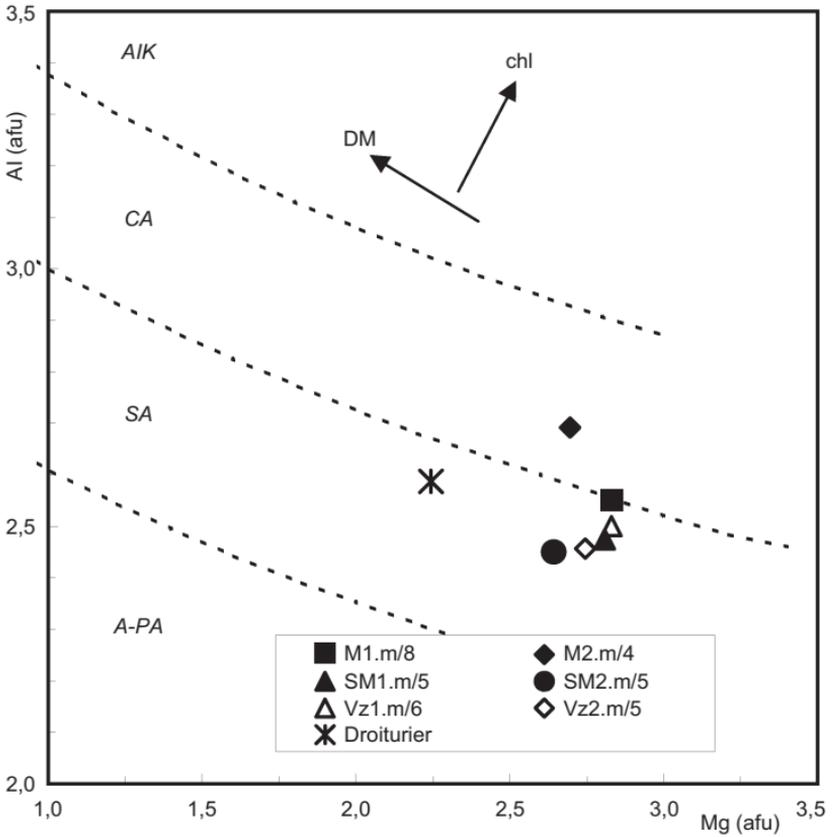
- 1) une cornéenne ;
- 2) un gneiss de grain fin à biotite, localement hydrothermalisé, tous deux en enclaves dans la partie méridionale, cataclasée, du monzogranite porphyroïde à biotite de La Clayette, dans l'angle sud-est de la carte ;
- 3) une diatexite à biotite, observée en un seul endroit, en enclaves dans le monzogranite porphyroïde du ruisseau des Mauvières, et renfermant, elle-même, de petits fragments de gneiss riche en biotite.

### **Diatexite à biotite**

Une fusion partielle dans des conditions de moyenne à basse pression et de haute température (MP à BP, HT) s'est développée localement au sein de para- et orthogneiss de la série métamorphique dite du Charollais (Barrère, 1955), qui affleure en dehors des limites de la présente carte. Sur la carte Paray-le-Monial (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001), cette anatexie a engendré deux types de migmatites :

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

La diatexite à biotite du ruisseau des Mauvières est probablement un autre témoin de l'anatexie précoce dévonienne (cf. plus loin, chapitre « Synthèse



**Fig. 13 - Diagramme Al-Mg pour les biotites des granitoïdes du batholite du Charollais et du massif de Droiturier (Montagne bourbonnaise)**

afu : nombre d'atomes par formule unitaire (base 22 oxygènes).

D'après les analyses de biotites de la thèse de J.-Y. Peyrel (1981) :  
M1, M2 = Mary ; SM1, SM2 = Saint-Maurice-lès-Châteauneuf ; Vz1, Vz2 = Vauzelle  
m/8 = moyenne de 8 analyses à la microsonde électronique

Limites des champs des associations magmatiques d'après Nachit *et al.* (1985) :  
A-PA : alcalin-peralcalin ; SA : subalcalin (calco-alcalin magnésio-potassique) ;  
CA : calco-alcalin ; A/K : alumino-potassique

Vecteur chl : influence de l'altération par chloritisation  
Vecteur DM : effet de la différenciation magmatique

géodynamique »). Cette hypothèse est compatible (tabl. 1) avec la datation radiométrique à 345 Ma (Viallette, 1973) du batholite du Charollais dont fait partie le granite porphyroïde à biotite qui contient les enclaves de diatexite du ruisseau des Mauvières. D'après une analyse chimique (7A16, annexes 3a-c), cette diatexite a une composition fortement peralumineuse, due en particulier à l'absence d'amphibole et à l'abondance de biotite. Les teneurs en Sr (349 ppm), Th (22,1 ppm), U (5,7 ppm), Zr (230 ppm) et  $\Sigma TR$  (237 ppm ;  $(La/Yb)_N = 15,9$ ) sont moins élevées que dans les monzogranites (Sr = 347-443 ppm, Th = 26-45 ppm, U = 4,6-10,0 ppm, Zr = 203-281 ppm, TR = 217-336 ppm,  $(La/Yb)_N = 13,7-25,9$ ). Malgré des convergences partielles de composition, il semble donc que la diatexite soit dissociée génétiquement du monzogranite qui l'enclave.

### **Gneiss à grain fin, à biotite et amphibole, localement hydrothermalisé**

La présence d'amphibole pose le problème de l'origine de ces gneiss. Ce minéral n'a jamais été observé au sein de la série métamorphique dite du Charollais. En revanche, il est présent dans des métadiorites, métatufs et métalaves, qui ont une texture à tendance granoblastique ou grano-nématoblastique et font partie de la formation famenienne du Mâconnais et du Beaujolais (cf. schéma structural). Les affleurements les plus proches de la formation du Mâconnais ne se trouvent qu'à environ 13 km à l'ESE de La Clayette, au Centre-Nord de la carte Beaujeu (Arène *et al.*, 1980). Il est donc logique de rattacher les gneiss de La Clayette à cette formation famenienne, d'autant que cela est également compatible avec la datation radiométrique à 345 Ma (Viallette, 1973) du batholite du Charollais dont fait partie le monzogranite porphyroïde à biotite qui contient des septa de ces gneiss. Dans cette hypothèse, la présence de feldspath potassique peut être due soit uniquement à l'altération hydrothermale dont la paragenèse comporte en outre de la calcite, du quartz et de la chlorite, soit, *pro parte*, à cette altération et, pour le reste, à une contamination par le granite encaissant.

### **Cornéenne**

La cornéenne à texture noduleuse observée à l'Ouest du hameau des Croix dérive, par métamorphisme thermique, d'une roche qui était probablement une siltite. Un peu plus à l'Est, sur la carte géologique Cluny à 1/50 000 (Arène *et al.*, 1977) figurent, au sein du monzogranite porphyroïde à biotite, trois septa de « roches d'origine indifférenciée » affectés du symbole h-dY en raison de l'incertitude sur l'âge du protolite : dévonien (d) ou carbonifère (h) ? Cependant, dans l'hypothèse où la datation du batholite du Charollais à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr (Viallette, 1973) est fiable, cet âge ne peut être que tournaisien ou plus ancien. En conclusion, la cornéenne et les autres roches de métamorphisme thermique, qui se trouvent en septa dans le monzogranite porphyroïde à

biotite autour des Croix (feuilles Charolles et Cluny), dérivent de sédiments qui se sont probablement déposés au Dévonien ou au Tournaisien.

### **Granitoïdes mésocrates à leucocrates du batholite du Charollais**

Le batholite de granitoïdes du Charollais a fait l'objet d'une étude pétrologique de J.-Y. Peyrel (1981), intégrée dans le cadre d'une étude de l'ensemble des batholites de « granites rouges » du Nord-Est du Massif central français : Mayet-de-Montagne à l'Ouest ; Charollais, Beaujolais, Saint-Laurent-de-Chamousset, du Nord au Sud, à l'Est. À partir de données pétrographiques et chimiques (21 analyses des éléments majeurs et de quelques éléments en traces), J.-Y. Peyrel (1981) subdivise le batholite du Charollais en quatre entités de roches plutoniques :

- les monzogranites porphyroïdes à biotite et fréquente amphibole de Mary, au Nord, et de Saint-Maurice-Châteauneuf, au Sud ;
- les monzogranites porphyroïdes, à tendance équi-granulaire, à biotite et rare amphibole, de Vauzelle-Dompierre ;
- les granites aplitiques roses, à biotite, du type bois de Morphée, « recoupant et recouvrant » les monzogranites précédents ;
- les granites aplitiques à deux micas du type Corne d'Artus, nettement postérieurs aux « granites rouges ».

Les données pétrographiques et, le cas échéant, chimiques permettent de préciser que les deux types de granites aplitiques sont des leucogranites dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973).

### **Synthèse des données géochimiques recueillies sur le territoire de la feuille Charolles**

Sur le territoire de la feuille Charolles à 1/50 000, les trois premières entités de J.-Y. Peyrel (1981) sont représentées et ont fait l'objet de 13 analyses chimiques nouvelles, réalisées au CRPG de Nancy (annexes 3a-c). Deux autres analyses nouvelles (annexes 4a-c) concernent les minces filons de micromonzodiorite quartzifère à amphibole et biotite, synchrones de la mise en place du monzogranite porphyroïde à biotite de La Clayette. Les résultats les plus significatifs de ces analyses sont donnés et partiellement interprétés plus haut lors de la description du caisson correspondant. Dans le présent chapitre, les résultats sont interprétés de façon plus synthétique, en intégrant les données géochimiques antérieures de la thèse J.-Y. Peyrel (1981) et des cartes géologiques à 1/50 000 déjà éditées :

- feuille Saint-Bonnet-de-Joux, 6 analyses d'éléments majeurs : trois du granitoïde à biotite et amphibole de Mary, une du granite à grain fin à biotite, deux d'enclaves sombres (Tempier, 1962 ; Barrère *et al.*, 1971) ;

– feuille Paray-le-Monial, une analyse d'éléments majeurs et traces du granite à biotite de Champlecy (*in* Donzeau *et al.*, 2001).

Les granitoïdes de la feuille Charolles ont en commun, pour des valeurs de SiO<sub>2</sub> de 63 % à 78 %, des teneurs élevées en K<sub>2</sub>O (4,2 à 7,6 %), en particulier dans les termes les moins différenciés ( $4,7 \leq K_2O \leq 5,4$  %), et en CaO (sauf dans les leucogranites). Des monzonites quartzifères, termes les moins différenciés, jusqu'aux leucogranites à biotite, termes les plus évolués, les abondances de minéraux ferromagnésiens décroissent fortement, comme en témoigne le paramètre B qui décroît de 21 à 2 % en valeur relative. La composition est faiblement métalumineuse dans les monzonites quartzifères et devient peralumineuse dans les monzogranites ainsi que dans les leucogranites les plus différenciés. Cependant, un caractère peralumineux secondaire affecte la plupart des granitoïdes par suite de l'altération hydrothermale et/ou météorique par néoformation de séricite ou argiles à partir de feldspaths, et par chloritisation de la biotite et de l'amphibole. Les granitoïdes mésocrates présentent, en outre, des teneurs élevées en éléments traces lithophiles tels que Ba (838-1 507 ppm), Sr (348-520 ppm), Rb (169-268 ppm), Th (26-47 ppm), Zr (162-368 ppm),  $\Sigma TR$  (161-369 ppm). Les leucogranites à biotite se caractérisent par des teneurs en Th (20-57 ppm) plus élevées que celles communément rencontrées dans les granitoïdes siliceux (Th < 15 ppm), et sont fortement appauvris en Ba et Sr.

Ces données permettent d'attribuer les granitoïdes affleurant sur la feuille Charolles à l'association magmatique subalcaline (calco-alcaline magnésio-potassique), ce que met également en évidence la répartition des compositions entre les pôles « monzonite quartzifère » et « granite » des compositions de référence (fig. 2a-b). Cette affinité subalcaline est également attestée par la composition des biotites des faciès correspondants définis par J.-Y. Peyrel (1981) dans le batholite du Charollais (fig. 13). Seule la biotite du faciès le plus différencié des granitoïdes de Mary (M<sup>2</sup>, fig. 13) présente une composition plus alumineuse à tendance calco-alcaline, sans doute en relation avec des températures de cristallisation plus faibles contrôlant un équilibre de biotites vers des compositions plus alumineuses, ou plus probablement, en supposant que les biotites analysées sont comparables à celles décrites dans les monzogranites de la feuille Charolles, avec un début de chloritisation.

D'après les figures 2a et 2b, il y a une évolution magmatique continue et progressive dans le sens monzonites quartzifères-monzogranites-leuco(monzo)granites. Cela plaide en faveur d'un cogénéisme entre ces différents faciès, contrôlé par un fractionnement d'amphibole, de biotite et de plagioclase au profit de l'orthose et du quartz. Les leucogranites à biotite et magnétite se marquent par un caractère de différenciation rarement atteint parmi les granitoïdes de la Chaîne varisque française. Ils peuvent être

comparés, pétrographiquement et chimiquement, aux leucogranites à biotite de Droiturier, qui constituent la partie septentrionale du batholite du Mayet-de-Montagne, dans la Montagne Bourbonnaise. Dans ces derniers, la composition de la biotite, plus évoluée que celle des monzogranites de type Mary, est d'affinité subalcaline (fig. 13) ; cela contribue, par analogie entre ces deux groupes de leucogranites, à confirmer la nature subalcaline des leucogranites du Charollais.

Les données des figures 2a-b et les corrélations inter-élémentaires, impliquant  $B = Fe + Mg + Ti$  (index de différenciation), Rb, Sr, et Ba (fig. 4), sont compatibles avec une origine des monzogranites et leucogranites à biotite selon un modèle de cristallisation fractionnée de biotite (Rb, Ba), d'amphibole (Sr) et de plagioclase (Sr), opérant à partir d'un magma parental représenté par les monzonites quartzifères, qui constituent le faciès granitoïdique le moins différencié observé à l'affleurement. Ce modèle est en accord avec celui déjà évoqué par J.-Y. Peyrel (1981) pour l'ensemble du batholite du Charollais. Les minéraux porteurs de Zr et  $\Sigma TR$  (zircon, allanite, sphène) fractionnent globalement avec la biotite et l'amphibole (fig. 4). Toutefois, les corrélations Th-B,  $\Sigma TR$ -B et Th-Sr (fig. 4), de même que Th-Zr, Th-Y (non représentées), sont plus complexes. Elles semblent mettre en évidence la présence de deux ensembles magmatiques aux variations inter-élémentaires non colinéaires : l'un comprenant les monzonites quartzifères et monzogranites, l'autre les leucogranites à biotite. Ces derniers s'organisent selon des corrélations disjointes (Sr, Zr, Th) ou même inverses (Th-B) de celles observées entre monzonites quartzifères et monzogranites. D'autre part, les rapports  $(La/Yb)_N$  et les anomalies en Eu ( $Eu/Eu^*$ ) montrent que les leucogranites [ $(La/Yb)_N < 0,44$  ;  $(Eu/Eu^*) < 0,40$ ] ne résultent pas des monzogranites par un processus de différenciation similaire à celui associant les monzogranites [ $(20 < (La/Yb)_N < 25$  ;  $(Eu/Eu^*) > 0,40$ ] et les monzonites quartzifères [ $(25 < (La/Yb)_N < 40$  ;  $(Eu/Eu^*) \approx 0,60$ ]. En particulier, le fractionnement de plagioclase et de terres rares légères est plus marqué entre monzogranites et leucogranites qu'entre monzogranites et monzonites quartzifères. Dans les diverses corrélations considérées, le leucogranite 7C10 et le monzogranite subleucocrate 8D62 occupent, par leur composition en  $SiO_2$  (73-74 %), leur abondance de biotite ( $B = 5,5\%$ ) (fig. 2a-b) et leurs caractéristiques en éléments traces et terres rares (fig. 4 et 5, hors-texte), des positions intermédiaires. Le leucogranite 7C10 pourrait représenter le magma leucogranitique source dont dériveraient les leucogranites plus siliceux par fractionnement de biotite, feldspaths et minéraux porteurs des éléments lithophiles Th, Zr et TR. Le granite subleucocrate 8D62 pourrait représenter un autre magma source potentiel ; cependant, plus fractionné en Th, Zr et TR, il paraît davantage représenter le terme le plus différencié des monzogranites (fig. 2, 4 et 5).

Nous rattachons à la même association magmatique les filons de micromonzodiorite quartzifère, pénécotemporains des monzogranites et

présentant des signatures en éléments traces et terres rares spécifiquement subalcalines. Ces micromonzodiorites quartzifères constituent, par leur caractère fortement ferromagnésien, les termes les moins évolués du magmatisme varisque de la feuille Charolles et pourraient représenter les manifestations mineures d'un magma parental potentiel des autres granitoïdes. Toutefois, leur abondance en minéraux ferromagnésiens (biotite en particulier) et orthose, ainsi que les teneurs en Cr, Ni, V, Zn, Ba, Zr, Hf, Th, U et  $\Sigma$ TR (annexes 4b-c), anormalement élevées pour des roches à 58-60 % de  $\text{SiO}_2$  (Q = 15-17 % ; B = 37-42 %), les individualisent par rapport à la tendance de variation générale de la composition des granitoïdes (fig. 2 et 4). Ces caractéristiques indiquent que les micromonzodiorites quartzifères résultent plus vraisemblablement d'un processus de différenciation spécifique de type cumulat à partir d'un magma d'une composition voisine de celle des monzonites quartzifères. Ce processus pourrait être une ségrégation soit de biotite et d'orthose par gravité, soit de liquide quartzo-feldspathique à dominante plagioclasique par effet de filtre-pressé, cette ségrégation ayant été statique dans la chambre magmatique, ou dynamique au cours de la mise en place. La similitude des spectres de terres rares entre micromonzodiorites quartzifères et monzonites quartzifères (fig. 5) est un argument en faveur de cette hypothèse.

### **Corrélations avec les unités de l'ensemble du batholite du Charollais** (Peyrel, 1981)

Le report sur les diagrammes Q-P, B-P (fig. 2a-b) et A-B (fig. 3) des champs de composition résultant des analyses de la thèse de J.-Y. Peyrel (1981) montre que la gamme de composition des granitoïdes de la feuille Charolles couvre à peu près tout l'éventail des compositions rencontrées à l'échelle de l'ensemble du batholite du Charollais et est même plus large en ce qui concerne les leucogranites à biotite. En effet, ces diagrammes permettent d'établir les correspondances suivantes entre les granitoïdes de la feuille Charolles et les unités de J.-Y. Peyrel (1981) :

– les monzonites quartzifères porphyroïdes, à biotite et fréquente amphibole, se rattachent aux unités de Saint-Maurice-lès-Châteauneuf et au faciès le moins différencié de Mary (Ma1) ;

– pour les monzogranites porphyroïdes mésocrates, à biotite et rare amphibole :

- les termes les moins acides (8D53 et 8D21) se rattachent au faciès le plus différencié de Mary (Ma2) dont l'aire de répartition intègre les analyses des granites à biotite et amphibole de Mary *s.s.* et du bois de Command, données dans la notice de la carte Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971),

- l'échantillon 7C17 est très proche de l'Unité de Vauzelle-Dompierre ;

- le faciès le plus acide et le plus leucocrate (8D62), dépourvu d'amphibole, occupe une position intermédiaire entre l'Unité de Vauzelle-Dompierre et celle du bois de Morphée ;
- les leucogranites à biotite se rapprochent des leucogranites aplitiques roses à biotite du bois de Morphée.

### **Modèles génétiques**

En l'absence de données isotopiques, les analogies avec d'autres complexes plutoniques permettent cependant d'envisager deux modèles génétiques pour les granitoïdes de la feuille Charolles et, plus généralement, du batholite du Charollais : l'un de cristallisation fractionnée et l'autre de mélange.

**Modèle de cristallisation fractionnée.** Opérant à partir du magma le moins différencié, représenté par les monzonites quartzifères, ce modèle peut expliquer, d'après les corrélations inter-élémentaires, l'origine des monzogranites mésocrates et des granites subleucocrates (8D62, peut-être 7C10). Déjà proposé par J.-Y. Peyrel (1981) à l'échelle du batholite du Charollais, ce modèle n'est cependant pas satisfaisant pour l'origine des leucogranites à biotite en raison du comportement spécifique des éléments traces par rapport aux corrélations associant monzonites et monzonites quartzifères (fig. 4 et 5). Les micromonzodiorites quartzifères représentent un magma à tendance de cumulat dérivé d'un magma de composition de monzonite quartzifère.

**Modèle de mélange** entre un magma mantellique, issu de la fusion partielle d'un manteau enrichi en éléments lithophiles, et un magma crustal, issu de la fusion – sous l'influence de magmas basiques – de protolites eux-mêmes, enrichis en éléments lithophiles. Les monzonites quartzifères représentent un magma déjà différencié par rapport à des magmas mantello-dérivés primitifs dont on attend une composition de monzogabbros, non représentés à l'affleurement mais connus dans d'autres complexes plutoniques : massif des Ballons, dans les Vosges (Pagel et Leterrier, 1980) ; batholite corso-sarde (Rossi, 1986) ; complexe plutonique sous couverture sédimentaire mésozoïque de Charroux-Civray dans la Vienne (Cuney *et al.*, 1999). Ils pourraient représenter les premières manifestations d'un tel mélange. Les monzogranites subleucocrates (type 8D62), ou, à l'échelle du batholite du Charollais, les granites de Vauzelle pourraient être des représentants potentiels du constituant crustal de ce modèle. Trop appauvris en Th, Zr, Y et TR (en particulier en terres rares légères) par rapport aux monzonites quartzifères, les leucogranites à biotite ne peuvent représenter le constituant crustal impliqué dans les mélanges, sauf dans l'hypothèse d'un protolite mantello-dérivé encore plus enrichi en ces éléments que les monzonites quartzifères. Leur origine est à rechercher

soit dans une fusion partielle d'un protolite crustal distinct de celui générant les granites subleucocrates, soit dans un processus de fractionnement opérant dans le constituant crustal impliqué dans le modèle de mélange.

### Datations radiométriques

Y. Vialette (1973) a réalisé sur le monzogranite à biotite et amphibole de Mary (feuille Saint-Bonnet-de-Joux) une isochrone Rb-Sr qui donne un âge de 345 Ma (sans plus de précision). Cet âge situe la mise en place du batholite du Charollais à la limite entre le Tournaisien et le Viséen (cf. tabl. 1). Ceci est compatible avec les données de chronologie relative de mise en place des différentes entités magmatiques de la feuille Charolles et des feuilles adjacentes.

Cet âge de 345 Ma est proche de celui de  $348 \pm 6$  Ma obtenu par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985) pour le monzogranite porphyroïde à biotite de Grury, d'affinité subalcaline et faisant partie du batholite de Luzy, dans le Sud du Morvan.

Pour les granites de la carte géologique Lapalisse à 1/50 000 (Bogdanoff *et al.*, à paraître), qui font partie de la Montagne bourbonnaise située à l'Ouest de la Limagne cénozoïque de Roanne, les datations faites au BRGM en 2004 donnent les résultats suivants :

Granites	Âge en Ma	Méthode	Référence
Leucomonzogranite à biotite de Droiturier	327,4 ± 5,7	U-Pb sur zircons	Guerrot (2004)
	334,0 ± 3,0	U-Th-Pb sur monazite	Cocherie (2004)
Monzogranite porphyroïde d'Arfeuille – Mayet-de-Montagne	330,3 ± 6,2	U-Pb sur zircons	Guerrot (2004)
Monzogranite clair à biotite de la Madeleine	329,9 ± 5,5		
	341,0 ± 4,0	U-Th-Pb sur monazite	Cocherie (2004)

Ces nouvelles datations sont conformes à celles de M. Binon et C. Pin (1989) qui donnent des âges de l'ordre de 330 Ma pour le granite du Mayet-de-Montagne.

Aux marges d'incertitude près, tous ces monzogranites sont donc subsynchrones et d'âge viséen, soit un peu plus jeunes que les granitoïdes subalcalins du Charollais.

### Roches subvolcaniques à volcaniques du Viséen supérieur

Comme le montre le schéma structural, le massif subvolcanique à volcanique, à rares intercalations de siltite, de La Clayette se situe à la

limite occidentale d'une entité beaucoup plus vaste, rattachée au Viséen supérieur et mise en place dans « le fossé volcano-tectonique de la Loire » (Leistel, 1984 ; Leistel et Gagny, 1984 ; Delfour, 1989). Cette entité comprend :

- des termes subvolcaniques acides, représentés par des microgranites porphyriques, localement granophyriques, nettement prédominants dans sa partie occidentale ;
- des termes volcaniques acides consistant en des tufs et laves rhyodacitiques à rhyolitiques, se trouvant, d'une part, en petits panneaux spatialement associés aux microgranites porphyriques et, d'autre part, en un important massif situé plus à l'Est, dans les monts du Mâconnais et du Beaujolais, et plus au Sud dans le Roannais (feuille Roanne ; Gagny *et al.*, 1988) ;
- de sporadiques intercalations de sédiments détritiques tels que siltites, grès et (micro)conglomérats, avec localement de minces couches d'anhracite, d'où le terme de série des « tufs anhracifères » qui ont été introduits J. Jung *et al.* (1939) et utilisés, depuis, par de nombreux auteurs.

Sur la carte de Beaujeu (Arène *et al.*, 1980), certains des panneaux de roches volcaniques, spatialement associés aux microgranites porphyriques subvolcaniques, ont subi un métamorphisme de contact alors que d'autres en sont exempts. Cela s'explique par un polyphasage du magmatisme acide : des tufs et laves associés à une génération de microgranites subvolcaniques ont été localement métamorphisés par une intrusion de microgranites plus jeunes. Ce polyphasage peut également expliquer le fait que certains microgranites ont eux-mêmes subi un métamorphisme thermique relativement discret, visible uniquement en lames minces, décrit dans les notices des feuilles Beaujeu (Arène *et al.*, 1980, p. 14 et 33) et Cluny (Arène *et al.*, 1977, p. 9 et 30).

### **Considérations paléogéographiques** (d'après C. Gagny *et al.*, 1989 et J. Delfour, 1989)

Au Viséen supérieur, la série des « tufs anhracifères » se met en place, en discordance, sur les formations antérieures. Un conglomérat de base, d'origine fluviatile ou littorale, parfois accompagné de sédiments détritiques plus fins (grès, siltites), tente de combler les fosses tectoniques. Le magmatisme acide subvolcanique à volcanique domine largement, laissant peu de place à des dépôts charbonneux, qui sont, de surcroît, toujours associés à des tufs remaniés. Le volcanisme est essentiellement aérien et consiste en de puissantes accumulations de tufs soudés ou d'ignimbrites, localisées dans des domaines dont la structuration est contrôlée par des fractures formées lors de la phase épirogénique intra-viséenne. Comme dans le Morvan, l'activité volcanique, intense durant tout le Viséen, est accompagnée par la montée de granitoïdes : granophyres et autres microgranites porphyriques subvolcaniques qui envahissent peu à peu les

formations volcano-sédimentaires. Dans les fosses volcano-plutoniques, la subsidence est entretenue par la vidange des chambres magmatiques sous-jacentes. La très large extension et la relative homogénéité pétrographique des laves et des ignimbrites ne permettent ni de cerner les foyers d'éruption, ni de cartographier de caldeira.

## Géochimie

Pour compléter les données géochimiques acquises sur les feuilles adjacentes de Cluny et de Beaujeu et mieux interpréter les conditions de mise en place des roches magmatiques du Viséen supérieur, nous avons fait réaliser 5 analyses chimiques (annexes 4a-c) dont les principaux résultats ont été donnés plus haut, lors de la description des terrains correspondants : 4 sur des microgranites subvolcaniques (4C05, 8D01a-b, 8D24) et une sur un tuf rhyolitique (8D40).

Les microgranites de type h $\mu$ Y ont une composition dans l'ensemble plus siliceuse (SiO<sub>2</sub> > 70 %), plus leucocrate (B < 10 %), et moins calcomagésienne que celle des monzogranites anté-viséens (annexe 3a), d'une part, et des microgranites très porphyriques post-viséens (8D01C, annexe 4a), d'autre part. Ils constituent un ensemble relativement hétérogène comprenant deux groupes (fig. 6 et 7) :

– l'un, le moins siliceux (8D01a, 8D01b), à SiO<sub>2</sub> = 70-72 % et à dominante potassique (K<sub>2</sub>O > 5,4 %) et subleucocrate (B = 53-49 en valeur absolue ; B = 8-10 % en valeur relative) ;

– l'autre (8D24, 4C05), plus siliceux, à SiO<sub>2</sub> = 72,5 %, sodi-potassique (K<sub>2</sub>O = 4,5-5 %) et leucocrate (B = 26-41 en valeur absolue ; B = 4,8-7,3 % en valeur relative), mais à teneurs en Ba et Sr plus élevées que dans le premier groupe, alors que Th, U, Y, Zr et les terres rares sont appauvris (fig. 8 et 9).

Les relations génétiques entre ces deux groupes ne paraissent pas pouvoir s'inscrire dans un modèle de fractionnement de feldspaths (avec orthose > plagioclase) et de biotite comme semblent le faire apparaître les corrélations inter-élémentaires (fig. 8), ce modèle étant incompatible avec les teneurs en Ba et Sr réellement observées dans les échantillons respectifs, plus élevées dans le faciès le plus différencié, plus faibles dans l'autre qui pourrait constituer le groupe parental (annexe 4b). Les différences de compositions entre ces deux groupes suggèrent davantage des origines distinctes à partir de protolites crustaux générant des magmas à activités différentielles de Ba, Sr, Th, U, Y, Zr et terres rares dont serait héritée la nature subalcaline atténuée des termes du groupe le plus siliceux.

Le tuf rhyolitique (8D40) est encore nettement plus siliceux (SiO<sub>2</sub> = 77 %) et plus leucocrate (B = 21 % en valeur absolue, B = 38 % en valeur relative). Il est très déprimé en Ba (43 ppm) et Sr (29 ppm) et est en revanche plus riche

en Th (41 ppm) et U (13 ppm) que tous les microgranites. Il se distingue, en outre, par une forte anomalie négative en Eu (fig. 9b).

### **Microgranite très porphyrique, post-viséen**

Ce faciès n'est présent que dans la partie la plus orientale de la carte, sous forme d'un faisceau de filons, de direction subméridienne (N15W à N20E) prédominante, recoupant l'ensemble des entités magmatiques acides précédentes, y compris des stocks de leucogranites. Sa mise en place est donc tardive et probablement associée à l'extension NW-SE à N-S stéphano-autunienne, comme cela est le cas dans le Morvan pour des filons de microgranites à deux micas, de direction NW-SE à subméridienne, qui recoupent les intrusions namuro-westphaliennes de leucogranites peralumineux de type Mesvres ou la Pierre-qui-Vire (Delfour et Guerrot, 1997).

Un seul échantillon (8D01c) a fait l'objet d'une analyse chimique (annexes 4a-c). Il présente des convergences de composition avec l'échantillon de monzogranite 7C17, par : 1) les éléments majeurs (caractères potassique et calco-magnésien marqués) ; 2) son affinité subalcaline ; 3) les teneurs élevées en Ba, Nb, Th, U, Zr, Y et  $\Sigma$ TR (fig. 8 et 9), les teneurs en certains éléments (Ba, Th, Y et  $\Sigma$ TR) étant cependant un peu plus faibles dans le microgranite. Ces données suggèrent que, malgré leurs âges nettement différents, le microgranite de type  $\rho\mu\gamma$  et les monzogranites de type  $\rho\gamma^2$  soient issus de protolites de composition voisine dont résultent les différences mineures de composition. Ce microgranite porphyrique présente, en outre, certaines analogies de composition avec les termes les moins siliceux des microgranites porphyriques de type  $h2\mu\gamma$  : caractère potassique équivalent, teneurs élevées en Th, U, Zr et  $\Sigma$ TR. Les différences de teneurs en Ba et Sr, plus élevées dans le microgranite très porphyrique, sont à rapporter à une activité différentielle de ces éléments dans les magmas respectifs.

### **Microleucogranite à muscovite**

Le lever de la présente carte n'a permis de découvrir qu'un seul filon de microleucogranite, de direction N145°. Ce type de microgranite subvolcanique, hololeucocrate, légèrement porphyrique et tardif, est à rapprocher de la roche décrite et cartographiée en tant que « rhyolite » sur la feuille Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971). En effet, cette « rhyolite » porphyrique forme des filons de direction oscillant autour de NW-SE, recoupant à la fois le monzogranite porphyroïde à biotite et des corps de leucogranites. Cependant, ce type de roche acide, subvolcanique (à volcanique ?), est rare au sein du batholite granitique du Charollais. En

revanche, un microleucogranite analogue est localement abondant, sous forme de filons et de petits stocks tardifs (au sein du batholite granitique de Luzy, situé dans la partie méridionale du Morvan, comme le montrent les cartes géologiques à 1/50 000 sur lesquelles il est distingué des autres types de microgranites) avec les dénominations suivantes :

Lithologie	Symbole	Feuille à 1/50 000	Auteurs
Microgranite granophyrique	$\mu\gamma^1$	Autun (551)	Arène et al., 1991
Microleucogranite porphyrique à biotite seule ou à 2 micas	$\mu^1\gamma$	Toulon-sur-Arroux (577)	Chèvremont et al., 2006
Microleucogranite à petits phénocristaux	$\mu^1\gamma$	Paray-le-Monial (600)	Donzeau et al., 2001

Dans le cas de la feuille Toulon-sur-Arroux, les auteurs ont en outre distingué une rhyolite, spatialement associée à des sédiments d'un petit bassin houiller stéphanien, situé en bordure sud-est du batholite de Luzy. Les analyses chimiques, réalisées dans le cadre des cartes de Paray-le-Monial et de Toulon-sur-Arroux, montrent que les microleucogranites ont, conformément à leur composition modale, un indice de coloration très faible ( $B = 2,64-2,97\%$ ) et un caractère très siliceux ( $SiO_2 = 72$  à  $75\%$ ) et très alumineux ( $A/CNK = 1,25-1,44$ ). En outre, ils présentent des spectres d'éléments traces tout à fait superposables à ceux des leucogranites de l'association alumino-potassique : faibles ou très faibles teneurs en Sr, Ba, Th, Zr, terres rares légères (ex. : La = 3,4-7 ppm) ou terres rares lourdes (ex. : Yb = 0,6-0,7 ppm), mais fortes teneurs en Rb (637-690 ppm) ou Ta (8,9-10,4 ppm). Ces roches présentent, par ailleurs, de fortes anomalies positives en Li (415-425 ppm) et en métaux de « départ acide » : Sn = 67 ppm et W = 9 ppm dans une rhyolite de la feuille Toulon-sur-Arroux.

Le fait qu'il s'agisse de roches subvolcaniques, voire volcaniques, montre que ces magmas, très acides et de très basses températures, ont pu être émis tout près de la surface voire même à l'air libre.

En conclusion, les analogies pétrographiques laissent supposer que le microleucogranite de la feuille Charolles est chimiquement analogue 1) aux microleucogranites intrusifs dans les granites porphyroïdes du batholite de Luzy ; 2) à la rhyolite spatialement associée à un petit bassin stéphanien en contact faillé avec ce batholite. Cela permet, corrélativement, de supposer que ce microleucogranite se rattache à l'épisode de magmatisme acide, subvolcanique à volcanique, stéphano-autunien, dont le témoin le plus spectaculaire est la caldeira de Blismes - Montreuillon, située dans la Nièvre, en bordure occidentale du socle cristallin du Morvan (cf. fig. 1).

## Lamprophyres

Un autre témoin magmatique de la distension stéphano-autunienne est la présence de quelques filons de lamprophyres. En effet, la mise en place de ces filons date probablement du Stéphanien et/ou de l'Autunien inférieur, comme c'est le cas ailleurs en France :

– 290-295 Ma, par la méthode Rb-Sr dans le Limousin (Leroy et Sonnet, 1976 ; Chalier *et al.*, 1994) ;

– 292 Ma, par la méthode K-Ar dans le forage GPF de Sancerre – Couy (Hottin et Calvez, 1988).

Comme indiqué plus haut, la composition chimique des lamprophyres (éch. 4D13 et 7C27, annexe 4a) ne s'écarte pas beaucoup de celle des monzonites et monzodiorites quartzifères de référence (fig. 6), les deux échantillons analysés se distinguant essentiellement par l'abondance de minéraux ferromagnésiens (paramètre B ; fig. 6b et 7). Pour des compositions intermédiaires en éléments majeurs, les teneurs élevées (annexes 4b-c) en Cr, Ni, V, d'une part, et en éléments lithophiles Ba, Th, U, Y, Zr,  $\Sigma$ TR, d'autre part, soulignent respectivement les composantes mantello-dérivée et crustale. Par leur affinité subalcaline, ils rejoignent le cortège des autres manifestations plutoniques, hypovolcaniques et volcaniques, de même nature du Charollais. Le magmatisme basique générateur des lamprophyres pourrait être un des moteurs des fusions crustales à l'origine des microgranites et des volcanites acides d'âge viséen à stéphanien voire autunien.

## Sédiments stéphaniens

Les assises sédimentaires stéphaniennes se mettent en place dans des bassins d'effondrement, généralement étroits. Celui de La Chapelle-sous-Dun est de petite taille et apparemment isolé. On y observe des variations cycliques entre sédiments grossiers et fins, correspondant à des apports torrentiels et des coulées boueuses alternant avec une sédimentation phytogène qui a donné lieu à la formation de charbon (Drouot, 1857 ; Rey, 1985).

### SECONDAIRE

La succession des faciès sédimentaires triasiques à sinémuriens sur la feuille Charolles illustre la subsidence d'une marge continentale située à l'Ouest, entraînant l'avancée progressive de la mer vers l'Ouest et le dépôt de la série mésozoïque sur le socle varisque arasé et altéré. À partir du Sinémurien, les conditions marines prévalent jusqu'à la fin du Jurassique visible sur la feuille.

## Est de la feuille : les dépôts classiques

Au Trias, les premiers sédiments débutent au Muschelkalk par une sédimentation gréseuse grossière (tG) représentant des plages marines calmes (Courel, 1970). Puis la sédimentation détritique terrigène s'affine au Keuper (tA), se mêle de plus en plus à des carbonates de précipitation (marnes, grès à ciment carbonaté, dolomies) témoignant de conditions évaporitiques lagunaires.

Au **Rhétien**, les sédiments de type « grès blonds », en général bien calibrés et émoussés, et les argiles noires à *Avicula contorta* témoignent, cette fois, d'un milieu marin à forte influence fluvio-deltaïque, proche du socle encore émergé. Les nombreuses figures sédimentaires de la base de la formation (stratifications chenalisantes à cordons de galets, notamment) témoignent d'un milieu agité. Le sommet des grès rhétiens est souvent silicifié, imprégné d'une silcrète qui constitue le produit du lessivage, en conditions latéritiques, du socle situé à l'Ouest et annonce la formation des lagunes paraliques de l'« Infralias » (Wyns, 2002 ; Wyns *et al.*, 2003).

À l'**Hettangien**, s'affirme progressivement un caractère marin qui persistera pendant tout le Jurassique. Les fossiles marins apparaissent dès la base de la sédimentation carbonatée (lumachelle à huîtres et cardinies), ainsi que les foraminifères. Mais des apports terrigènes ne cesseront de se mêler épisodiquement aux dépôts carbonatés marins.

## Ouest de la feuille : l'« Infralias »

« **Infralias** ». D'Est en Ouest, les faciès classiques du Trias à l'Hettangien sont progressivement relayés par des faciès paraliques, carbonatés à l'Est, siliceux plus à l'Ouest, désignés sous l'appellation d'« Infralias ». Ces dépôts envahissent le socle varisque préalablement altéré. Ils témoignent de l'installation de faciès évaporitiques lagunaires au front des dépôts terrigènes, sur une marge proche du niveau de base marin. L'altération siliceuse à silcrète des grès rhétiens se poursuit vers l'Ouest, directement sur le socle, par le faciès de l'« Infralias » siliceux, à concrétions siliceuses emballées dans une matrice argileuse. Ces phénomènes siliceux sont alimentés par l'avant-pays à l'Ouest, zone élevée à faible pente moyenne, siège d'une altération latéritique lessivante dont les produits sont drainés vers les lagunes de l'« Infralias » (Wyns, 2002 ; Wyns *et al.*, 2003). La marge continentale poursuivant sa subsidence, le niveau de base marin monte et les dépôts siliceux sont relayés et « digérés » par des dépôts évaporitiques carbonatés (carbonates concrétionnés à orthoses et débris granitiques, l'« Infralias » carbonaté) qui se déposent d'abord plus au large, à l'Est des dépôts siliceux qu'ils épigénisent progressivement vers l'Ouest,

sur un socle chimiquement corrodé. Les faciès carbonatés et siliceux enclavent des panneaux de grès rhétiens minces, signe de la persistance des venues détritiques dans les lagunes de l'« Infralias ». La subsidence de la marge se poursuit, les premiers dépôts marins francs s'installent au cours du Sinémurien, scellant les dépôts lagunaires de l'« Infralias » et persisteront jusqu'à la fin du Jurassique visible sur la feuille.

### Toute la feuille

**Tectonique synsédimentaire.** Pendant toute la période de dépôt des terrains du Trias, Rhétien, Hettangien et « Infralias », l'observation de variations et juxtapositions de faciès rapides à l'aplomb de failles NNW laissent pressentir l'existence d'une tectonique synsédimentaire possible. Elle reste difficile à préciser et à distinguer des failles dysharmoniques entre formations de compétences différentes, en raison des conditions d'affleurement médiocres. Ces accidents, de direction parallèle à celle des failles oligocènes des Limagnes, affecteraient la marge continentale en cours de subsidence. Une telle direction pourrait donc s'être déjà en partie individualisée au cours du rifting téthysien (cf. § « Synthèse géodynamique régionale ») ou antérieurement au cours du tardi-varisque.

Au cours du **Jurassique inférieur**, trois séquences de plates-formes à sédimentation calcaire peu développée et de vasières carbonatées sont reconnues : 1) la première, que l'on peut qualifier de transition puis de développement des conditions franchement marines, correspond à l'Hettangien – Sinémurien supérieur. Comme on l'a vu, cette première séquence est tronquée par le bas sur la feuille Charolles ; 2) la deuxième, essentiellement faite de vases carbonatées de milieu plus profond, s'étend du Sinémurien supérieur au Pliensbachien supérieur ; 3) la troisième est de même type mais interrompue au Toarcien supérieur.

Au **Sinémurien**, les conditions de mer calme, peu profonde, s'étendent à toute la région avec une très remarquable uniformité. Partout, précipitent des boues calcaires, auxquelles se mêlent des débris d'échinodermes et autres bioclastes. Les huîtres, comme les gryphées et de nombreuses espèces de mollusques, prolifèrent en même temps que se déposent les restes des céphalopodes venus du large. Ainsi, se construit la première plate-forme calcaire de l'ère secondaire, mince (4,5 à 10 m), qui s'affine vers le Sud-Est, mais reste d'extension régionale, même si, comme on l'a vu sur la plus grande partie de la feuille Charolles -excepté le coin nord-est- la base et le sommet de cette formation ne sont pas complets. À son toit, précipitent des phosphates, et le fer apparaît de manière diffuse et en pseudo-oolithes. Dès le Sinémurien supérieur, quand débute la deuxième séquence, la sédimentation argilo-silteuse en eau carbonatée reprend. Elle

alterne d'abord avec des dépôts plus carbonatés (calcaires argileux) et la faune benthique se raréfie considérablement, alors que les nageurs sont toujours présents et que certains, même, prolifèrent (bélemnites).

Au **Pliensbachien**, les vasières se développent. Un certain comblement, assimilable à un retour aux conditions de l'Hettangien ou du Sinémurien sommital, s'opère au Pliensbachien supérieur : les vases alternent avec des dépôts très carbonatés, ferrugineux, à lumachelles de lamellibranches (Banc de Roc).

Au **Toarcien** inférieur, la troisième séquence commence par une sédimentation de vases noires carbonatées, dont l'analyse des faunes d'ammonites montre que la base n'est pas complète (Gaudry et Neige, 2002). Dès le Toarcien moyen, la sédimentation devient discontinue (sauf pour la zone à Bifrons, qui est présente partout), avec des caractères de diminution de la sédimentation (encroûtements de serpules, de chondrites, variations latérales de faciès, lacune biostratigraphique au sommet de la zone à Variabilis). Elle ne s'arrête pas au Toarcien supérieur, vers 170 Ma, contrairement à ce qui se passe dans la région. En effet, des affleurements permettent d'observer un Toarcien complet en connexion avec la première zone de l'Aalénien (zone à Opalinum, secteur de Vauban, de Beaudemont et de la Vernelle).

À l'**Aalénien** et jusqu'au **Bajocien inférieur élevé**, une plate-forme calcaire puissante s'édifie à partir de sédiments biodétritiques, de précipitations biochimiques et de constructions récifales, dans une mer chaude, tour à tour calme et agitée, de profondeur variable mais toujours faible. On assiste à une prolifération des échinodermes et à un développement des « prairies » de crinoïdes et des peuplements d'échinides d'ampleur régionale. Les débris s'accumulent, forment souvent des talus progradants et constituent les calcaires à entroques à litage tantôt oblique, tantôt horizontal. Au Bajocien supérieur, la sédimentation est de nouveau biodétritique mais plus hétérogène, plus grossière et plus diversifiée qu'au Bajocien inférieur. De la silice colloïdale se concentre dans les boues carbonatées pour donner les futures chailles.

Au **Bajocien supérieur – Bathonien**, un retour à des conditions proches de celles du premier cycle de sédimentation (Lias) est attesté par le dépôt qui recouvre le fond marin : de l'argile vient se mêler aux boues carbonatées en milieu plus profond et calme, sous influence pélagique (arrivée d'ammonites), pour former des marnes qui alternent avec des lumachelles ; puis, la sédimentation devient uniformément vaseuse (faciès dit « hydraulique ») et très pauvre en macrofaune benthique.

Un intervalle d'environ cent millions d'années (d'après l'échelle géologique de G.-S. Odin, 1994), comprenant tout le reste du Dogger et du Malm et certainement la majorité du Crétacé, n'est pas documenté dans la succession stratigraphique.

### SECONDAIRE À TERTIAIRE

La formation des argiles résiduelles d'altération à chailles se dépose sur un substratum certainement émergé, probablement pendant le **Crétacé inférieur ou supérieur**, sans que l'on ait de preuve paléontologique formelle dans la région. Ce substrat a été soumis à l'altération latéritique et à l'érosion. La formation des argiles à chailles correspond au produit de l'altération latéritique de terrains allant, au moins, jusqu'au Bathonien et, probablement, plus haut (Oxfordien sur la feuille Paray-le-Monial ; Donzeau *et al.*, 2001). Les argiles incorporent des chailles provenant du Bajocien supérieur, mais aucun indice de terrain plus récent n'y a jusqu'à présent été reconnu. Cette formation est ensuite recouverte par les sables du Sidérolithique, d'âge éocène, aucun indice de terrain plus ancien venant cacher la formation des argiles à chailles n'a jusqu'à présent été reconnu.

### TERTIAIRE

**Eocène sidérolithique.** Au Tertiaire, les premiers dépôts sont les formations sableuses et argileuses de l'Eocène sidérolithique, qui se déposent sur un substratum émergé probablement vers le Crétacé inférieur ou supérieur, sans qu'il soit possible de démontrer aujourd'hui si les sables sidérolithiques s'inscrivent dans la continuité des argiles à chailles ou si un épisode subsident, dont les dépôts seraient aujourd'hui érodés, se soit intercalé entre les deux formations. Dans tous les cas, les conditions d'altération y sont les mêmes que lors du dépôt des argiles à chailles, soit des conditions érosives en domaine émergé soumis à l'altération latéritique. Un domaine continental plat, un climat chaud, servent de cadre à de vastes épandages fluviaux. Absente sur la feuille Charolles, mais visible en quelques endroits plus au Nord, sur la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001), une croûte siliceuse ou silcrète, couronne ces formations : le niveau de base s'élève, les produits détritiques grossiers sont relayés d'abord par des argiles qui percolent par éluviation le sommet des formations sableuses, puis par le dépôt de silice colloïdale qui cimente, sur quelques dizaines de centimètres, des sédiments sableux plus ou moins argilisés.

**Volcanisme basique alcalin anté-oligocène.** Les necks et dykes de basalte *s.l.* de la feuille Charolles font partie d'un ensemble de pointements volcaniques anté-oligocènes, situés à l'avant de l'arc alpin (cf. plus loin

§ « Synthèse géodynamique »). La période principale d'activité tectonique des rifts ouest-européens, à l'Eocène supérieur et l'Oligocène, est caractérisée par la plus faible activité volcanique de toute la période cénozoïque. Aussi, le volcanisme alcalin apparaît-il, non pas contemporain des déformations extensives de la lithosphère, mais des déformations compressives (respectivement paroxysme pyrénéen et paroxysme alpin). Cette observation soulève la question des conditions et des mécanismes de fusion partielle du manteau en domaine intra-plaque en contexte de convergence (Nehlig, 1999).

L'une des réponses possibles est une fusion partielle du manteau par augmentation de température modérée, à l'intrados d'une antiforme lithosphérique. Dans ce cas, ce volcanisme pourrait être, au moins en partie, la signature du flambage de la lithosphère ouest-européenne, en contexte de compression généralisée. Un tel mécanisme pourrait rendre compte de la volcanogenèse anté-oligocène, qui n'a à ce jour aucune explication satisfaisante.

À l'**Oligocène et la base du Miocène**, les bassins d'effondrement des Limagnes reçoivent des sédiments sablo-argileux terrigènes et marno-calcaires lacustres à fluvio-lacustres, qui s'accumulent sur de grandes épaisseurs en raison de la subsidence. Des calcaires concrétionnés et des récifs se développent dans des conditions lacustres chaudes, peu profondes, sous l'action d'organismes végétaux et animaux, au sein des sédiments marneux ou argilo-marneux.

### *PLIO-QUATERNAIRE*

Après une lacune d'une quinzaine de millions d'années concernant le Miocène, **les Sables et argiles du Bourbonnais** se déposent en de vastes épandages fluviaux en domaine continental émergé, tandis que le volcanisme mondorien bat son plein 180 km environ au Sud-Ouest, et que les cendres des explosions paroxysmales atteignent occasionnellement le Charollais. Les formations du Bourbonnais sont en position marginale par rapport aux bassins de la Loire et de l'Allier ; nous sommes ici sur les derniers témoins orientaux. Sur la feuille Charolles, les conditions de sédimentation sont dominées par les apports latéraux orientés vers le Sud-Ouest, de moyenne énergie, alors que sur la feuille Paray-le-Monial s'affirmait un caractère plus torrentiel (Donzeau *et al.*, 2001). Les formations sont incomplètes, peu différenciées.

Enfin, la mise en place du réseau hydrographique actuel et l'action des phénomènes superficiels en domaine périglaciaire confèrent à la région son modelé actuel.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES

Ils sont mal connus actuellement. Les protolites des roches métamorphiques du Massif central constituent un ensemble de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques, dont l'âge de mise en place pourrait s'échelonner du Protérozoïque supérieur, pour les dépôts sédimentaires les plus anciens, au Silurien.

### OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)

Le socle varisque du Nord-Est du Massif central appartient à la zone axiale de la Chaîne varisque. P. Ledru *et al.* (1989) proposent, pour l'orogénèse varisque, un modèle monocyclique divisé en trois périodes : éo-, médio- et néovarisques. Cependant, ce modèle monocyclique doit être reconsidéré, en ce qui concerne la période médiovarisque, très complexe dans les cas du Morvan, du Mâconnais et du Beaujolais, comme le soulignent des auteurs tels que M. Faure *et al.* (1997), qui proposent le modèle d'évolution géodynamique illustré par la figure 14 (d'après C. Leloix, 1998). D'une façon générale, le schéma d'évolution géodynamique qui suit est tributaire des connaissances actuelles et n'est donné qu'à titre d'hypothèse.

**La période éovarisque** (Silurien : 435 à 410 Ma) correspond à l'enfouissement de croûtes océanique et continentale, se traduisant par un métamorphisme de haute pression ( $\leq 20$  kb) et de moyenne température ( $\leq 800$  °C), à l'origine de granulites et d'éclogites dont une relique amphibolitisée est connue au sein de la série métamorphique dite du Charollais, sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001). Cet enfouissement s'est probablement fait par subduction d'une zone océanique « ligérienne » (Autran et Cogné, 1980) vers le Nord (fig. 14a). Cela est bien argumenté dans le Lyonnais (Gardien *et al.*, 1990), où des restes de la lithosphère océanique sont identifiés. En arrière de cette subduction, s'ouvre l'océan rhéique dont un témoin correspond aux ophiolites du cap Lizard, dans les Cornouailles (Angleterre).

**La période médiovarisque** (Dévonien inférieur à Tournaisien : 410 à 350 Ma) est plus complexe. Il y a d'abord fermeture de l'océan « ligérien » et collision du continent nord-Gondwana aminci avec des blocs continentaux situés au Sud de l'océan rhéique. Puis, au Dévonien moyen à supérieur (Givétien – Famennien : 380 à 360 Ma), il y a (fig. 14b) :

– fermeture de l'océan rhéique par subduction vers le Sud sous la marge nord-gondwanienne, comme en témoigne dans le Morvan la présence d'un volcanisme calco-alkalin au sein de la série épicontinentale de la Somme,

datée du Dévonien supérieur ; ce type de volcanisme va se poursuivre jusqu'au Viséen basal ;

– une distension intra- et arrière-arc qui se traduit, entre autres, par le rifting de la Brévenne où une série volcano-sédimentaire se met en place, en milieu marin, au Dévonien terminal.

Dans le modèle de M. Faure *et al.* (1997), au Dévonien inférieur à moyen, a lieu l'exhumation des roches métamorphiques de HP-MT éovariques, avec une diminution de pression conduisant à la rétomorphose des éclogites dans le faciès amphibolite et à une anatexie précoce. Cette première phase d'anatexie varisque est bien caractérisée et calée par radiochronologie dans le Lyonnais, où elle est datée à  $384 \pm 16$  Ma (Duthou *et al.*, 1994), le Limousin et le Rouergue où les âges radiométriques sont analogues :  $375 \pm 6$  Ma et  $383 \pm 5$  Ma pour les migmatites développées aux dépens des orthogneiss du Thaurion (méthode Rb-Sr sur roches totales ; Duthou, 1977) et de Meuzac (U-Pb sur zircon ; Pin et Peucat, 1986) respectivement. Dans le Charollais *s.l.*, c'est probablement aussi, lors de cette anatexie précoce du Dévonien moyen, que se forment les métatexites et les diatexites à deux micas de la série métamorphique (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001), ainsi que la diatexite à biotite du ruisseau des Mauvières, rattachée à cette série métamorphique et observée en enclaves dans un granite porphyroïde faisant partie du batholite du Charollais.

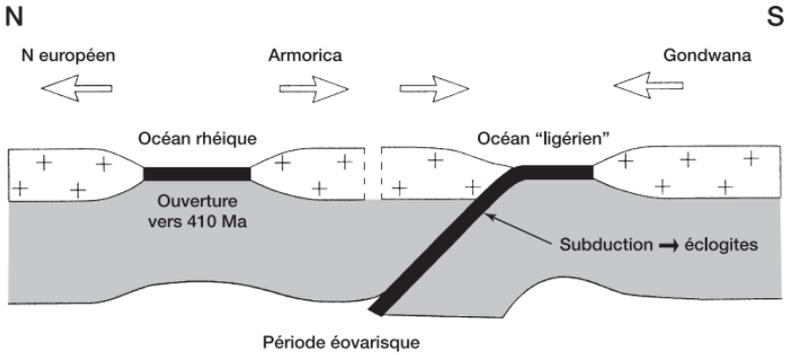
Il ne semble pas y avoir de sur-épaississements crustaux importants associés à la suture « ligérienne » et aux collisions de blocs continentaux liés à cette suture du Dévonien inférieur. L'exhumation, dès 380 Ma, des zones anatectiques précoces et le retour de la sédimentation marine dès le Givétien (~ 380 Ma) dans le Morvan suggèrent un régime en extension au-dessus de la nouvelle subduction rhéique vers le Sud.

Dans le domaine Brévenne – Beaujolais, le rifting océanique s'accompagne (Delfour, 1989) :

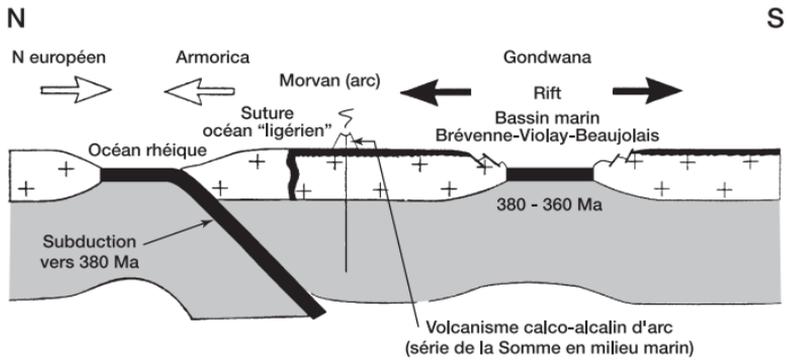
– d'une part, d'un volcanisme bimodal d'affinité tholéiitique (Piboule *et al.*, 1982, 1983 ; Vuagnat, 1984), se traduisant par des épanchements sous-marins de laves basiques en coussins (Peterlongo, 1960, 1970) et de laves acides ;

– d'autre part, de la mise en place de roches plutoniques ultrabasiques, basiques ou même acides (trondhémities), à caractère ophiolitique (Sider, 1985 ; Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Sider *et al.*, 1986 ; Ohnenstetter et Sider, 1988 ; Delfour *et al.*, 1989).

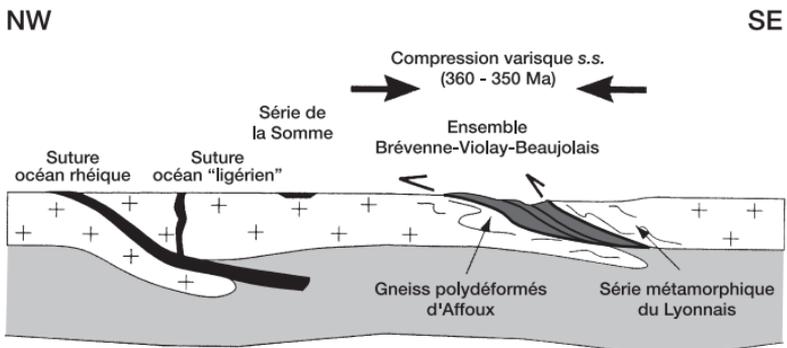
Dans le Roannais, l'existence du Dévonien supérieur est encore problématique (Delfour, 1989).



a - Silurien à Dévonien inférieur



b - Dévonien moyen à supérieur



c - Tournaisien

Fig. 14 - Modèle d'évolution géodynamique du NE du Massif central, du Silurien au Tournaisien (d'après C. Leloix, 1998)

D'après M. Faure *et al.* (1997), ce n'est qu'à la fin du Dévonien (360 Ma), que débute la compression varisque proprement dite (fig. 14c).

**La période néovarisque** se subdivise, pour le Massif central pris dans son ensemble (Ledru *et al.*, 1989), en des stades 1 (350 à 320 Ma) et 2 (320 à 280 Ma) qui correspondent :

- le premier, à un épaissement crustal dû à la réactivation de la collision avec des chevauchements et de grands décrochements crustaux ;
- le deuxième, à un amincissement crustal et à une extension conduisant à l'effondrement de la chaîne.

À une époque proche de la limite entre le Tournaisien et le Viséen (345 Ma ; tabl. 1), dans la partie orientale du Massif central, de grands décrochements dextres s'accompagnent de la mise en place de granites « syntectoniques » comme celui du Grand-Chemin dans le Lyonnais, mis en place le long d'un décrochement SW-NE et daté à  $349 \pm 3$  Ma et  $346 \pm 3$  Ma par la méthode  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur biotites et muscovites (Costa *et al.*, 1989). C'est probablement à la même époque qu'ont lieu les décrochements ductiles dextres d'Autun, de direction proche d'E-W (Rolin et Stussi, 1991), et de Ciry-le-Noble, de direction NE-SW (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001). Des failles de direction proche de SW-NE constituent :

- la limite septentrionale du batholite de granitoïdes porphyroïdes subalcalins du Charollais dont le faciès à biotite et fréquente amphibole est daté à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr (Viale, 1973) ;
- la limite sud-est du massif de granite porphyroïde à biotite de Grury, daté à  $348 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985) et appartenant à la partie centrale, constituée de granitoïdes porphyroïdes subalcalins à biotite et parfois amphibole, du batholite granitique polyphasé de Luzy, dans le Sud du Morvan (fig. 1).

Ces décrochements contrôlent aussi une activité volcanique qui tend à se localiser dans des gouttières ou fosses volcano-plutoniques, où les accumulations subaériennes de laves et leurs cortèges subvolcaniques deviennent énormes (Delfour *et al.*, 1995). Au Viséen supérieur, ce magmatisme évolue vers des termes ayant un chimisme intermédiaire entre les lignées peralumineuse et subalcaline et résultant de la fusion partielle de para- et orthogneiss alumineux.

À la fin du Viséen (~325 Ma), la phase de compression dite sudète plisse modérément, sans les schistosier, les formations volcano-sédimentaires déposées depuis le Dévonien moyen-supérieur, ce qui donne les structures synclinoriales des faisceaux du Morvan et de la Loire (fig. 1).

Cette phase de compression est suivie d'une extension généralisée, commençant vers 322 Ma dans le Lyonnais (Costa *et al.*, 1989) et plus généralement autour de 325 Ma, c'est-à-dire de la limite entre le Viséen et le Namurien (tabl. 1), dans le Nord-Est du Massif central. Dans le Morvan, les datations radiométriques de granites peralumineux donnent les âges suivants :

- 325 ± 3 Ma, par la méthode U-Th-Pb sur monazite, pour le granite porphyroïde subleucocrate et aluminopotassique des parties latérales du batholite de Luzy (Cocherie, 2003) ;
- 323 ± 4 Ma, par une isochrone Rb-Sr (Duthou *et al.*, 1985) et 327 ± 5 Ma par la méthode U-Pb sur monazite (Supply, 1985) pour le leucogranite peralumineux de la Pierre-qui-Vire.

Les leucogranites peralumineux du Charollais *s.l.* sont pétrologiquement analogues à ceux de la Pierre-qui-Vire et datent probablement aussi de la fin du Viséen ou du début du Namurien.

Un régime compressif réapparaît au **Westphalien terminal** et se poursuit au cours de tout le **Stéphanien**. Pendant cette période, la contrainte compressive tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre : N-S, à la fin du Westphalien et au Stéphanien A et B inférieur, elle devient NW-SE à la transition entre Stéphanien B et C puis E-W au Stéphanien C (Bonijoly et Castaing, 1984 ; Gélard *et al.*, 1986 ; Blès *et al.*, 1989). Ce régime compressif réactive les grandes failles comme celle de Bert - Le Creusot, structure majeure arquée du bâti hercynien, de direction générale SW-NE, qui va du Sillon Houiller, au Sud-Ouest, jusqu'au graben du Rhin, au Nord-Est. Ces failles décrochantes n'étant pas rectilignes, des bassins en « trans-tension » peuvent se former aux endroits où elles présentent des inflexions ; ce modèle (Crowell, 1974) explique la formation des bassins stéphaniens de Montceau-les-Mines et de la bordure nord-ouest du bassin de Blanzy - Le Creusot (Gélard *et al.*, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989).

Du Westphalien terminal au Stéphanien B inférieur, la compression N-S se traduit par un système de cisaillements conjugués (Blès *et al.*, 1989) à jeu dextre sur les failles de direction N140-170° et à jeu senestre sur les accidents de direction N10° à N50° et donc, en particulier, sur les failles majeures, de direction proche de SW-NE, qui bordent le bassin de Blanzy le Creusot. Au Stéphanien B supérieur et au Stéphanien C, la compression NW-SE, puis E-W, se traduit par un jeu dextre de ces grands accidents de bordure, contemporain du remplissage sédimentaire du bassin (Gélard et Vallé, 1983 ; Langiaux, 1984). Dans le bassin de Montceau-les-Mines, la compression NW-SE se traduit, en outre, par des failles inverses syndiagénétiques et accompagnées de microplis, observées dans le Stéphanien B supérieur (Gélard et Vallé, 1983 ; Gélard *et al.*, 1986).

Sur la feuille Charolles, le petit bassin isolé de La Chapelle-sous-Dun, situé à l'écart des grands bassins houillers, se localise au cœur d'un nœud d'accidents NNW et NNE.

Ces bassins, de dimensions variées, mais généralement allongés et étroits, recueillent au Stéphanien moyen les produits de l'érosion des reliefs environnants ainsi que d'abondants dépôts phytogènes d'origine ligneuse, dans lesquels s'intercalent de fins niveaux de cendres volcaniques (cinérites).

Au **Stéphanien**, une activité magmatique acide, subvolcanique à volcanique, se traduit par la mise en place d'une part de filons de microgranites, localement abondants dans le Morvan, et, d'autre part, de la caldeira de Blismes – Montreuillon, en bordure occidentale du Morvan (fig. 1). Les filons de microgranite très porphyrique et de microleucogranite de la feuille Charolles sont probablement liés à cette activité magmatique qui se poursuivra jusqu'au Saxonien, en ce qui concerne la caldeira de Blismes – Montreuillon du moins.

À la fin du Stéphanien une compression ENE-WSW provoque un décrochement dextre et déforme et plisse le bassin stéphanien de Montceau-les-Mines.

À l'**Autunien** une distension N-S, reconnue dans le bassin d'Autun (Marteau, 1983) et dans celui de l'Aumance, à l'extrémité nord du Sillon Houiller (Paquette, 1980 ; Gros, 1981), est contrôlée par les failles bordières, qui jouent en failles normales à cette époque. Elle provoque l'apparition, dans le bassin, d'une fracturation N60° à N100°, avec des failles synsédimentaires dans les formations permienes et, surtout, le basculement de blocs structuraux vers le socle de la bordure nord, ce qui explique la discordance locale de la Formation alternante sur l'Autunien, puis du Saxonien sur la Formation alternante, et les variations d'épaisseur des différentes formations permienes.

Le remplissage détritique du bassin de Blanzay – Le Creusot se fait donc par saccades, avec des alternances de décharges grossières et d'accumulation de sédiments fins, jusqu'à son comblement et l'arrêt de la subsidence.

La **période fini-varisque** est, en outre, marquée, dans la majeure partie du Massif central, par la mise en place de filons de lamprophyres issus de magmas basiques à intermédiaires, d'affinité alcaline potassique plus ou moins nette. Ces lamprophyres sont datés à 290-295 Ma par la méthode Rb-Sr dans le Limousin (Leroy et Sonet, 1976 ; Chalier *et al.*, 1994) et à 292 Ma par la méthode K-Ar dans le forage GPF de Sancerre – Couy (Hottin et Calvez, 1988), c'est-à-dire de l'Autunien inférieur. Un témoin effusif de ce magmatisme est constitué par les vestiges de coulées de trachybasaltes

shoshonitiques qui se trouvent en bordure nord du bassin stéphano-autunien d'Autun. J. Delfour *et al.* (1995) attribuent ces coulées au Stéphaniens par analogie avec celles qui se trouvent au voisinage ou au sein de bassins houillers de la partie septentrionale du Massif central ; mais seule une datation radiométrique pourrait permettre de préciser leur âge de façon fiable. En attendant, il est possible de conclure que ce magmatisme shoshonitique est stéphano-autunien, comme la majeure partie du magmatisme acide de la caldeira de Blismes – Montreuillon.

La phase compressive saalienne, qui marque la fin de l'orogénèse varisque, comprime le bassin de Blanzay – Le Creusot et accentue les pendages des couches et le basculement des panneaux structuraux.

### *PÉNÉPLAINE PERMO-TRIASIQUE*

Du Permien supérieur au Trias moyen, la cordillère hercynienne est complètement érodée, et le substratum forme un pédiment ou glacis d'érosion aplani, soumis à l'altération. De cette surface d'érosion des premiers temps de l'ère secondaire, il ne reste plus guère de témoin perceptible en surface. Cependant, le mode sporadique d'affleurement du Trias et ses variations de faciès et d'épaisseur ne peuvent pas s'expliquer uniquement par le jeu de failles synsédimentaires. Ils doivent témoigner également de l'existence d'un paléorelief contrasté dans la moitié orientale de la feuille Charolles.

### *PHÉNOMÈNES ALPINS*

De même que l'orogénèse varisque a influencé l'histoire de la région jusqu'à la fin du Permien, les phénomènes alpins prennent le relais du début de l'ère Secondaire jusqu'à l'Actuel. L'ouverture progressive de l'océan alpin (la Téthys), puis sa fermeture lors de la surrection alpine, sont les témoins de phénomènes tectoniques, magmatiques et sédimentaires puissants dont le territoire de la feuille Charolles, bien qu'à l'écart des grands événements orogéniques, vit les contrecoups.

**Extension triasico-liasique, sédimentation Lias – Dogger.** Durant tout ce processus, le Massif central forme la marge passive de l'océan téthysien. Ses bordures s'effondrent progressivement vers l'Est, en direction de la fosse alpine, sous l'action des failles normales listriques du rift triasico-liasique, fracturation qui réactive également des accidents anciens. Un épisode de silicification et de minéralisation de type « socle-couverture » à fluorine, barytine et/ou galène, accompagne ce processus d'extension (Baubron *et al.*, 1980). Un processus progressif de subsidence modérée affecte la marge orientale du Massif central ; le Charollais est recouvert par une mer peu

profonde de plate-forme épicontinentale. Une sédimentation peu épaisse, en fort contraste avec les accumulations de la fosse alpine, s'y dépose. Dans la sédimentation, le retour progressif de la mer vers l'Ouest est annoncé par les faciès évaporitiques silico-carbonatés « infraliasiques », qui prennent le relais vers l'Ouest de la sédimentation terrigène classique, triasique et rhétienne. Au front de ces dépôts, les silcrètes du Rhétien et les silicifications de l'« Infralias », issues d'un socle lessivé et latéritisé, préfigurent les lagunes paraliques carbonatées qui s'installent sur un substrat varisque préalablement corrodé, dissous. Au Sinémurien, le milieu marin s'installe et perdurera au moins jusqu'aux derniers témoins mésozoïques visibles (Bathonien sur la feuille Charolles, Oxfordien sur la feuille Paray-le-Monial).

**Altération latéritique secondaire ou tertiaire : l'argile résiduelle à chailles.** Sur la feuille Charolles, aucun dépôt sédimentaire ne documente l'évolution géologique postérieure au Dogger pendant environ 100 Ma, jusqu'à l'Éocène ou, peut-être, le Crétacé. Il n'est pas certain que des terrains postérieurs au Dogger (à l'Oxfordien sur la feuille Paray-le-Monial) se soient déposés. Si tel avait été le cas, ils auraient, par la suite, été érodés. Sur la feuille Charolles, l'âge du dépôt de l'argile résiduelle à chailles n'est pas contraint : il pourrait être contemporain du dépôt de l'Eocène sidérolithique ou antérieur. Premier témoin sédimentaire à recouvrir la série mésozoïque exposée, il correspond à l'établissement de conditions latéritisantes liées au soulèvement des contreforts du Massif central. Sa genèse pourrait être induite par l'un ou l'autre de deux bombements lithosphériques ayant affecté l'avant-pays alpin après le Jurassique : un épisode crétacé précoce, lié à l'ouverture du rift de Biscaye, au Sud, et au début de celle de l'Atlantique nord, au Nord ; un épisode crétacé supérieur – paléocène – éocène, lié à la phase de compression pyrénéenne, auquel est rattachée la genèse des dépôts sidérolithiques.

**Altération, volcanisme et sédimentation secondaires à tertiaires.** Au Crétacé supérieur – Paléocène, la lithosphère ouest-européenne enregistre un changement de comportement mécanique et thermique majeur en réponse à la convergence Afrique/Eurasie : pour la première fois depuis le dépôt des sédiments mésozoïques, s'installe un régime compressif N-S connu sous le nom de « phase pyrénéenne » (Ziegler, 1990 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Cette déformation lithosphérique induit une surrection des principaux domaines de socle actuels, une diminution drastique de la vitesse de subsidence des bassins intracratoniques (Bassin parisien) et la création de flexures subsidentes au niveau de la future Chaîne pyrénéenne. Cette déformation présente toutes les caractéristiques de déformations de faible amplitude (quelques centaines de mètres) et de grandes longueurs d'onde (> 200-300 km), compatible avec un flambage lithosphérique sur lequel se surimpose localement un rift et un volcanisme plus ou moins important, dont quelques témoins sont présents sur le territoire de la feuille Charolles. Cette

déformation de grande longueur d'onde va se poursuivre durant tout le Cénozoïque, et les données géomorphologiques montrent qu'elle est toujours active actuellement (Wyns, 1991, 1999, 2002 ; Bonnet *et al.*, 2000).

Suite au bombement lithosphérique induit par la phase pyrénéenne, la quasi-totalité du Sud-Est de la France est émergée au Paléocène – Éocène, et le restera jusqu'à l'Actuel. La zone soulevée est alors soumise à l'altération latéritique jusqu'à l'Éocène supérieur, soit pendant une durée d'environ 25 Ma. Une phase d'érosion et d'altération s'installe dans la durée. Les dépôts sableux du Sidérolithique se mettent en place sur une surface, nous venons de le voir, qui a déjà subi une altération continentale prolongée.

À l'Éocène supérieur (Priabonien), le flambage lithosphérique se résorbe, à la suite d'une relaxation des contraintes à l'échelle européenne, et l'altitude du bâti diminue, provoquant l'arrêt de l'altération latéritique. La sédimentation devient carbonatée tout en restant, pour l'essentiel, continentale : c'est la période de formation des calcaires lacustres. Cette période d'extension, qui débute au Priabonien, est induite par un taux d'ouverture plus faible de l'Atlantique Nord, comparativement à celui de l'Atlantique central, entraînant la formation, en Europe de l'Ouest, d'un système de rift intracontinental orienté N à NE autour de l'arc alpin (Debrand-Passard *et al.*, 1984) (pour une discussion, cf. Merle *et al.*, 1998).

Dans la région qui nous intéresse, il est responsable de la formation des bassins de Limagne, de Roanne – Montbrison et de la Bresse, ces deux derniers encadrant le Charollais et le Morvan en général, respectivement à l'Ouest et à l'Est. Leur contenu sédimentaire oligo-miocène est le produit d'une alternance de régimes marins et fluvio-lacustres, l'épaisseur des sédiments atteignant un à plusieurs milliers de mètres dans la Limagne et la Bresse, quelques centaines dans le bassin de Roanne – Montbrison, ce dernier exclusivement fluvio-lacustre (*in* Merle *et al.*, 1998).

L'Oligo-Miocène présente, sur la feuille Charolles, un faciès marno-calcaire de type lacustre, à masses dispersées de calcaire concrétionné, irrégulièrement intercalé de faciès détritiques sableux. Comme nous l'avons vu (« Description des terrains ; Tertiaire »), son extension est limitée vers l'Est, sur la feuille, par un accident NNE correspondant à une faille réplique du système de rift ouest-européen.

Au Miocène, avec la reprise de la compression alpine, le jeu des fractures de toutes directions hache les affleurements mésozoïques ; un nouvel antiforme lithosphérique se forme autour de l'Arc alpin ; le Massif central français en constitue l'extrémité occidentale. Le relief ainsi créé s'accroît probablement à partir du Miocène supérieur, sans doute en relation avec la remontée asthénosphérique et l'accentuation du volcanisme alcalin.

Le soulèvement du Massif central, dont l'essentiel a été réalisé à partir du Miocène supérieur, a entraîné une reprise de l'altération lessivante et de l'érosion, qui se poursuivent actuellement. La mise en place des Sables du Bourbonnais au Plio-Pléistocène, consécutif au soulèvement régional post-miocène moyen, constitue un analogue récent de la mise en place du Sidérolithique à l'Éocène, en réponse au soulèvement de la compression pyrénéenne.

Au **Plio-Quaternaire**, sur fond de volcanisme mondorien, le rejeu des accidents oligocènes, associé à des modifications climatiques (climat plus humide) est responsable de la mise en place des sables du Bourbonnais qui s'inscrivent dans le cadre des dépressions oligocènes. Les cours de la Loire et de l'Allier sont préfigurés. Un réseau de collecteurs secondaires s'y raccorde, annonçant les principaux affluents (Clozier *in* Delfour *et al.*, 1989). Le refroidissement du climat durant la période des cycles glaciaires du Quaternaire, avec son cortège de phénomènes météoriques, contribue au modelé actuel du paysage.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *RESSOURCES EN EAU*

#### **Présentation générale**

La feuille Charolles est entièrement située dans le bassin de la Loire. Elle couvre, outre un tronçon de la plaine alluviale de ce fleuve, la partie aval du bassin versant de l'Arconce (dont le confluent avec la Loire se situe à 1 km au Nord de la feuille) et, dans le coin sud-est, une petite partie du bassin du Sornin, autre affluent de la Loire. L'ensemble de la feuille présente un relief assez confus et globalement incliné du Sud-Est, depuis les zones hautes du Brionnais, dépassant légèrement 500 m d'altitude, vers le Nord-Ouest, jusqu'au point où la Loire quitte la feuille à environ 240 m d'altitude. Les réservoirs aquifères, présents sur la feuille, sont de nature variée et de dimensions modestes. Leurs ressources sont peu exploitées et peu étudiées du fait de l'absence de grandes villes et de l'absence de grands aquifères à nappes libres. La presque totalité des communes est alimentée par les alluvions de la Loire, si bien, qu'en dehors de celles-ci, il n'y a pratiquement pas d'autre captage d'adduction d'eau potable (AEP). Sur la feuille, on distingue, globalement : 1) dans la moitié nord-ouest, des formations alluviales (alluvions de la Loire) et des formations cénozoïques et plio-quaternaires, dont les niveaux aquifères sont essentiellement sableux et accessoirement carbonatés (calcaires lacustres) ; 2) dans la moitié sud-est, des formations de socle, surmontées de formations mésozoïques, dont les niveaux aquifères sont essentiellement calcaires et accessoirement gréseux.

## **Climatologie**

**Les précipitations** sur la feuille Charolles sont connues par deux postes pluviométriques de la météorologie nationale : Charolles et Saint-Yan. Les hauteurs moyennes annuelles ont été de :

- 838,2 mm, à Charolles, sur la période 1951-1980 ;
- 803,3 mm, à Saint-Yan, sur la période 1954-1980.

Ces deux postes sont situés dans les parties les plus basses de la feuille, et on peut estimer que la hauteur moyenne annuelle des précipitations est plus élevée dans la moitié sud-est, dont l'altitude est plus importante. La répartition saisonnière est la même sur ces deux postes : elle est de type océanique atténuée, c'est-à-dire que les quatre saisons sont sensiblement également arrosées ; on note simplement deux légers maximums : l'un à la fin du printemps (mai et juin) et l'autre à la fin de l'été (août et septembre). Il n'y a pas de station complète de la météorologie nationale sur la feuille.

**Les températures** moyennes annuelles en situation de plaine (période 1951-1980) peuvent être évaluées par les deux stations encadrantes : Mâcon, à 40 km à l'Est, et Vichy, à 45 km à l'WSW :

- 10,8 °C à Mâcon (216 m d'altitude) ;
- 10,5 °C à Vichy (249 m d'altitude).

En situation d'altitude, deux stations complètes de la météorologie nationale existent non loin de la feuille : Mont-Saint-Vincent (altitude : 602 m), à 35 km au Nord-Est, et Tarare-les-Sauvages (altitude : 720 m), à 40 km au Sud. Les températures moyennes annuelles à ces deux stations sur la période 1951-1980 ont été les suivantes :

- 9,1 °C à Mont-Saint-Vincent ;
- 8,6 °C à Tarare-les-Sauvages.

Globalement, on peut donc retenir que sur la feuille, pour une altitude de 350 à 400 m, la température moyenne annuelle est de 10 °C.

## **Ressources en eau du socle**

Le socle, sur la feuille de Charolles, est constitué de différents granites qui apparaissent, sur des surfaces réduites, dans les compartiments soulevés des grandes failles NW-SE du Brionnais et, d'une manière plus continue, à l'extrême sud-est de la feuille (La Clayette). Comme pour toutes les zones de socle, les ressources en eau sont essentiellement liées :

- aux altérations de surface ou de faible profondeur, qui développent des produits à porosité d'interstices ;

– aux zones de fractures, jusqu'à des profondeurs qui peuvent être importantes. Ces fractures, généralement en charge, jouent le rôle de drains pour les eaux contenues dans les altérites. Les ressources sont peu liées à la nature lithologique des formations.

**Ressources des altérites.** L'altération des roches du socle granitique donne naissance à un manteau d'altérites de nature sableuse (arène) présentant une épaisseur très variable (de 0 à plusieurs mètres) – mais difficile à évaluer en l'absence d'investigations spécifiques (géophysique) – et une porosité d'interstices non négligeable (quelques % pour ce qui est de la porosité efficace). Les nappes contenues dans ces altérites sont, cependant, peu productives du fait des perméabilités jamais importantes. Elles donnent naissance à des sources nombreuses, mais de faible débit, et les surfaces piézométriques sont peu profondes. Les eaux contenues dans ces altérites sont peu minéralisées et neutres ou légèrement acides.

**Ressources profondes ou liées aux fractures.** Du fait de l'absence de forages profonds dans ces zones, les données se rapportant aux ressources profondes du socle manquent totalement sur cette feuille. On peut simplement signaler, qu'en d'autres régions de socle, certains forages en roches massives granitiques ou gneissiques ont donné des débits de quelques m<sup>3</sup>/h à quelques dizaines de m<sup>3</sup>/h. On peut signaler aussi que des exploitations minières par galeries en zone de granite (par exemple en Vendée) nécessitent souvent des exhaures à des débits non négligeables. Il est donc raisonnable de penser que les zones de socle profond de la feuille Charolles renferment aussi des ressources non négligeables ; mais, comme en toute zone de socle, leur mise en évidence nécessite une prospection préliminaire fine par méthodes géophysiques ou détection des gaz du sol, afin de repérer les fractures susceptibles de fournir des débits importants.

On signale, à La Clayette, un forage de recherche d'eau dans le granite pour un établissement industriel. Ce forage, implanté entre les Tanneries et la voie ferrée (indice national BSS : 623/8X/0014), et d'une profondeur de 259 m, a été réalisé au marteau fond de trou, en juin 1998. Il a recoupé les formations suivantes, de haut en bas depuis la surface :

- de 0 à 3 m : remblai ;
- de 3 à 6 m : sable et argile verte ;
- de 6 à 17 m : granite très altéré ; passées d'argile et sable ;
- de 17 à 35 m : granite altéré ; passées d'argile rouge ;
- de 35 à 259 m : granite sain avec niveaux fracturés.

Le niveau de l'eau au repos est à 2,10 m sous le sol. Le forage a rencontré des venues d'eau importantes dans le granite ; elles sont données ci-dessous (profondeur sous la surface et débit) :

- première venue d'eau à 45 m : 1 m<sup>3</sup>/h ;
- venue d'eau à 169 m : 2 m<sup>3</sup>/h ;
- venue d'eau entre 205 et 255 m : 15 m<sup>3</sup>/h ;
- venue d'eau entre 255 et 258 m : 50 m<sup>3</sup>/h.

Quelle que soit l'imprécision des débits mesurés en cours de foration, il est certain que le débit fourni par le granite fissuré dans ce forage est de plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>/h, avec les principales venues d'eau à plus de 200 m de profondeur.

On peut aussi signaler que les grandes failles NW-SE, déjà mentionnées, qui affectent le socle granitique, pourraient jouer vraisemblablement le rôle de drain profond du soubassement granitique de la feuille et donc donner, sur des forages soigneusement implantés, des débits importants. Il est ainsi remarquable de constater que le forage de La Clayette, détaillé ci-dessus, est implanté très près d'une faille importante mettant en contact le granite avec la couverture mésozoïque.

## Ressources en eau des formations mésozoïques et cénozoïques

La couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque est composée de formations variées (argile, marne, grès, sable, roches carbonatées). Elle s'étend du Trias au Bathonien, auxquels se superposent, dans la moitié nord-ouest de la feuille, des formations oligocènes (marnes, sables et calcaires). Les formations perméables, susceptibles de contenir des ressources en eau souterraine, sont, de bas en haut :

- dans le **Trias**, les niveaux de grès ou d'arkose, les horizons silicifiés et vraisemblablement certains faciès de l'Infralias ;
- dans le **Lias**, le calcaire de l'Hettangien, quelques niveaux calcaires, notamment le calcaire à Gryphées du Sinémurien ; le Lias étant par ailleurs essentiellement marneux ;
- dans le **Jurassique moyen**, essentiellement le calcaire à entroques du Bajocien, le Bathonien étant, quant à lui, calcaro-marneux ;
- dans l'**Eocène - Oligocène**, l'argile résiduelle d'altération à chailles et les niveaux sableux ou calcaires.

**Trias et Lias.** Concernant les niveaux aquifères du Trias et du Lias, on ne dispose pas de données sur la feuille Charolles. On peut penser que les niveaux silicifiés de l'« Infralias » renferment des ressources en eau souterraine intéressantes comme c'est le cas plus au Nord, sur le pourtour du Morvan.

**Jurassique moyen.** Le calcaire à entroques du Bajocien renferme des ressources exploitées pour adduction d'eau potable là où la surface d'affleurement est notable. À titre d'exemple, on cite ci-après des sources captées pour l'AEP sur la feuille voisine Paray-le-Monial, très proches du bord nord de la présente feuille :

- source de Mounot, captée par la ville de Charolles (n° BSS : 600/8X/0002) ; cette source sort d'éboulis reposant sur une pente d'argile liasique surmontée de calcaires bajociens, ceux-ci constituant le réservoir donnant naissance à la source ; le débit est de 50 m<sup>3</sup>/h en moyenne ;
- source de Maupré, également captée par la ville de Charolles (n° BSS : 600/8X/0003) ; cette source sort des calcaires du Bathonien inférieur reposant sur les marnes du Bajocien supérieur ; le débit est de 30 m<sup>3</sup>/h ;
- source de Fontenay, captée par la commune de Fontenay (n° BSS : 600/8X/0005) ; comme la source de Mounot, mentionnée ci-dessus, elle sort des calcaires bajociens reposant sur le Lias.

Les ressources en eau contenues dans ces niveaux calcaires sont vulnérables aux pollutions du fait de la nature fissurée, voire karstifiée, du réservoir qui est cause de circulations rapides et d'absence de filtration des eaux d'infiltration. Les deux sources captées par la ville de Charolles, notamment, ont une eau très souvent turbide lors des pluies et connaissent fréquemment des problèmes de pollution bactériologique. Compte tenu de la tectonique et des pendages, ces niveaux aquifères mésozoïques peuvent aussi être présents en profondeur et donc être protégés par des niveaux peu perméables sus-jacents (grès du Trias et « Infralias » sous les argiles du Lias, calcaires bajociens sous les formations tertiaires essentiellement argileuses). Les sondages pour recherche de houille, réalisés sur la feuille Paray-le-Monial, ont ainsi recoupé, avant d'atteindre le Stéphano-permien, des formations mésozoïques en position profonde. On y a constaté des débits de l'ordre de la dizaine de m<sup>3</sup>/h, voire bien d'avantage, essentiellement dans deux niveaux : 1) le Trias gréseux et 2) les niveaux calcaires du Lias inférieur, essentiellement le calcaire à gryphées du Sinémurien. Il en est vraisemblablement de même pour les calcaires du Bajocien, mais les ouvrages ne les ont pas recoupés. Ces résultats peuvent être transposés à la feuille Charolles.

**Éocène.** À Semur-en-Brionnais, l'argile résiduelle d'altération à chailles (formation de cailloutis et d'argile à silex, peut-être mélangée à des cailloutis pliocènes) alimente la source de la Fay (n° BSS : 623/6X/0016), captée pour l'AEP de cette commune.

**Oligocène.** Les ressources aquifères des formations oligocènes, présentes dans la moitié nord-ouest de la feuille sous les Sables et argiles du Bourbonnais, n'ont, semble-t-il, jamais été étudiées, mais, au vu de leur nature lithologique, elles pourraient renfermer quelques ressources. Ainsi,

sur la feuille voisine Paray-le-Monial, non loin du bord nord de la présente feuille, les deux sondages, de 50 m de profondeur chacun, réalisés à Paray-le-Monial en 1990 (n° BSS : 600/6X/0023 et 600/7X/0014) ont rencontré, sous 6,80 et 10,20 m d'alluvions de la Bourbince, l'Oligocène jusqu'en fin de forage ; le deuxième a recoupé, dans l'Oligocène constitué de marnes ocre, deux niveaux de marnes avec graviers et galets (de 19,80 à 20,60 m et de 26,30 à 31,00 m). Dans l'Oligocène, qui s'épaissit vers l'Ouest jusqu'à 100 à 300 m de puissance lorsqu'on se rapproche de l'axe du fossé de la Loire, les niveaux de sable ou de calcaire lacustre qui s'intercalent dans les marnes peuvent constituer une ressource bien protégée qui mériterait d'être explorée.

### **Ressources en eau des formations plio-quaternaires**

La formation plio-quaternaire des Sables et argiles du Bourbonnais, couvre des surfaces très importantes dans la moitié nord-ouest de la feuille. Les très nombreux sondages à la tarière réalisés lors du levé géologique de cette feuille ont montré qu'ils sont constitués le plus souvent d'argile ou de sables argileux surmontant des sables et graviers à éléments parfois très grossiers ; l'ensemble possède une épaisseur pouvant atteindre 10 à 20 m ; ces sondages ont, par ailleurs, souvent rencontré des venues d'eau dans les sables et graviers. Compte tenu de ces caractéristiques, les sables et graviers inférieurs de la Formation des Sables et argiles du Bourbonnais pourraient contenir des ressources en eau intéressantes.

### **Ressources en eau des alluvions**

Les alluvions récentes (Fz) constituent un réservoir aquifère intéressant dans la vallée de la Loire et secondairement dans la vallée de l'Arconce. Sur la feuille Charolles, les alluvions de la Loire forment une plaine large de 1 500 à près de 6 000 m, occupant toute la bordure ouest de la feuille. Elles ont été étudiées, entre autres, par les trois rapports BRGM suivants : 75 SGN 272 JAL de septembre 1975, 76 SGN 008 JAL de janvier 1976 et R 39562 de juin 1997.

Les alluvions récentes de la Loire, constituées de sables et de graviers et dépourvues de niveaux d'argile, constituent un réservoir productif et facile à exploiter. Pour ces raisons, elles sont exploitées par plusieurs gros syndicats d'adduction d'eau potable. On distingue ainsi du Sud au Nord, soit de l'amont vers l'aval :

– les deux champs captants de Marcigny, alimentant le SIE du Brionnais :  
1) les Chambons (puits des Risayeux 1 et 2, n° BSS : 623/5X/0112 et 0113) et

2) les Terres de Chenoux (puits des Chenoux 1 - 2 - 3, n° BSS : 623/5X/0114, 0115 et 0116) ;

– le champ captant de Chambilly, la Terre à la Dame, alimentant aussi le SIE du Brionnais (puits des Chambons 1 - 2 - 3, n° BSS : 623/5X/0107, 0110 et 0111) ;

– le champ captant de Vindecy, les Fourneaux, alimentant le SAE du Brionnais (puits de la Chaume 1 à 8, n° BSS : 623/1X/0123 à 0130) ;

– le champ captant de Varenne-Saint-Germain, Bécheron, à cheval sur les feuilles Charolles et Paray-le-Monial, alimentant le SAE du Charollais (puits de Varenne 1 et 2, n° BSS : 623/1X/ 0002 et 0122).

L'ensemble de ces champs captants alimente environ 50 communes. L'épaisseur des alluvions aquifères est en général assez faible, le plus souvent de 3 à 6 m d'alluvions noyées, ce qui peut poser des problèmes en cas de baisse des niveaux piézométriques, la tranche d'eau restante au fond des puits en pompage pouvant alors devenir insuffisante pour maintenir le débit de pompage. Hormis cet inconvénient, la productivité des ouvrages dans les alluvions est élevée. Ainsi, au champ captant de Varenne-Saint-Germain, sur les forages de reconnaissance, on a obtenu des débits spécifiques de 12 à 30 m<sup>3</sup>/h/m de rabattement. Les transmissivités sont de l'ordre de 4.10<sup>-3</sup> à 2.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s. Des valeurs de débits spécifiques tout à fait semblables se retrouvent aux champs captants de Vindecy et de Marcigny.

Dans la **vallée de l'Arconce**, les données de forages sont peu nombreuses. Les rares données que l'on possède sur des forages de recherche d'eau montrent, au contraire des alluvions de la Loire, des débits faibles ; ainsi à Saint-Yan, 4 forages (regroupés sous le n° BSS 632/1X/0003) n'ont donné des débits que de quelques m<sup>3</sup>/h malgré des épaisseurs d'alluvions comprises entre 4 et 4,90 m (rapport BRGM R 39562, de juin 1997).

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

Dans les temps anciens, l'exploitation des substances utiles était florissante sur la feuille Charolles, comme en témoignent les nombreux vestiges de carrières indiquées sur la carte. On exploitait les roches magmatiques du socle varisque (granite, laves porphyriques), les horizons durs de la série mésozoïque : grès triasiques et rhétiens, calcaires sinémuriens (pierre bleue), pliensbachiens (carixiens, « Banc de Roc ») et bajociens (pierre jaune), le sable (sidérolithique, bourbonnais, alluvions de la Loire et de l'Arconce), l'argile, principalement les argiles altérées (kaolinisées) de différents âges (liasiques, sidérolithiques, bourbonnaises). De nos jours, une seule carrière importante subsiste sur la feuille Charolles, celle de La Chapelle-sous-Dun, exploitant les microgranites subvolcaniques et les tufs rhyolitiques du Viséen

supérieur. Quelques petites carrières « sauvages » se remarquent de-ci de-là, utilisées principalement pour la voirie ou le béton (granite altéré, arène, sables, cailloutis).

### **Roches magmatiques du socle varisque**

La seule carrière encore en activité au moment du lever de la feuille Charolles (2003) est celle de La Chapelle-sous-Dun, dans l'angle sud-est de la carte ( $x = 750,70$  à  $751,10$  ;  $y = 2\ 142,60$  à  $2\ 143,20$ ). Cette grande carrière en gradins sert à l'extraction des roches porphyriques du massif viséen de La Chapelle-sous-Dun et des filons qui recoupent ce massif. Les microgranites subvolcaniques et les tufs associés sont concassés et calibrés sur place pour la confection de granulats.

De nombreuses carrières abandonnées, de taille variable, et les entailles anthropiques pour la réalisation de routes ou de voies ferrées ont fourni des matériaux rocheux et/ou du « cran », c'est-à-dire une arène sableuse ou sablo-argileuse, développée sur les divers types de roches magmatiques, plutoniques ou subvolcaniques. Pour la construction de bâtiments ou de murets, des blocs et des « pierres volantes » ont également été « récoltés » dans des champs.

### **Grès**

Les arkoses du Trias (tG) fournissent un matériau de construction de qualité. D'usage moins prisé que celui des calcaires, il a été très peu utilisé dans les églises romanes. On le trouve, par contre, fréquemment dans les murs de fermes, les murets de prés, les soubassements de haies (anciens murs de pierre sèche). Ce matériau n'est présent que dans l'Est de la feuille. Les grès du Rhétien (t7), plus malléables, mais plus gélifs que ceux du Trias, ont été utilisés pour les murs de maisons ou de constructions plus importantes : église romane de Varennes l'Arconce, château de Molleron, constructions à Saint-Christophe-en-Brionnais, Saint-Symphorien-des-Bois, pour ne citer que quelques exemples. Des carrières souterraines, non rebouchées, sont visibles à Oyé, notamment dans des propriétés privées au lieu-dit « le Fragne ».

### **Calcaire**

Deux niveaux ont été massivement exploités, dans les temps anciens, comme pierre à bâtir et pierre à chaux. Ce sont les calcaires sinémuriens (l2) ou « pierre bleue » et les calcaires aaléno-bajociens ou « pierre jaune » (j1-2). On retrouve ces deux pierres, souvent en association, dans toutes les

constructions anciennes de la région. Les exploitations remontent au Moyen Âge, car ces pierres apparaissent dans les églises romanes. Elles devaient déjà être actives à l'époque romaine. La pierre à chaux (surtout le calcaire sinémurien) était principalement utilisée en amendement dans les champs. On voit un très beau four à chaux restauré dans le coin nord-est de la feuille, en rive droite de la Semence, au SSE du lieu-dit « la Folie », à côté d'une ancienne carrière de calcaire sinémurien. La pierre à chaux a aussi été exploitée dans la région de Baudemont. L'exploitation des calcaires, très florissante si l'on en juge par le nombre d'anciennes carrières, a été progressivement abandonnée entre les deux guerres.

Quand les niveaux sont minces, comme c'est le cas du Sinémurien, de la dalle calcaire oolitique du Carixien ou celle du « Banc de Roc » à la limite Pliensbachien – Toarcien, ou même, localement, du calcaire jaune à entroques du Bajocien, ces niveaux sont éliminés des prés et remontés dans les murets. Il sont accessibles à l'observation, bien que délocalisés.

### **Argile**

Elle a été beaucoup exploitée dans le passé et continue à l'être dans certaines zones. L'utilisation était la porcelaine, la faïence et le grès (céramique). Les gisements se trouvent éventuellement dans les marnes altérées (kaolinisées) du Trias, mais surtout le Lias altéré, le Sidérolithique et le Bourbonnais. Le Lias fournit surtout des argiles à terre cuite, activité en net ralentissement, en raison de la concurrence des produits à base de ciment. Le Sidérolithique et le Bourbonnais fournissent des argiles kaoliniques d'usage plus noble. Une étude spécifique a été menée par le BRGM en 1978 sur les argiles de Bourgogne (Rémond, 1978).

### **Sables et graviers**

Les alluvions de la Loire fournissent de bons gisements en lit majeur (Fz) (gravière de Chambilly, par exemple). Cependant, la tendance actuelle est à protéger la nappe d'eau alluviale pour l'alimentation en eau potable (AEP) et conséquemment à restreindre les activités des sablières en lit majeur. Une autre source de sable, de moins bonne qualité, provient des Sables du Bourbonnais. Ils sont généralement exploités en petits emprunts de proximité.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Les 2 gîtes et les 16 indices minéraux recensés dans le fichier informatique de la Banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM à

Orléans sont localisés sur la carte, et leurs principales caractéristiques figurent dans les tableaux des annexes 5 et 6.

Les 2 gîtes de charbon indiqués par la BSS se rapportent à deux petits gisements contigus, celui de La Chapelle-sous-Dun au Sud et celui de Saint-Laurent-en-Brionnais au Nord. Ils se situent dans l'angle sud-est de la carte, aux lieux-dits « les Chaffauds » et « les Moquets », entre Saint-Laurent-en-Brionnais et La Chapelle-sous-Dun. Les deux gisements sont entièrement cachés en surface. Celui de La Chapelle-sous-Dun se prolonge un peu plus au Sud, en limite septentrionale de la feuille Charlieu (Bouiller *et al.*, 1990). Ils sont décrits dans le chapitre « Terrains non affleurants ». L'historique du gisement de La Chapelle-sous-Dun est abordé ci-dessous.

Parmi les 16 indices du fichier BSS, un seul concerne l'uranium : l'indice 8X4001, situé également dans l'angle sud-est de la carte. Les 15 autres concernent les éléments Pb, Ba et F ; ils sont soit de type stratiforme au sein de la couverture sédimentaire mésozoïque, soit de type filonien au sein du socle cristallin varisque immédiatement sous cette couverture.

Lors des levés de la présente carte, quelques petits indices nouveaux sans intérêt économique, mais intéressants sur le plan métallogénique, ont été reconnus :

- placages de fluorine violette sur des fractures de microgranites porphyriques dans la grande carrière de La Chapelle-sous-Dun (x = 750,70 à 751,10 ; y = 2 142,60 à 2 143,20) ;
- petits cristaux de barytine disséminés dans le ciment d'une silcrète couronnant le socle (granitoïde porphyroïde altéré), dans le bois de Bœuf, au Nord-Est de Saint-Symphorien-des-Bois (x = 751,25 ; y = 2 150,90) ;
- dans l'« Infralias », des sondages signalés dans le fichier BSS ont recoupé, dans le calcaire dolomitique souvent à dendrites de manganèse, des filonnets, géodes, taches ou mouches de barytine, fluorine, galène, accompagnés de silice colloïdale et de veines de silice noire. Il s'agit des sondages CH 2 (n° BSS : 06237X0002) et CH 10 (n° BSS : 06237X0003) à Oyé (x = 741,45 ; y = 2 143,65) ; CH 22 (n° BSS : 06234X0009) à Saint-Julien-de-Civry (x = 747,37 ; y = 2 151,00) ; CH 28 (n° BSS : 06236X0004) à Briant (x = 737,90 ; y = 2 146,80) ;
- mouches de galène disséminées dans le calcaire sinémurien à *Gryphaea arcuata* de Vaudebarrier (x = 751,25 ; y = 2 158,60) au bord du ruisseau de l'Ozolette ;
- à Saint-Christophe-en-Brionnais, au lieu-dit « en Mémont » (ou Mesmont), à l'Ouest de Valtin (x = 742,375 ; y = 2 145,80), dans les murets autour d'une ancienne exploitation de plomb où une tonne de plomb a été extraite, un échantillon d'*Arietites* sp. est recristallisé en fluorine et calcite avec un cristal de galène.

## Charbon

Le périmètre de la présente carte comprend l'intégralité des concessions de Saint-Laurent-en-Brionnais et des Moquets, ainsi que la majeure partie de la concession de La Chapelle-sous-Dun, qui se prolonge en pointe vers le Sud, sur la feuille Charlieu (Rémond, 1981). Toutes ces concessions concernent globalement le gisement dit de La Chapelle-sous-Dun. Les concessions des Moquets et de La Chapelle-sous-Dun se réfèrent au même petit bassin houiller stéphanien, celui de La Chapelle-sous-Dun. Celui de Saint-Laurent-en-Brionnais, contigu au Nord, est en fait un prolongement du même système. Préalablement à l'exploitation industrielle, ces gisements étaient connus car ils présentaient quelques affleurements de surface, notamment parmi les couches de houille. Certaines de ces couches étaient familialement exploitées au jour depuis les temps anciens, servant à un usage local. La concession de La Chapelle-sous-Dun a été instituée par décret impérial du 20 novembre 1809, sur une superficie de 755 hectares. Celle des Moquets, située au Nord de celle de La Chapelle-sous-Dun, a suivi le 7 mars 1841, instituée par ordonnance royale. Nous n'avons pas de donnée bibliographique concernant celle de Saint-Laurent-en-Brionnais, qui recouvre le prolongement nord du bassin. L'historique qui suit concerne les concessions des Moquets et de La Chapelle-sous-Dun.

### L'exploitation

Dans la première moitié du XIX<sup>e</sup> siècle, avec l'industrialisation, commence le véritable essor de l'exploitation. À La Chapelle-sous-Dun, on construit une teinturerie, un four à chaux et un four à tuile. En 1830, la première machine à vapeur y est installée. L'exploitation durera un peu moins de 150 ans sur deux périodes, avec divers avatars, notamment liés aux inondations du Sornin qui ennoient puits et galeries, aux « feux » de houille incontrôlables apparemment dus à une mauvaise exploitation du gisement, aux éboulements, aux problèmes de vétusté et de renouvellement des équipements, à ceux de la qualité du charbon et de la concurrence (Rey, 1985). Les travaux souterrains sont nombreux, bien que l'ensemble productif reconnu ne dépasse pas 100 ha. Avec la progression industrielle, les rendements croissent : de 6 quintaux métriques annuels en début d'exploitation (en 1809), elle atteint 243 quintaux métriques en 1850. En 1876, un treuil à vapeur de 25 CV est installé en fond de puits. La production passera de 16 000 tonnes à 28 000 tonnes annuelles entre 1876 et 1883, puis à 42 000 tonnes en 1886, pour atteindre 80 000 tonnes en 1900, suite à l'installation du chemin de fer (ligne Roanne – Chalon-sur-Saône, avec gare et raccordement à La Chapelle-sous-Dun). Après une fermeture en 1930 pour cause de vétusté de l'installation et de mauvaise qualité du charbon, la mine rouvre en 1938 sous la pression des événements, mais rencontre rapidement des problèmes d'exploitation dus aux inondations. Les rendements de 1900 ne seront jamais égalés (32 372 tonnes en 1957) malgré des

installations modernes dans les années 1940 : pompes performantes, ligne électrique HT, station de triage, lavoir à liqueur dense, trémies de stockage, téléphérique. Excepté pour le gisement de Blanzky - Montceau, qui n'a fermé que dans les années 1990, toutes les mines de charbon de Bourgogne sont contraintes à la fermeture les unes après les autres, vers la première moitié ou le milieu du XX<sup>e</sup> siècle (Rémond, 1981). Elles sont pénalisées par divers problèmes : ressource peu abondante et difficile à extraire, concurrence des bassins du Nord de la France et surtout des charbons américains entraînant des pertes de marchés extérieurs, concurrence du gaz de Lacq, modification de la politique charbonnière du gouvernement. La mine de La Chapelle-sous-Dun est parmi les dernières à fermer, en 1960, après un déclin de plusieurs années : chute du rendement (28 500 tonnes en 1958, 24 500 tonnes en 1959), difficultés d'exploitation (venues annuelles de 750 000 m<sup>3</sup> d'eau). On y a extrait environ 3,5 Mt de houille (Rémond, 1981). On estime à environ 45 000 tonnes les réserves connues laissées sur place (Rey, 1985).

### **L'après-mine**

Après l'arrêt de l'exploitation, de nombreux ouvrages ont été abandonnés et se sont dégradés : bâtiments, accès de puits, de galeries, terrils ; certains secteurs, parmi les plus anciens exploités, ont été rattrapés par l'urbanisation, ce qui peut créer des problèmes liés à l'affaissement des terrains fragilisés par les excavations souterraines (cf. ci-dessous, chapitre « Risques naturels »). Des études menées par le BRGM depuis 1994 pour le compte de la DRIRE Bourgogne sont actuellement en cours afin d'évaluer les risques et de trouver des solutions, notamment par fermeture des accès, démolition de bâtiments, injection de béton dans les zones sous-cavées. Les plans miniers étant parfois incomplets et l'accès aux travaux souterrains s'avérant généralement impossible ou dangereux, des méthodes indirectes sont utilisées pour appréhender l'extension et la géométrie des galeries causant le désordre : microgravimétrie, sondages, tirs sonars.

### **Uranium**

L'indice d'uranium dit de La Chapelle-sous-Dun (8X4001), non retrouvé sur le terrain, figure sur la Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000 (feuille Lyon, n° 42) et dans les archives du Service des Mines à Saint-Etienne. D'après les données du fichier BSS il consiste en une minéralisation en chalcopite et autunite dans un contexte inconnu.

### **Barytine, fluorine, galène**

Il s'agit de minéralisations de type « socle – couverture » dont la mise en place hydrothermale date probablement du Lias pour la majorité des

indices, d'après les données recueillies par ailleurs dans le Nord-Est du Massif central (Baubron *et al.*, 1980).

### **Minéralisations filoniennes dans le socle granitique varisque**

Quatre indices du fichier BSS sont encaissés dans le socle :

– deux dans le granite porphyroïde à biotite :

- l'indice de galène des Sertines (7X4007) à 2 km au NNW de Saint-Christophe-en-Brionnais, à l'extrémité sud du petit massif « granitique » entaillé par le ruisseau des Mauvières,

- l'indice de barytine du Montet (8X4003), à 1 km au Sud-Ouest de Vareilles, qui consiste en un remplissage de géodes et de fractures au sein de la lanrière de Saint-Albin, limitée vers l'Est par une faille de direction N145° ;

– deux stockwerks encaissés dans des microgranites cachés sous la couverture mésozoïque :

- l'indice des Thévenin (8X4006), situé à 1,4 km à l'WSW du précédent (8X4003) et consistant en une très faible minéralisation en barytine disséminée dans un « calcaire » remplissant les diaclases d'une « rhyolite » (microleucogranite ?) ;

- l'indice de la Pouge, situé à 2 km au Sud de Saint-Symphorien-des-Bois et consistant en une minéralisation en barytine et galène dans une gangue de quartz remplissant les diaclases d'un microgranite (il s'agit probablement d'un filon de microgranite très porphyrique à biotite).

Dans la grande carrière en gradins de La Chapelle-sous-Dun, de la fluorine violette se trouve localement en placages le long de plans de fractures (diaclasses et failles) affectant des microgranites porphyriques du massif de La Chapelle-sous-Dun et des filons qui recoupent ce massif. Cette fluorine est amorphe ou exceptionnellement cristallisée en petits cubes dans de sporadiques petites géodes.

### **Minéralisations stratiformes dans la couverture mésozoïque**

Onze indices du fichier BSS sont encaissés dans la couverture. Parmi ceux-ci, six indices sont encaissés près ou au contact du toit du socle (dans les grès du Trias ou les formations de l'« Infralias ») et cinq indices le sont dans des niveaux carbonatés plus élevés : Hettangien ou base du Sinémurien et Bajocien. Ces indices sont généralement en imprégnations dans leur encaissant.

**Les indices encaissés dans le Trias – « Infralias »** sont : Saint-Firmin (4X4002, Trias) ; Vauzelle (4X4003, Trias) ; Chétal (7X4001, « Infralias ») ; Mesmont, ou Mémont (7X4002, reconnu en sondage, « Infralias ») ; les Guichards (7X4004, « Infralias ») ; Chéry (8X4007, « Infralias »). Parmi

les indices encaissés dans l'« Infralias », deux indices reposent directement au toit du socle (Chétal et les Guichards). Le nouvel indice de barytine du bois du Bœuf (Est de Saint-Symphorien-des-Bois), découvert lors des levés de la présente carte, se trouve dans une situation comparable : la barytine est disséminée dans le ciment siliceux d'une silcrète couronnant le sommet de l'extrémité nord du massif de granite porphyroïde de La Clayette.

**Les indices encaissés dans l'Hettangien et le Sinémurien** sont : Gare de Saint-Julien-de-Civry (4X4001, sommet de l'Hettangien ou base du Sinémurien) ; Oyé (7X4003, reconnu par deux sondages, Sinémurien) ; la Rivière d'Oyé (7X4005, Hettangien ou Sinémurien) ; les Rues (7X4006, Hettangien ou Sinémurien) ; le Rocher (8X4005, reconnu en sondage, Bajocien).

Parmi ces indices du fichier BSS, deux indices de minéralisation stratiforme en barytine se trouvent dans cette situation : ceux de Chétal et des Guichards, encaissés dans des zones silicifiées infraliasiques, juste au-dessus et au Sud du massif de granite porphyroïde de Briant.

## *RISQUES NATURELS*

### **Glissements, effondrements de terrains**

Les argiles du Domérien (Pliensbachien supérieur) et du Toarciens, qui forment de vastes prés d'embouche en pente le long des thalwegs, sont sujettes au glissement : elles forment des surfaces moutonnées caractéristiques, indiquées sur la carte.

Les argiles du Domérien sont également sujettes aux phénomènes de suffosion, qui s'y concentrent avec prédilection. Il s'agit d'effondrements orientés selon les axes de circulations d'eau à 2 ou 3 m de profondeur, le long de petits thalwegs secondaires perpendiculaires à l'axe des combes principales. La circulation d'eau chasse les terrains sus-jacents par la formation en profondeur de voûtes creuses plus ou moins coalescentes (effet de sappe). Localement, ces phénomènes sont appelés « folletires » ou « folletières », étymologiquement « terres folles ». Ces terrains sont donc impropres à la construction.

## **L'après mine (La Chapelle-sous-Dun)**

Dans la commune de La Chapelle-sous-Dun (Sud-Est de la feuille), l'exploitation de la houille, entre 1809 et 1960, a donné lieu au creusement de galeries et de puits. Ces anciens travaux sont actuellement responsables de certains désordres constatés dans un secteur situé juste au Sud de la limite de la feuille Charolles (extrême nord de la feuille Charlieu). Ainsi, des affaissements se sont produits dans le secteur urbanisé situé au lieu-dit « la Mine », au Sud-Ouest de la commune, entre la rivière « le Sornin » et la D 987. Cette zone a été la première exploitée dès le début du XIX<sup>e</sup> siècle. Le Service Géologique Régional Bourgogne du BRGM est intervenu en appui technique auprès de la DRIRE pour la conduite de travaux de reconnaissance visant à identifier la géométrie des anciens travaux. La reconnaissance, en cours, a permis d'identifier, par microgravimétrie, l'existence d'un volume vide estimé entre 5 000 et 7 200 m<sup>3</sup> dont la géométrie exacte reste à préciser (Mathon *et al.*, 2001).

## **Sismicité historique (J. Lambert)**

D'après la base de données « SisFrance », consacrée à la sismicité historique de la France métropolitaine depuis l'an 1000, l'activité sismique du département de la Saône-et-Loire apparaît comme très faible. Dans les limites de la feuille géologique à 1/50 000 Charolles, aucun épicentre de tremblement de terre ne figure répertorié.

En effet, depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle, seule une dizaine d'épicentres ont pu être dénombrés, correspondant pour l'essentiel aux effets de secousses mineures issues principalement de l'Autunois et du Mâconnais. Ces séismes locaux – dont la plus forte intensité épiscopentrale a atteint le degré VI sur l'échelle MSK (légères fissurations des murs) lors de la secousse du 26 novembre 1887 à Saint-Pierre-de-Varennes – ne sont pas ressentis jusqu'à Charolles.

Depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, seuls quelques grands séismes d'origine lointaine ont pu étendre leurs effets jusqu'à Charolles même. En témoignent les secousses du 19 février 1822 (Bugey, Savoie) et du 25 janvier 1946 (Valais, Suisse) ; mais celle plus récente, du 15 juillet 1996 (Annecy, Savoie), de degré VII n'a pas atteint Charolles, limitant ses effets à la région mâconnaise (degré II-III).

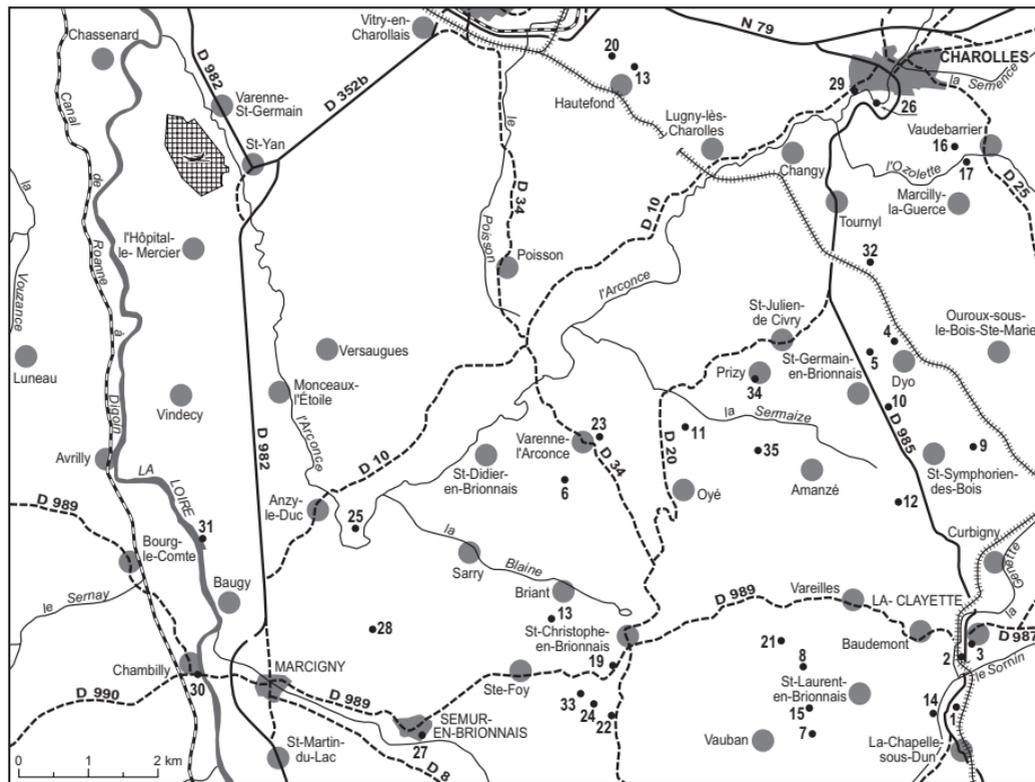


Fig. 15 - Carte de localisation des arrêts géologiques proposés

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES*

Les points remarquables proposés ci-dessous sont arrangés par ordre chronologique, afin de présenter la succession lithologique dans son ordre stratigraphique (fig. 15). Le lecteur pourra organiser à son gré un parcours privilégiant la proximité des affleurements ou bien suivre la succession stratigraphique en prenant les points dans leur ordre de numéro. Plusieurs points s'adressent à des « affleurements » en murettes, montrant des faciès plus frais et plus variés que ceux que l'on pourrait trouver en place.

### **Socle varisque**

**Arrêt 1** – Carrière de La Chapelle-sous-Dun. Cette grande carrière en gradins, en activité en 2003, permet d'observer :

– d'une part, le massif subvolcanique à volcanique du Viséen supérieur qui comprend ici a) des **microgranites porphyriques subvolcaniques**, soit frais, de teinte grise, soit rubéfiés, de teinte violacée à rosâtre, bien exposés dans la partie sud de la carrière, et b) dans la partie nord-ouest de la carrière, des **tufs et laves rhyolitiques** comportant notamment un faciès à texture perlitique et sphérolitique ;

– d'autre part, plusieurs **filons de microgranite très porphyrique** (avec des phénocristaux de feldspath pouvant atteindre 6 cm de longueur), de direction N10-20° ; le plus puissant (20 à 30 m) de ces filons se trouve en limite orientale de la carrière.

**Arrêt 2** – À environ 1 km au Sud-Ouest du centre du bourg de La Clayette, en rive droite du Sornin et juste au Nord d'un tunnel, le talus ouest de l'ancienne voie ferrée montre un **granite-granodiorite porphyroïde à biotite cataclaté**, recoupé par un mince **filon de micromonzonite à amphibole et biotite** ; dans la partie supérieure du talus, le tout est recoupé par un filon de microgranite très porphyrique, qui arrive en bas du talus, un peu plus au Nord. Accès à pied à partir du parking situé en bordure ouest de la D985, juste au Nord de l'affleurement.

**Arrêt 3** – À l'extrémité sud du bourg de La Clayette, juste à l'Est de la D985, une carrière abandonnée est implantée dans un **stock de leucogranite orienté à biotite et magnétite** avec 1) une grande **enclave de gneiss** dans la partie inférieure de la carrière, 2) un toit de granite porphyroïde à biotite arénisé en haut de la partie nord et 3) un **filon de lamprophyre à biotite altéré**, de direction N55° et de 2,5 m de puissance, dans la partie sud-est.

**Arrêt 4** – À 600 m au NNW du bourg de Dyo, chaos de boules de **monzodiorite quartzifère porphyroïde à biotite et amphibole** avec quelques **enclaves sombres** de forme ovoïde et de longueur variant entre 5 et 20 cm. Accès à pied à partir de la petite route sensiblement N-S menant du bourg de Dyo au hameau de Montrocher.

**Arrêt 5** – À 1 km au Nord-Ouest du bourg de Dyo, au sommet de la colline du bois de la Bosse Ronde, affleurement d'une **microbrèche granitique silicifiée**, constituée de fragments anguleux de granitoïde porphyroïde dans un ciment de silice cryptocristalline. Accès : à partir de la D985, prendre la petite route menant à la ferme des Révillets, puis partir à pied vers le Nord jusqu'au bois.

**Arrêt 6** – À 1 km au SSW du bourg de Varenne-l'Arconce, juste en aval (Ouest) du pont de la route menant à Frontigny, le ruisseau des Mauvières franchit une barre rocheuse correspondant à une grosse **enclave de diatexite** à biotite qui renferme elle-même de petits fragments anguleux de gneiss riche en biotite.

### Formations sédimentaires post-varisques

**Arrêt 7** (x = 747 070 ; y = 2 142 120) – **Contact socle** – « **Infralias** » **carbonaté**. Sous le petit pont qui enjambe le ruisseau des Monts, au Sud de la ferme « Les Monts », affleure sur une hauteur de 2 m un granite en voie d'altération, imprégné d'un chevelu de filonnets de calcite dans sa partie sommitale. Directement au-dessus, se développe une série de bancs calcaires blancs spathiques contenant des orthoses roses, fraîches, et des grains de quartz. Les éléments cristallins se diluent vers le haut sur quelques décimètres. Ce faciès marque la base de l'« Infralias » carbonaté.

**Arrêt 8** (x = 746 760 ; y = 2 143 990) – « **Infralias** », **faciès à calcite prismatique**. Dans les murets des prés situés au Nord-Ouest de la ferme de Chéry, abondent des blocs d'« Infralias » carbonaté à éléments de socle, présentant des cristallisations de calcite prismatique perpendiculaires à la surface des bancs. Ce faciès remarquable a été observé dans un autre contexte, au sein de l'Eocène lacustre du Nivernais (feuille géologique Decize à 1/50 000), ce qui évoque son origine en milieu lagunaire.

**Arrêt 9** (x = 751 360 ; y = 2 150 410) – **Trias gréseux silicifié reposant sur le socle**. La partie ouest des bois de Drée, à la hauteur de Saint-Symphorien-des-Bois, correspond à une surface jonchée de blocs d'arkose et de grès quartzitiques reposant sur le socle granitique varisque. Le faciès quartzitique est dû à une silicification qui prend parfois des couleurs rouge sang.

**Arrêt 10** (x = 748 770 ; y = 2 151 430) – **Trias argileux**. Entre Saint-Symphorien-des-Bois et Saint-Germain-en-Brionnais, la D935 recoupe les argiles lie-de-vin du Trias sur le talus ouest, au niveau du carrefour qui mène à la Queue-du-Renard. Les argiles comportent des niveaux calcaires blanc et mauve. Elles reposent ici directement sur le socle granitique varisque.

**Arrêt 11** (x = 742 910 ; y = 2 151 020) – **Rhétien**. Les falaises de grès blonds, plus ou moins friable, affleurent bien au Nord de Fragne (commune d'Oye) aux lieux-dits « les Combes », « les Fontaines », où l'on peut voir des restes de carrières souterraines. On observe, dans les grès, des stratifications obliques et des chenaux. D'une hauteur d'environ 4 m, ils sont surmontés par de discrets bancs calcaires de l'Hettangien.

**Arrêt 12** (x = 749 260 ; y = 2 148 800) – **Rhétien silicifié, quartzitique**. Aux alentours de Giverdier, le faciès devient cimenté par de la silice et très dur, comme on peut le voir dans une falaise au Sud de ce village, sur environ 3 m de hauteur et 15 m de longueur, en trois masses séparées. Ce faciès peut être confondu avec celui du Trias gréseux, mais sa position stratigraphique au-dessus des argiles lie-de-vin lève l'ambiguïté.

**Arrêt 13** (x = 741 740 ; y = 2 161 030) – **Rhétien – Hettangien – Sinémurien**. Sur la commune de Hautefond, l'implantation d'un étang sur le ruisseau de Corneloup a conduit à entailler les grès blonds du Rhétien qui montrent de beaux granoclassesments en bases de chenaux. Le toit des grès est marqué par un encroûtement rouge ferrugineux sur lequel reposent des calcaires dolomitiques à poches phosphatées et à traces de radicelles, d'une épaisseur totale de 40 cm maximum. L'ensemble est surmonté par des miches roulées, érodées, de calcaires à gryphées du Sinémurien, en contraste morphologique marqué avec le reste de l'affleurement : ce faciès érodé traduit un épisode de remaniement lors de la transgression marine sinémurienne.

**Arrêt 14** (x = 750 260 ; y = 2 142 690) – **Hettangien**. La faune de cet affleurement est décrite en détail par R. Mouterde (1953, p. 343). Au lieu-dit « les Moquets », à l'Ouest de La Chapelle-sous-Dun, sur la rive droite du Sornin, l'Hettangien forme une petite falaise de 3 m de hauteur. Dans le premier mètre, un calcaire gris-bleu, un peu marneux, à grains de quartz hétérométriques dispersés, est surmonté par un niveau de grès calcaire à cardinies de 20 cm d'épaisseur ; le mètre suivant est en calcaire un peu marneux gris clair. Les grains de quartz y sont nombreux à la base ; le dernier mètre comporte un horizon basal épais de 30 cm en grès ferrugineux à quelques feldspaths, surmonté par 70 cm de calcaire gris clair, à tendance gréseuse, intercalé de marnes noires ligniteuses. Une surface irrégulière perforée couronne l'ensemble.

**Arrêt 15** (x = 746 950 ; y = 2 142 860) – **Hettangien à quartz détritique**. À Saint-Laurent-en-Brionnais, le chemin partant de Haut-des-Monts en direction de Vauban repose sur des dalles de calcaire gris clair, très riche en quartz détritique formant des lits plus ou moins concentrés.

**Arrêt 16** (x = 750 930 ; y = 2 159 080) – **Sinémurien**. À l'Ouest de Vaudebarrier, au lieu-dit « les Villecours », une belle zone d'affleurement montre les calcaires spathiques à gryphées arquées, en bancs réguliers de 20 à 80 cm. Les gryphées s'observent également dans les murets de pierre sèche de la région.

**Arrêt 17** (x = 751 270 ; y = 2 158 700) – **Mouches de galène dans le Sinémurien**. En rive gauche du ruisseau de l'Ozolette, en face de Vauzelle, sur la commune de Vaudebarrier, une falaise de calcaires sinémuriens à gryphées arquées montre des mouches de galène bien fraîches de taille en moyenne infracentimétrique.

**Arrêt 18** (x = 739 400 ; y = 2 145 270) – **Sinémurien supérieur**. Au Sud de Briant, un chemin abandonné, reliant La Béluze à Chetal, offre la possibilité de voir dans les murs les niveaux phosphatés à *Echioceras* du Lotharingien.

**Arrêt 19** (x = 741 290 ; y = 2 143 850) – **Carixien**. Les murets de part et d'autre de la D989, en sortie sud-ouest de Saint-Christophe-en-Brionnais, entre Les Solins et Les Cadoux, sont riches en différents faciès du Carixien, notamment le faciès à petites oolites ferrugineuses et celui des calcaires marneux gris clair à Bélemnites et *Lytoceras fimbriatum*.

**Arrêt 20** (x = 741 070 ; y = 2 161 310) – **Calcaires marneux du Domérien inférieur**. Sur une centaine de mètres, la route qui part en direction de Boyer depuis la ferme du Ruisseau (commune de Hautefond) est bordée de fossés entaillés dans les calcaires très marneux et les argiles calcaires gris-marron du Domérien inférieur.

**Arrêt 21** (x = 746 030 ; y = 2 144 810) – **Calcaires bioclastiques du Domérien supérieur (« Banc de Roc »)**. Le Sud de Saint-Albin, entre la D989 et la route qui quitte Mussy-les-Rouvray en direction de Vareilles, représente une bonne zone d'affleurement des calcaires à gryphées géantes, encroûtés de traces ferrugineuses. Les niveaux ressortent facilement dans la topographie en formant un talus d'un mètre environ à mi-colline. On peut localement observer au-dessus les faciès plus fins, laminés, de couleur beige du Toarcien inférieur.

**Arrêt 22** (x = 741 290 ; y = 2 142 570) – **Toarcien inférieur**. La D20, qui quitte Saint-Christophe-en-Brionnais en direction de Charlieu, recoupe les

calcaires en plaquettes à *Harpoceras falcifer* du Toarcien inférieur au niveau du seuil topographique, au lieu-dit « Chérat ». L'affleurement se situe dans le talus ouest de la D20, sous les racines.

**Arrêt 23** (x = 740 720 ; y = 2 150 690) – **Toarcien moyen**. La D130, entre Saint-Didier-en-Brionnais et le lieu-dit « Montavelet » au Nord, recoupe le niveau à *Hildoceras* dans le virage de la cote 298 m. La succession « calcaires à gryphées géantes – Toarcien inférieur – calcaires marneux à *Hildoceras bifrons* – Bourbonnais conglomératique discordant » est présente dans le fossé, côté nord.

**Arrêt 24** (x = 740 710 ; y = 2 142 880) – **Toarcien supérieur, calcaires marneux à oolites ferrugineuses**. Les oolites ferrugineuses du Toarcien sont très concentrées dans une entaille de terrain réalisée pour un abreuvoir au lieu-dit « Chérat » (commune de Saint-Christophe-en-Brionnais). À la cote 530 m, il faut quitter le chemin de Chérat, qui part de la D20 vers le Sud, en passant dans un grand pré. La vue est remarquable sur le Sud du Brionnais avec les Monts du Roannais à l'arrière-plan. Une petite zone piétinée par les vaches forme un talus entre l'abreuvoir et le crot (retenue d'eau) qui est clôturé. Les oolites se retrouvent en creusant superficiellement au piochon (attention : terrain privé !). On peut récolter *Hammatoceras insigne*, *Phlyseogrammoceras dispansum*.

**Arrêt 25** (x = 733 800 ; y = 2 147 670) – **Aaléno-Bajocien, calcaires à entroques**. À l'Est d'Anzy-le-Duc, les calcaires à entroques ont été exploités dans l'angle de l'Arconce au lieu-dit Le Mont. Les fronts de taille ont pour la plupart été colonisés par la végétation, mais on peut les observer dans la cour d'une ferme proche du point coté 289 m. Le calcaire est ocre-jaune, parfois altéré en rouge brique. Il présente de nombreuses surfaces durcies ferruginisées que l'on retrouve dans les murs de l'église romane d'Anzy-le-Duc, dans ceux du Prieuré ainsi que dans le tympan récemment découvert de l'église de Chassenard. Dans ce dernier cas, l'Arconce a probablement été utilisée pour le transport. Les bancs calcaires peuvent atteindre 70 cm d'épaisseur et contiennent parfois des oursins ainsi que des rhynchonelles et des bryozoaires branchus.

**Arrêt 26** (x = 748 630 ; y = 2 159 960) – **Falaises bajociennes au Sud de Charolles**. R. Mouterde (1953, p. 370-372) décrit le détail d'une coupe dans un front de carrière abandonné, et maintenant assez envahi par la végétation, dans le talus sud de la route de la Clayette (D985). À la base, le calcaire à entroques présente, sur 8 m d'épaisseur, une évolution des faciès, depuis une base crinoïdique à bryozoaires jusqu'à des faciès à grosses entroques surmontant un horizon à débris d'entroques. Au-dessus de la barre à entroques massive, des faciès plus tendres démarrent par un horizon décimétrique de pisolites rouges, suivis de faciès à entroques vers la base et

feuilletés fossilifères vers le sommet à Garantia qui représentent une épaisseur de 8,70 m, la coupe totale atteignant 16,70 m.

**Arrêt 27** (x = 735 920 ; y = 2 141 720) – **Bajocien supérieur**. La D9, qui quitte Semur-en-Brionnais en direction de Saint-Julien-de-Jonzy (commune située au Sud de la carte, sur la feuille Charlieu), longe une pente à nombreux restes de carrières qui entaillent les calcaires marneux beige bleuté à chailles (dans la rue des Pierres Blanches). La base du château de Saint Hugues, à Semur-en-Brionnais, est en partie construite dans ce matériau plus tendre et gélif que le calcaire à entroques. Des moules externes dégagés de *Parkinsonia parkinsoni* peuvent y être trouvés. Les niveaux du Bajocien supérieur s'observent tout le long de la pente au Nord de la D989, entre Semur-en-Brionnais et Marcigny. De nombreuses petites carrières abandonnées parsèment le coteau. Les chailles sont très abondantes dans les calcaires marneux gris bleuté qui prennent fréquemment une coloration beige terne par altération.

**Arrêt 28** (x = 734 440 ; y = 2 144 580) – **Silicification massive dans le Bajocien supérieur**. Au Nord-Ouest de Montmegin (au Nord de Semur-en-Brionnais), dans la forêt domaniale des Charmays, une carrière abandonnée montre un front de taille d'environ 4 à 5 m de hauteur, entaillé dans les calcaires bajociens supérieurs entièrement silicifiés, d'une couleur gris-beige clair. On y reconnaît les grandes chailles, reprises par la silice de deuxième génération qui affecte l'ensemble de la roche. Cette silicification généralisée pourrait être liée à l'existence d'une paléosurface d'altération d'âge à définir par des recherches détaillées, peut-être anté-crétacée. Si tel était le cas, cela relancerait l'intérêt de rechercher cette surface dans la région où le Crétacé est pour le moment inconnu.

**Arrêt 29** (x = 747 930 ; y = 2 160 520) – **Contact Bajocien supérieur – Bathonien** (cf. fig. 12). Observable au lieu-dit « le Champ de la Grange » (Sud-Ouest de Charolles, près de la D10 allant vers Lugny-lès-Charolles), le Bathonien se situe dans la partie la plus effondrée du synclinal en demi graben de Charolles. On reconnaît, sur un peu plus de 2 m d'épaisseur, le sommet du Bajocien (1 m) couronné par un « hard ground », supportant la base du Bathonien. La coupe est décrite en détail dans le chapitre « Description des terrains ».

**Arrêt 30** (x = 729 380 ; y = 2 143 330) – **Oligo-Miocène dans la Loire**. En période d'étiage l'Oligo-Miocène calcaire forme un chapelet d'îlots dans le lit de la Loire, au Nord du pont de Chambilly. Il s'agit d'un calcaire lacustre beige rosé, non stratifié, dans lequel on trouve des gastéropodes à test recristallisé. C'est le meilleur affleurement d'Oligo-Miocène de la feuille Charolles.

**Arrêt 31** (x = 729 440 ; y = 2 147 240) – **Basalte**. Au Nord de l'arrêt précédent, à l'Ouest du lieu-dit « Argues » (commune de Baugy), un neck de basanite, partiellement masqué par les eaux de la Loire, affleure en rive droite. Il est plus facilement observable en période d'étiage. Les cristaux d'olivine sont bien visibles dans le basalte. Se reporter au chapitre « Description des terrains » pour une description complète.

**Arrêt 32** (x = 748 520 ; y = 2 155 490) – **Tectonique : intercalation de Toarcien dans une faille Bajocien – Socle varisque**. Au Nord du hameau de Lavaux, en rive gauche du ruisseau de Conche, 100 m à l'Ouest d'une jonction de routes à angle droit, le talus entaille la faille de Dyo. Il montre, sous une maison, le fort plongement nord-est des dalles du calcaire à entroques bajocien puis, directement au contact, le granite arénisé. On observe, injecté entre les deux, des argiles gris-bleu et des fragments de calcaire marneux toarcien à tectoglyphes, fracturés en forme de coins recimentés par des filons centimétriques de sparite. Ces filonnets sont au contact du granite qui s'émiette dans les argiles gris-bleu.

### Panoramas

Les points ci-dessous permettront de situer la géologie dans le paysage.

**Arrêt 33** (x = 740 300 ; y = 2 143 160) – **En Chérat, Sud-Ouest de Saint-Christophe-en-Brionnais**. Vue sur Saint-Christophe et la coupe depuis le socle varisque jusqu'au Toarcien.

**Arrêt 34** (x = 745 010 ; y = 2 152 320) – **Prizy, Sud-Ouest de Saint-Julien-de-Civry**. Panorama depuis le Bajocien sur le panneau incliné, comprenant l'ensemble de la série sédimentaire à faible pendage vers l'Ouest, reposant sur la montagne de Dyo (socle varisque) à l'Est.

**Arrêt 35** (x = 745 070 ; y = 2 150 230) - **La Roue, WNW d'Amanzé**. Vers l'Ouest : relief orienté NNW de la faille de socle de Saint-Albin : limite entre le panneau incliné de Saint-Albin (à l'Ouest) et celui de Dyo (à l'Est) ; vers l'Est : série du panneau incliné de Dyo, avec, notamment, le pointement du socle varisque dans le ruisseau des Batty, au Nord d'Amanzé, surmonté par les argiles du Trias et le Rhétien *pro-parte* silicifié reposant sur la montagne de Dyo (socle varisque).

### BIBLIOGRAPHIE

ADOLPHE J.P., DESMANEGES-LORENZ J. (1974) – Géologie buissonnière en Morvan, 2<sup>e</sup> éd., 112 p.

- ARÈNE J., TEGYEY A., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DEBRAND-PASSARD S., LAJOINIE J.-P. *et al.* (1977) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Cluny (624). Orléans : BRGM. Notice explicative par ARÈNE J., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DEBRAND-PASSARD S., LAJOINIE J.-P. *et al.* (1977), 40 p.
- ARÈNE J., LANGEVIN C., TEGYEY M., DEBRAND-PASSARD S. *et al.* (1980) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Beaujeu (649). Orléans : BRGM. Notice explicative par ARÈNE J., BAMBIER A., CARROUÉ J.-P., DEBRAND-PASSARD S. *et al.* (1982), 42 p.
- ARÈNE J., DELFOUR J., MOREL B., CLOZIER L. *et al.* (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., ARÈNE J., CLOZIER L., CARROUÉ J.-P. *et al.* (1991), 88 p.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) – La zone interne de l'orogénie varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la Chaîne hercynienne. In COGNÉ J. et SLANSKY M. – Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens. 26<sup>e</sup> Cong. géol. int., colloque C6, Paris 1980 et Mémoire BRGM n° 108, 306 p.
- BARRÈRE J. (1955) – Étude de la série cristallophyllienne du Charollais. Les éclogites d'Ardes-sur-Couze. Mémoire dipl. géol. pétrogr., Clermont-Ferrand, 61 p.
- BARRÈRE J., SCOLARI G., L'HOMER A., NEAU G. *et al.* (1971) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Bonnet-de-Joux (601). Orléans : BRGM. Notice explicative par BARRÈRE J., BOUILLER R., L'HOMER A., NEAU G., *et al.* (1971), 42 p.
- BAUBRON J.-C., JÉBRAK M., JOANNES C., LHÉGU J. *et al.* (1980) – Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, n° 14, sér. D, p. 951-953.
- BELLON H., GILLOT P.-Y., NATIVEL P. (1974) – Eocene Volcanic Activity in Bourgogne, Charollais, Massif central (France), p. 53-58.
- BERQUERT-GABOREAU C. (1982) – Composition macérale de la 2<sup>e</sup> Couche de l'assise de Montceau (Houillères de Blanzay). DEA Univ. Sci. et Tech. Lille.
- BERTRAND-SARFATI J., FREYTET P., PLAZIAT J.-C. (1966) – Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène – Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier). Rôle des algues dans leur édification, analogie avec les stromatolithes et rapport avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VII, p. 652-662.
- BINON M., PIN C. (1989) – Géochronologie Rb-Sr et U-Pb des granites du Mayet et des Bois Noirs, Montagne bourbonnaise (Massif central). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. V, p. 695-703.
- BLÈS J.-L., BONJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) – Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.

- BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) – Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CIII, juin 1984, p. 187-199.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) – Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Palaeozoic basement : the Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, p. 19273-19288.
- BOUILLER R., ARÈNE J., DELFOUR J., LEMIERE B. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Charlieu (648). Orléans BRGM. Notice explicative par BOUILLER R., ARÈNE J., DELFOUR J., LEMIERE B. *et al.* (1990), 37 p.
- BRANCHET M. (1981) – Gisement de Perrecy - Champéroux. Allure du gisement. Note préliminaire. Rapport HBB.
- BRANCHET M. (1983) – Rapport géologique. Sondage Bois de Chaume n° 1, 2, 3. Rapport HBB.
- BRIAND B., BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., PIBOULE M., OUALI H., CAPIEZ P. (1992) – Affinité alcaline des métabasites des séries périphériques du domaine granito-migmatitique du Velay. *Géologie de la France*, 2, p. 9-15.
- BRGM 75 SGN 272 JAL (1975) – Évaluation des ressources hydrauliques du Val de Loire. Rapport 1. Reconnaissance hydrogéologique de Decize (Nièvre) à Roanne (Loire).
- BRGM 76 SGN 008 JAL (1976) – Évaluation des ressources hydrauliques du Val de Loire. Rapport 2. Paramètres hydrodynamiques de la nappe alluviale de Decize (Nièvre) à Roanne (Loire). Modèle mathématique de simulation autour de Digoïn (Saône-et-Loire).
- BRGM R 39562 (1997) – Cartographie des zones alluviales potentiellement favorables à l'exploitation d'eau souterraine pour la sécurité des approvisionnements publics dans le secteur sud-ouest du département de la (Saône-et-Loire).
- BROUSSE R., LEFÈVRE C. (1990) – Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. Ed. Masson, p. 33-35.
- BROUSSE R., NATIVEL P. (1964) – Le volcanisme récent de la Bourgogne et du Charollais. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. VI, p. 678-690.
- BUSSIÈRE P., PELLETIER H. (1973) – Nouvelles données pour une classification des sables anciens et récents de la Limagne d'Auvergne. *Revue d'Auvergne*, t. 87, n° 5, p. 170-202.
- CARRAT H.G. (1966) – Contribution à la pétrographie et à la géochimie du massif de Luzy, Morvan méridional. *Rev. Sci. de la Terre, Nancy*, t. XI, n° 4, p. 415-473.
- CARRAT H.G. (1969) – Le Morvan cristallin. Étude pétrographique, géochimique et structurale. Position de l'uranium. Thèse d'État, Nancy, 2 vol., 379 p.

- CHALIER M., VIRLOGEUX D., DUTHOU J.-L. (1994) – Les lamprophyres du district aurifère de Saint-Yrieix (Limousin, Massif central français). Âge Rb/Sr autunien et relations chronologiques avec le dépôt de l'or. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 319, série II, p. 1511-1518.
- CHÈVREMONT P., FLOC'H J.-P. (1996) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM. Notice explicative par CHÈVREMONT P., FLOC'H J.P., MÉNILLET F., STUSSI J.M. *et al.* (1996), 172 p.
- CHÈVREMONT P., RÉMOND C., MARTEAU P., CLOZIER L. *et al.* (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Épinac (525). Orléans : BRGM. Carte géologique par RÉMOND C., CHÈVREMONT P., MARTEAU P., FEYS R., CLOZIER L.
- 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. Doc. BRGM, n° 152, Orléans, 151 p.
- CHÈVREMONT P., MARTEAU P., DONZEAU M., CUNNEY M. *et al.* (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Toulon-sur-Arroux (577), 199 p. Orléans : BRGM. Carte géologique par CHÈVREMONT P., MARTEAU P., DONZEAU M.
- CLOCCHIATI R., TOURENQ J. (1971) – Présence de quartz des ponces du Mont-Dore, d'âge pliocène, dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, p. 683-684.
- COCHERIE A. (1984) – Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines. Contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Doc. BRGM, Orléans, n° 90, 246 p.
- COCHERIE A. (2003) – Datation du granite de Luzy : apport conjoint des datations U-Pb (SHRIMP) sur zircon et U-Th-Pb (MSE) sur monazite. Note technique BRGM ANA/ISO-NT/2003/009, 8 p. + annexes.
- COCHERIE A. (2004) – Datation de granitoïdes du Massif central : U-Th-Pb (MSE) sur monazite. Note technique BRGM ANA/ISO-NT/2004/002, 5 p. + annexes.
- CORNA M., DOMMERGUES J.-L. (1995) – Les ammonites du Sinémurien de Mandelot (Côte-d'Or, France). Approches biostratigraphique, morphologique et ontogénétique. *Géobios*, 28, 1, p. 17-47.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.-M. (1989) –  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating in the Monts du Lyonnais area (French Massif Central) : an uplifted complex in a collisional context. *Terra*, abstracts, vol. 1, n° 1, p. 265 (EUG Strasbourg, mars 1989).
- COUREL L. (1970) – Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Thèse, Fac. Sci., univ. Dijon.

- CROWELL J.-C. (1974) – Origin of late Cenozoic basin in southern California. *In* DIDSINSON W.-R. Ed., *Tectonics and sedimentation*. Stanford Univ. Press, p. 190-204.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M., GAGNY C. (1997) – Le massif de Charroux-Civray : un exemple caractéristique des premières manifestations plutoniques de la Chaîne hercynienne, p. 63-104. *In* Étude du massif de Charroux-Civray. Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA, Poitiers, 13 et 14 octobre 1997, EDP Sciences éd. 1999.
- DANGEARD L. (1933) – Quelques observations sur le Tertiaire de la Limagne bourbonnaise. Importance de phénomènes karstiques dus à la présence de calcaires concrétionnés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, t. III, p. 381-385.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. r. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoires BRGM n° 125 et 126, vol. 1, 615 p., vol.2, 65 cartes.
- DEBRIETTE P.J., GENNA A. (en préparation) – Évolution structurale du bassin de Blanzay-Montceau et Le Creusot (données nouvelles et interprétations).
- DELFOUR J. (1989) – Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (Nord-Est du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 4, 1989, p. 49-77.
- DELFOUR ET GUERROT (1997) – Âge Viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géologie de la France*, n° 2, 1997, p. 3-11.
- DELFOUR J., CARRAT H., FEYS R., FLEURY R., CLOZIER L. (1989a) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., FEYS R., CARRAT H., CLOZIER L. (1989), 116 p.
- DELFOUR J., BEURRIER M., TEGYEV M., LEMIERE B. *et al.* (1989b) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Tarare (697). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., DUFOR E., FEYBESSE J.-L., JOHAN V. *et al.* (1989), 120 p.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., MAUGENEST M.-C. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy (576). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., CORNET J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990), 109 p.

- DELFOUR J., ARÈNE J., CLOZIER L., CARROUÉ J.P. *et al.* (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans BRGM, 88 p.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CORNET J., LABLANCHE G., FEYS R. (1995) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Évêque (524). Orléans : BRGM, 100 p. Carte géologique par DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., LABLANCHE G. (1995).
- DESCHAMPS M. (1973) – Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse Etat, univ. Paris VI, 38 p.
- DEWOLF (1962) – Étude des problèmes posés sur la formation dite « des sables et argiles du Bourbonnais ». *Bull. Ass. Fr. Et. Sols*, n° 6-7, p. 337-342.
- DOLFUS G. (1894) – Recherches géologiques sur les environs de Vichy (Allier). Comptoir géologique de Paris éd., 65 p.
- DOLFUS G. (1910) – Notes géologiques sur le bassin tertiaire de Saint-Gérand-le-Puy, Montaigu-le-Blin et de la vallée de la Besbre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, n° 128, p. 16-23.
- DOLFUS G. (1923) – Notes paléontologiques sur l'Oligocène de la Limagne. Mollusques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXVI, n° 147, p. 150-221.
- DONSIMONI M. (1975) – Étude des calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitaniens de Limagne (Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paris VI, 197 p., 14 fig., 1 carte h.t. ; résumé par M. Donsimoni et D. Giot dans *Bull. BRGM* (2), sect. 1, 1977-2, p. 131-170.
- DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU M. (2001) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Paray-le-Monial (600). Orléans : BRGM. Notice explicative par DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU M. (2001), 152 p.
- DROUOT H. (1857) – Notice sur les gîtes de houille et les terrains des environs de Forges et de La Chapelle-sous-Dun et sur les gîtes de manganèse et les terrains des environs de Romanèche (Saône-et-Loire). Adm. des Mines. Imprimerie Impériale édit., Paris, 368 p., 1 atlas.
- DRUMMOND M.S., DEFANT M.J. (1990) – A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, B13, p. 21503-21521.
- 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 et *Annales sci.*, univ. Clermont II, n° 63, fasc. 30, série Géol. et Minéral., 294 p.

- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.-M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) – Palaeozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  system. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.-L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) – Âge Rb-Sr, dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, série II, p. 791-796.
- ETIENNE R. (1977) – Sur l'existence de deux phases sédimentaires post-oligocènes dans le bassin tertiaire bourbonnais (région de Varennes-sur-Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 285.
- ETIENNE R. (1981) – Contribution à l'étude du soulèvement récent du Massif central : les enseignements des bordures sud et centre-nord du socle. *Bull. Lab. rhodan. Géomorphologie*, n° 9.
- EVENSEN M.N., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1978) – Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, p. 1199-1212.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la Chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 168, p. 695-705.
- FEYS R. (1955) – Sondage du Marot. Houillères du bassin de Blanzay (Saône-et-Loire). Rapport géologique. Rapport BRGGM inédit.
- FEYS R., GRÉBER C. (1958) – Le bassin houiller de Blanzay et du Creusot. *Rev. Industr. minér., Fr.*, Juin-Juillet 1958 et publ. BRGGM n° 21, Orléans, 42 p.
- FEYS R., ALABOUVETTE B., BOUILLER R., VINCENT P.-L. *et al.* (1976) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Montceau-les-Mines (578). Orléans BRGM. Notice explicative par BOISSONNAS J., BARRÈRE J., FEYS R., ALABOUVETTE B. *et al.* (1976), 42 p.
- FOURCADE S. (1981) – Géochimie des granitoïdes. Thèse d'État, Univ. Paris 7, 189 p.
- GAGNY C., BERTAUX J., RUBELLIO M.-F., BOUILLER R. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Roanne (672). Orléans : BRGM. Notice explicative par GAGNY C., BOUILLER R., KERRIEN Y. (1989), 81 p.
- GARDIEN V., TEGYEV M., LARDEAUX J.-M., MISSERI M., DUFOUR E. (1990) – Crustal-mantle relationships in the french Variscan chain : the example of the southern monts du Lyonnais unit (eastern french Massif central). *J. Metam. Geol.*, 8, p. 477-492.
- GAUDRY F., NEIGE P. (2002) – Biostratigraphie et ammonites du Toarcien (Jurassique inférieur) du Charollais et du Brionnais (Bourgogne, France). *Bull. sci. Bourg.*, 50, fasc. 1, p. 25-39.
- GÉLARD J.-P., VALLÉ B. (1983) – Faille inverse syndiagénétique dans le Stéphaniens B de Montceau-les-Mines et autres indicateurs compressifs élémentaires : place dans l'interprétation du remplissage. *Mém. géol. univ. Dijon*, 7, p. 83-86.

- GÉLARD J.-P., CASTAING C., BONIJOLY D., GROLIER J. (1986) – Structure et dynamique de quelques bassins houillers limniques du Massif central. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., n° 149, p. 57-72.
- GEOFFROY J. de (1951) – Le batholite de Luzy. Rapport CEA inédit.
- GILL J.B. (1981) – Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- GIRAUD J. (1902) – Études géologiques sur la Limagne (Auvergne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIII, n° 87.
- GODARD G. (1990) – Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, sér. II, p. 227-232.
- GOLITSYN M., COUREL L., DEBRIETTE P.-J. (1997) – A fault-related coalification anomaly in the Blanzay - Montceau coal basin (massif Central, France). *Internation. J. coal geol.* 33 (1997), p. 209-228.
- GORIN G. (1974) – Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central, France) avec applications de la statistique et de l'information. Thèse Fac. Sci., univ. Genève.
- GORIN G. (1975) – Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). *Bull. BRGM* (2) sect. 1, 1975-3, p. 147-181.
- GRANGEON M., FEYS R., GREBER C. (1951) – Rapport géologique sur le sondage du Russaulet. Houillères du Bassin de Blanzay. Rapport BRGGM.
- GRANGEON M., FEYS R., GREBER C. (1955) – Définition d'une intermédiaire entre Stéphaniens et Autuniens dans les sondages du Crié et du Ponsard. (Bassin houiller et permien de Blanzay et du Creusot, Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 240, p. 325-327.
- GROS Y. (1981) – La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO.
- GUERROT C. (2004) – Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour 3 échantillons de la feuille de Lapalisse, Massif central. Carte géologique à 1/50 000. Note technique BRGM ANA/ISO 03-1-004-DE, 7 p. + annexes.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S. *et al.* (2000) – Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, p. 189-246.
- HOFMANN A.W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.

- HOTTIN A.-M., CALVEZ Y. (1988) – Résultats analytiques sur quelques minéraux du forage de Sancerre – Couy. Document BRGM n° 137, Orléans, p. 225-234.
- JÉZÉQUEL P. (1997) – Étude minéralogique de 4 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/97/814, août 1997.
- JÉZÉQUEL P. (1997) – Étude minéralogique de 11 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/97/955, novembre 1997.
- JÉZÉQUEL P. (1998a) – Étude minéralogique de 2 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/98/085, juin 1998.
- JÉZÉQUEL P. (1998b) – Étude minéralogique de 19 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/98/103, septembre 1998.
- JÉZÉQUEL P. (1998c) – Étude minéralogique de 9 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/98/137, novembre 1998.
- JÉZÉQUEL P. (1998d) – Étude minéralogique de 34 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/98/200, décembre 1998.
- JÉZÉQUEL P. (1999a) – Étude minéralogique de 8 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/99/040, mars 1999.
- JÉZÉQUEL P. (1999b) – Étude minéralogique de 15 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/99/091, juin 1999.
- JÉZÉQUEL P. (1999c) – Étude minéralogique de 22 échantillons en provenance de Paray-le-Monial. Rapport BRGM inédit SMN/PEA/CMI/NT/99/192, septembre 1999.
- JÉZÉQUEL P. (2000) – Étude minéralogique de 16 échantillons en provenance de Charolles. Rapport BRGM inédit ANA/CMI/NT/00/248, novembre 2000.
- JÉZÉQUEL P. (2001) – Étude minéralogique de 91 échantillons en provenance de Charolles. Rapport BRGM inédit ANA/CMI/NT/01/175, novembre 2001.
- JORON J.L., TREUIL M. (1977) – Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau.
- JUNG J., CHICERY M., VACHIAS O. (1939) – Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique de la Montagne bourbonnaise et du Forez. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XVI, n° 38.

- LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DELANCE J.-H. (1997) – Le Domérien et le Toarcien basal au Nord du horst de Saint-Saulge (Nièvre). *Géologie de la France*, 2, 1997, p. 51-54.
- LANGIAUX (1994) – Flores et faunes des formations supérieures du Stéphanien de Blanzay – Montceau (Massif central français). Stratigraphie et paléoécologie. Thèse univ. Strasbourg et suppl. n° 100, la Physiophile, 270 p.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MOUTERDE R. (1960) – Lias du Charollais. Rapport inédit, Houillères du bassin de Blanzay-Montceau.
- LE MAÎTRE R.W. (Editeur) *et al.* (1989) – A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A. *et al.* (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. V, n° 3, p. 605-618.
- LEISTEL J.-M. (1984) – Évolution d'un segment de la Chaîne hercynienne au Carbonifère dans le Nord-Est du Massif central français (Plateau d'Urfé, cartes de Noirétable et Feurs au 1/50 000). Le fossé volcano-tectonique de la Loire. Thèse Doct., Univ. Nancy I, 315 p.
- LEISTEL J.-M., GAGNY C. (1984) – Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 25, 1, p. 19-31.
- LELOIX C. (1998) – Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Structure des unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif central (Brévenne-Bourbonnais-Morvan). Thèse, Univ. d'Orléans, 233 p. + annexes.
- LETOURNEUR J. (1958) – Sur certaines formations calcaires du Trias et du Lias inférieur en Brionnais (Saône-et-Loire) (feuille Charolles à 1/50 000). *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n° 225, tome LVI, p. 95-99.
- LEROY J., SONET J. (1976) – Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, série D, p. 1477-1480.
- MARTEAU (1983) – Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. *Documents BRGM*, n° 64, 198 p., 54 fig., 19 tabl., 5 pl.
- MATHON C., VINCENT M., ZORNETTE N. (2001) – Commune de La Chapelle-sous-Dun (71), lieu-dit « la Mine ». Contrôle des anomalies gravimétriques. Seconde campagne de sondages. BRGM/RP-51246-FR, 19 p.

- MERLE O., MICHON L., CAMUS G., DE GOER A. (1998) – L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 5.
- MICHEL-LÉVY A. (1908) – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVIII, n° 120, 297 p.
- MOUSTERDE R. (1953) – Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. Thèse n° 183, Fac. Sci., univ. Lyon.
- 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, série II, n°11, p. 813-818.
- NEHLIG P. (1999) – Volcanismes, sédimentations et tectoniques cénozoïques périalpins. Document BRGM n° 134, p. 291.
- ODIN G.-S. (1994) - Geological time scale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, série II, p. 59-71.
- OHNENSTETTER M., SIDER H. (1988) – Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais, au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 3, p. 499-510.
- PAGEL M., LETERRIER J. (1980) – The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France). *Lithos*, 13, p. 1-10.
- PAQUETTE M. (1980) – Le bassin autunien de l'Aumance (Allier). Sédimentologie (charbon, cinérites...), tectonique syndiagénétique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Dijon.
- PERREAU A. (1950) – Les alluvions à chailles de la vallée de l'Allier. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, nouv. sér., t. 16, n° 14, p. 3-6.
- PETERLONGO J.-M. (1960) – Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif central français). *Ann. Fac. Sci.*, univ. Clermont-Ferrand, 4, p. 1-187.
- PETERLONGO J.-M. (1970) – Pillow-lavas à bordure variolitique et matrice basique dans la série métamorphique de la Brévenne (Rhône, Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XII, p. 190-194.
- PEYREL J.-Y. (1981) – Pétrologie des granites rouges du Nord-Est du Massif central français. Thèse doct. Spécialité, univ. Clermont-Ferrand, 133 p.
- PEYREL J.-Y., DIDIER J. (1983) – La famille des granites rouges du Nord-Est du Massif central. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 73-80.
- PIBOULE M., PRIAND B., BEURRIER M. (1982) – Géochimie de quelques granites albitiques de l'Est du Massif central français. *Neues Jb. Mineral Abh.*, Dtsch., 143, p. 279-308.

- PIBOULE M., BEURRIER M., PRIAND B., LACROIX P. (1983) – Les trondhjémites de Chindo et de Saint-Véran et le magmatisme kératophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien. *Géologie de la France*, (2), I, n° 1-2, p. 55-72.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) – Âge des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Fr.*, Paris, (8), IV, p. 13-20.
- RÉMOND C. (1978) – Étude documentaire des matériaux argileux de Bourgogne. Rapport BRGM 78 SGN 073 JAL, Lyon, février 1978.
- RÉMOND C. (1981) – Synthèse géologique sur les ressources charbonnières de la Bourgogne. Rapport BRGM 81 SGN 422 BOU.
- REY R. (1964) – L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne bourbonnaise. *Rev. sci Bourbonnais Fr.*, p. 56-81.
- REY R. (1966) – Essai de corrélations entre bassins oligocènes de l'Europe occidentale à l'aide des Gastéropodes continentaux. Thèse, Rennes.
- REY R. (1970) – Rôle d'*Helix ramondi* dans la classification de l'Oligocène. *Rev. sci. Bourbonnais, Fr.*, p. 65-81.
- REY R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. In « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Symposium Jean Jung. Plein-Air Service édit., Clermont-Ferrand, p. 306-330.
- REY R. (1972) – Nouvelles extensions du calcaire de Moulins dans le département de l'Allier. *Rev. sci. Bourbonnais, Fr.*, p. 64-110.
- REY S. (1985) – Les bassins houillers de La Chapelle-sous-Dun et de Forges. Cartographie, lithostratigraphie, tectonique et historique (Stéphanien, Saône-et-Loire). Mém. DEA, Institut des Sciences de la Terre, univ. Dijon.
- RIBAULT (DE) L., TOURENQ J. (1972) – Mise en évidence de trois types d'apports détritiques dans les sables et argiles du Bourbonnais d'après l'examen de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 528-531.
- R'KHA CHAHAM K., COUTURIÉ J.P., DUTHOU J.L., FERNANDEZ A., VITEL G. (1990) – L'orthogneiss ocellé de l'Arc de Fix un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyperalumineux dans le Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, p. 845-850.
- ROLIN P., STUSSI J.-M. (1991) – Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 1, p. 123-130.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif central. In : Symposium Jean Jung. Clermont-Ferrand, Plein-Air Service, édit., p. 269-289.

- ROZET A. (1839) – Résumé d'un mémoire sur la masse de montagne qui sépare le cours de la Loire de ceux du Rhône et de la Saône. *Bull. Soc. géol. Fr.* (1), t. X, p. 126-135.
- ROSSI P. (1986) – Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse. Document du BRGM n° 107, 292 p.
- RUGET CH., SIGAL J. (1972) – Description de quelques foraminifères (Lagenidae) du Lias supérieur de la région de Charolles (Saône-et-Loire). *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 50, p. 143-165.
- RULLEAU L. (1997) – Nouvelles observations sur le Toarcien inférieur de la région du Lyonnais, comparaison avec les régions voisines. *Géologie de la France*, 2, 1997, p. 13-22.
- SIDER H. (1985) – Evolution d'un segment de la Chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif central français. L'enchaînement géologique : d'une déchirure continentale à un fossé volcano-tectonique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nancy, 372 p.
- SIDER H., OHNENSTETTER M. (1986) – Field and petrologic evidence for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif central, France. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart, 75, p. 421-443.
- SIDER H., LEISTEL J.-M., GAGNY C. (1986) – Réflexion sur l'évolution géodynamique de la Chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, 4, p. 637-644.
- STRECKEISEN J.-L. (1973) – Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. *Geotimes*, october 1973, p. 26-30.
- STUSSI J.M. (1989) – Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol., USA*, 84, p. 1363-1381.
- SUPPLY J.P. (1985) – Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 146 p.
- TEMPIER P. (1962) – Étude géologique du prolongement nord du granite de Saint-Maurice-Châteauneuf (Saône-et-Loire). Diplôme Géol. pétrogr., 77 p.
- THIRY M. (1988) – Les grès lustrés de l'Éocène du bassin de Paris : des silcrètes pédologiques. *Bull. Inf. Géologues du bassin de Paris*, vol. 25, n° 4, p. 15-24.
- THORAL M. (1927) – Contribution à l'étude des dépôts du Jurassique inférieur des environs de Charlieu (Loire). DES Univ. Claude Bernard, Lyon I, 117 p.

- TOURENQ J., AMBROISE D., ROHRLICH V. (1978) – Sables et argiles du Bourbonnais. Mise en évidence des relations entre les minéraux lourds à l'aide de l'analyse factorielle des correspondances. RAST, Soc. géol. France, BRGM éd.
- TOURENQ J., TURLAND M. (1982) – Sédimentologie, datations et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif central. Synchronisme du Tertiaire terminal de Cosne-d'Allier et des Sables et argiles du Bourbonnais à l'aide des zircons volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294 (8 février 1982).
- TURPIN L., VELDE D., PINTE G. (1988) – Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, p. 73-86.
- VALLÉ B. (1984) – Structuration du bassin de Blanzay (Saône-et-Loire). Dynamique du remplissage stéphanien et place du charbon. Tectonique précoce et tardive. Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Dijon, 203 p.
- VAYSSE A. (1955) – Sondage du Marot. Inventaire pétrographique des galets de la brèche de base. Rapport BRGGM.
- VIALETTE Y. (1973) – Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 15, n° 3-4, p. 260-270.
- WÉBER C. (1975) – Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> série), sect. II, n° 3 et 4, p. 219-243.
- WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J. (1979) – Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 319-339.
- WYNS R. (1991) – Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, p. 11-42.
- WYNS R. (1999) – Contraintes géologiques et géomorphologiques à l'histoire de la mobilité verticale de la lithosphère continentale en Europe de l'Ouest depuis le Crétacé : relations avec la genèse des grabens et du volcanisme tertiaires. In NEHLIG P., coord., Colloque « Volcanismes, sédimentations et tectoniques cénozoïques périalpins ». Aurillac, septembre 1999, Document BRGM n° 291, p. 46-47.
- WYNS R. (2002) – Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bull. AGBP*, 39, 2, p. 5-16.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) – Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, 1, p. 79-87.
- ZIEGLER P.-A. (1990) – Geological atlas of western and central Europe. - Shell International Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, p. 239.

## DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés en France. Elle rassemble les données concernant le sous-sol de la feuille Charolles. Elle fournit notamment les coupes détaillées des sondages BRGM effectués au cours du levé géologique de la feuille, ainsi que des données hydrogéologiques et autres données relatives à la feuille.

La BSS est consultable soit au Service géologique régional de Bourgogne (Parc technologique : 1, rue de Broglie, 21000 Dijon), soit au BRGM (Maison de la Géologie : 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris), soit sur le site Internet « Infoterre » (<http://www.brgm.fr/infoterre> ou <http://infoterre.brgm.fr>).

## AUTEURS

### Les auteurs ont traité les parties suivantes de la notice :

– P. CHÈVREMONT et M. DONZEAU, ingénieurs-géologues au BRGM : résumé et abstract, situation géographique, cadre géologique régional - présentation de la carte, travaux antérieurs, conditions d'établissement de la carte, bibliographie ;

– P. CHÈVREMONT pour le socle varisque : description des terrains, conditions de formation des entités géologiques, synthèse géodynamique régionale, géologie de l'environnement (substances utiles, carrières) ; pour les basaltes éocènes : description des terrains et synthèse géodynamique régionale ;

– M. DONZEAU : Secondaire (avec F. GAUDRY), Tertiaire (avec F. GAUDRY, *pro parte*), Plio-Quaternaire, formations alluviales, formations superficielles : description des terrains, (avec R. WERNLI pour le Secondaire, R. WYNS pour le Tertiaire et les altérations), conditions de formation des entités géologiques (participation F. GAUDRY), synthèse géodynamique régionale (avec R. WYNS pour les événements cénozoïques) ; géologie de l'environnement (participation F. GAUDRY) : substances utiles, carrières, gîtes et indices minéraux, risques naturels (avec J. LAMBERT, ingénieur-géologue au BRGM, pour la sismicité historique) ;

– F. GAUDRY, étudiant en DEA (université de Dijon) puis géologue intérimaire au BRGM (avec M. DONZEAU) : participation au levé du socle varisque, Secondaire et Tertiaire *pro parte* : description des terrains, études micropaléontologiques (avec R. WERNLI), conditions de formation des entités géologiques, géologie de l'environnement (substances utiles, carrières, gîtes et indices minéraux), risques naturels (glissements, effondrements de terrains) ;

– J.-M. STUSSI, pétrologue retraité du CRPG de Nancy : réalisation des diagrammes géochimiques (fig. 2 à 9, fig. 13) et interprétation des analyses chimiques de roches magmatiques à l'aide de ces diagrammes, dans les chapitres « description des terrains » et « conditions de formation des entités géologiques ».

**Avec la collaboration de :**

– M. CUNEY, directeur de recherche au CNRS (CREGU et UMR G2R 7566, Nancy), pour la réalisation (au CREGU, sur son budget) et l'interprétation des analyses chimiques de roches magmatiques du socle varisque ;

– D. JAUFFRET, ingénieur-géologue au BRGM, pour la géologie de l'environnement : ressources en eau ;

– R. MOUTERDE, professeur à l'Institut catholique de Lyon, pour ses conseils et la relecture du manuscrit concernant la description des terrains secondaires ;

– P. NEHLIG, ingénieur-géologue au BRGM, pour les basaltes éocènes : description des terrains, conditions de formation et synthèse géodynamique régionale ;

– R. WERNLI, professeur à l'université de Genève, pour la description des terrains secondaires (études de microfaciès et micropaléontologie) ;

– R. WYNS, ingénieur-géologue au BRGM, pour le Tertiaire, les altérations et la synthèse géodynamique (avec M. DONZEAU).

**Coordination :** M. DONZEAU.

**Remerciements :** les auteurs souhaitent remercier les personnalités suivantes pour leur collaboration : J.-L. DOMERGUES (directeur de recherche CNRS) pour la détermination d'ammonites du Sinémurien et D. MARCHAND (maître de conférences) pour la détermination d'ammonites du Bathonien (tous les deux à l'université de Dijon) ; J.-H. DELANCE (maître de conférences à l'université de Dijon) pour la détermination de la faune de brachiopodes du sommet du Sinémurien ; J.-P. BERGER (université de Fribourg) pour la détermination d'une faune de characées sur la feuille Paray-le-Monial, dont les résultats sont reportables sur la feuille Charolles ; P.-J. DEBRIETTE, ingénieur-géologue aux Houillères des Bassins du Centre et du Midi (HBCM), pour la fourniture de documents inédits concernant le gisement de La Chapelle-sous-Dun ; H. BONNOT, ingénieur-géologue à la DRIRE Rhône-Alpes et N. BONNOT, de Dijon, pour l'indication d'affleurements et des datations d'ammonites. Enfin, nos collègues du BRGM, notamment L. CLOZIER, ingénieur-géologue au BRGM, qui nous a aidés dans la compréhension de la formation du Bourbonnais et P. JÉZÉQUEL, également ingénieur-géologue au BRGM, qui a étudié les minéraux des sables

du Bourbonnais et les minéraux opaques des leucogranites à biotite ; E. MIGUEL (BRGM – Orléans) et G. DEMANGEON (BRGM - Dijon) qui nous ont fourni les données de la banque du sous-sol (BSS), ainsi que l'équipe des sondeurs du BRGM, J.-F. LOZACH et D. DUPUY, qui nous ont créé 302 « affleurements » nouveaux de bonne qualité en des endroits stratégiques.

**ANNEXES**

N°	INDICE BSS	Coordonnées X - Y en Lambert II étendu			ÂGE DU TERRAIN	NOTATION	COTE du toit (m)
		X	Y	Z (m)			
S001	06231X1046	724 730	2 158 270	258	Oligo-Miocène	g2-m1C	21
S002	06231X1047	725 030	2 156 930	263	Oligo-Miocène	g2-m1C	12
S003	06231X1048	725 000	2 155 230	281	Oligo-Miocène	g2-m1C	8
S004	06231X1049	725 920	2 151 970	284	Oligo-Miocène	g2-m1C	25
S005	06235X1007	726 610	2 149 020	280	Oligo-Miocène	g2-m1C	13
S006	06235X0118	725 960	2 146 550	266	Oligo-Miocène	g2-m1C	9
S007	06235X0119	725 850	2 146 200	290	Oligo-Miocène	g2-m1C	18
S008	06235X0120	725 120	2 144 850	257	Oligo-Miocène	g2-m1C	0
S009	06235X0121	726 580	2 144 420	312	Oligo-Miocène	g2-m1C	8
S010	06235X0122	726 680	2 146 130	295	Oligo-Miocène	g2-m1C	16
S011	06235X0123	727 740	2 144 690	289	Oligo-Miocène	g2-m1C	11
S012	06235X0124	725 340	2 143 800	312	Oligo-Miocène	g2-m1C	7
S013	06235X0125	727 790	2 143 060	304	Oligo-Miocène	g2-m1C	16
S014	06235X0126	725 210	2 141 550	321	Oligo-Miocène	g2-m1C	10
S015	06235X0127	727 666	2 141 740	315	Oligo-Miocène	g2-m1C	21
S016	06231X0134	730 370	2 160 110	263	Oligo-Miocène	g2-m1C	10
S017	06232X0005	732 250	2 160 970	263	Oligo-Miocène	g2-m1C	14
S018	06232X0006	734 750	2 161 200	271	Oligo-Miocène	g2-m1C	25
S019	06232X0007	737 160	2 160 610	266	Oligo-Miocène	g2-m1C	18
S020	06232X0008	731 640	2 158 080	265	Oligo-Miocène	g2-m1C	16
S021	06232X0009	734 940	2 159 070	284	Oligo-Miocène	g2-m1C	30
S022	06232X0010	737 800	2 159 490	269	Oligo-Miocène	g2-m1C	14
S023	06232X0011	733 810	2 157 060	273	Oligo-Miocène	g2-m1C	23
S024	06232X0012	737 640	2 156 930	270	Lias	Lias	10
S025	06232X0013	735 980	2 155 870	288	Oligo-Miocène	g2-m1C	15
S026	06231X0138	731 100	2 153 690	268	Oligo-Miocène	g2-m1C	19
S027	06232X0014	732 580	2 154 600	274	Oligo-Miocène	g2-m1C	12
S028	06232X0015	732 760	2 153 230	271	Oligo-Miocène	g2-m1C	7
S029	06232X0016	733 780	2 154 230	273	Oligo-Miocène	g2-m1C	11
S030	06232X0017	736 810	2 154 340	308	Oligo-Miocène	g2-m1C	14
S031	06232X0018	735 710	2 151 970	315	Oligo-Miocène	g2-m1C	24
S032	06235X0128	731 280	2 151 370	265	Oligo-Miocène	g2-m1C	18
S033	06236X0025	732 960	2 150 790	275	Oligo-Miocène	g2-m1C	12
S034	06236X0026	735 360	2 149 490	309	Lias ?	Lias ?	6
S035	06236X0027	737 360	2 151 340	311	Toarcien moyen Phymatoceras (z. à Bifrons)	I4b.	0
S036	06236X0028	732 050	2 148 700	277	Oligo-Miocène	g2-m1C	4
S037	06236X0029	733 810	2 148 680	292	Oligo-Miocène	g2-m1C	0
S038	06236X0030	733 550	2 148 310	270	Toarcien moyen – Aalénien	I4b-j1	0
S039	06236X0031	735 860	2 149 210	259	Domérien inférieur	I3b	9
S040	06236X0032	738 310	2 149 140	295	Domérien inférieur (Carixien)	I3a	0
S041	06236X0033	734 500	2 148 140	253	Lias ?	Lias ?	9
S042	06236X0034	735 990	2 147 920	292	Pliensbachien	I3	10
S043	06236X0035	738 070	2 147 430	325	Pliensbachien (Carixien – Domérien inf. possible)	I3	0

ANNEXE 1 – SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES  
(302 forages BRGM en 2001, 2002, 2003)

N°	INDICE BSS	Coordonnées X - Y en Lambert II étendu			ÂGE DU TERRAIN	NOTATION	COTE du toit (m)
		X	Y	Z (m)			
S044	06235X0129	730 750	2 147 870	262	Oligo-Miocène	g2-m1C	12
S045	06235X0130	730 700	2 144 930	277	Oligo-Miocène	g2-m1C	9
S046	06235X0131	731 720	2 145 350	275	Oligo-Miocène	g2-m1C	6
S047	06236X0036	733 680	2 145 730	300	Bourbonnais résiduel	FL	0
S048	06236X0037	735 360	2 145 900	334	Toarcien moyen – Aalénien	I4b-j1	0
S049	06236X0038	735 650	2 147 190	300	Lias	Lias	15
S050	06236X0039	737 380	2 145 880	376	Toarcien – Aalénien	I4-j1	4
S051	06236X0040	737 310	2 144 850	417	Toarcien – Aalénien	I4-j1	12
S053	06236X0041	732 070	2 141 810	264	Lias ?	Lias ?	10
S054	06236X0042	732 390	2 141 850	305	Oligo-Miocène	g2-m1C	3
S055	06236X0043	732 770	2 141 610	338	Bourbonnais	FL	0
S056	06236X0044	733 590	2 143 170	377	argile résiduelle à chailles	Ach	0
S057	06236X0045	736 770	2 142 020	395	Toarcien moyen – Aalénien	I4b-j1	0
S058	06236X0046	736 590	2 141 590	354	Pliensbachien (Carixien possible)	I3	0
S059	06236X0047	737 990	2 143 220	456	argile résiduelle à chailles	Ach	0
S060	06236X0048	738 050	2 141 900	438	Toarcien – Aalénien	I4-j1	0
S061	06233X0007	739 920	2 160 660	273	Oligo-Miocène	g2-m1C	12
S062	06233X0008	741 180	2 160 580	277	Carixien sup. – Domérien inf.	I3a-b	9
S063	06233X0009	742 030	2 160 260	290	Bourbonnais	FL	7
S064	06233X0010	743 300	2 161 660	305	Pliensbachien	I3	0
S065	06233X0011	743 790	2 160 780	312	Bajocien ?	j1-2 ?	4
S066	06234X0014	747 200	2 160 650	316	Bourbonnais possible	FL	13
S067	06234X0015	750 000	2 161 220	281	Pliensbachien	I3	0
S068	06234X0016	750 530	2 161 320	285	Pliensbachien (Domérien moyen) (Arietoceras)	I3b	0
S069	06234X0017	750 660	2 161 650	298	Pliensbachien	I3	0
S070	06234X0018	751 500	2 161 240	301	Pliensbachien : Carixien sup. – Domérien	I3a-b	0
S072	06233X0012	738 920	2 159 650	265	Oligo-Miocène	g2-m1C	13
S073	06233X0013	740 790	2 158 960	292	Lotharingien – Carixien inférieur	I2b-I3a	20
S074	06233X0014	743 640	2 159 410	331	Trias ?	t ?	21
S075	06233X0015	745 140	2 159 620	324	Toarcien moyen – Aalénien	I4b-j1	4
S076	06234X0019	745 640	2 159 219	266	Domérien (Carixien ou plus élevé)	I3b	10
S077	JAN / 2004	748 380	2 159 470	328	Sidérolithique	e	10
S078	JAN / 2004	750 150	2 160 570	337	Bajocien supérieur ou plus élevé	j2b+	6
S079	JAN / 2004	751 170	2 160 000	352	Pliensbachien	I3	6
S080	JAN / 2004	750 810	2 159 500	318	Pliensbachien	I3	0
S081	JAN / 2004	739 390	2 157 940	288	Oligo-Miocène	g2-m1C	37
S082	JAN / 2004	743 300	2 157 780	301	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S083	JAN / 2004	746 410	2 158 610	300	Toarcien	I4	0
S084	JAN / 2004	749 160	2 158 320	290	Toarcien moyen (Phymatoceras ?)	I4b	0
S085	JAN / 2004	749 880	2 158 800	305	Sinémurien sup.	I2	0
S086	JAN / 2004	741 060	2 157 260	293	Bourbonnais	FL	0
S087	JAN / 2004	744 690	2 157 560	323	Toarcien moyen – Aalénien	I4b-j1	0
S088	JAN / 2004	747 970	2 157 350	328	Bajocien ? (pas de faune)	j1-2 ?	0

ANNEXE 1 – SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES  
(302 forages BRGM en 2001, 2002, 2003) (suite)

N°	INDICE BSS	Coordonnées X - Y en Lambert II étendu			ÂGE DU TERRAIN	NOTATION	COTE du toit (m)
		X	Y	Z (m)			
S089	JAN / 2004	748 320	2 157 300	290	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S090	JAN / 2004	749 250	2 157 470	339	Bajocien ? (pas de faune)	j1-2 ?	0
S091	JAN / 2004	749 690	2 157 390	327	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S092	JAN / 2004	750 130	2 157 210	307	Carixien moy. – Domérien moy.	l3a-b	0
S093	JAN / 2004	738 920	2 155 990	317	Toarcien possible	l4	16
S094	JAN / 2004	741 780	2 156 040	326	Toarcien moyen – Aalénien	l4b-j1	6
S095	JAN / 2004	745 662	2 156 550	365	Toarcien moyen – Aalénien	l4b-j1	0
S096	JAN / 2004	745 884	2 156 720	365	Toarcien moyen – Aalénien	l4b-j1	0
S097	JAN / 2004	744 700	2 157 570	319	Sinémurien – Pliensbachien	l2-l3	0
S098	JAN / 2004	740 390	2 155 400	362	argile résiduelle à chailles	Ach	9
S099	JAN / 2004	742 400	2 155 860	281	Toarcien moyen – Aalénien	l4b-j1	6
S100	JAN / 2004	744 830	2 155 730	316	Toarcien moyen – supérieur.	l4bc	0
S101	JAN / 2004	746 540	2 155 890	354	Sinémurien sup. – Domérien	l2-l3b	0
S102	JAN / 2004	749 580	2 155 710	353	Toarcien probable	l4	0
S103	JAN / 2004	750 020	2 155 530	354	Sinémurien sup. (ou Pliensbachien ?)	l2-l3	4
S104	JAN / 2004	750 520	2 155 610	331	Pliensbachien sup. (Domérien)	l3b	0
S105	JAN / 2004	751 580	2 153 250	348	Bajocien supérieur.	j2b	0
S106	JAN / 2004	739 600	2 154 200	333	Toarcien probable	l4	3
S107	JAN / 2004	739 720	2 154 180	308	Toarcien	l4	4
S108	JAN / 2004	742 760	2 154 760	278	Toarcien ?	l4 ?	0
S109	JAN / 2004	742 390	2 154 210	297	Lias anté-Toarcien moyen	<l4b	3
S110	JAN / 2004	744 460	2 154 290	318	Domérien – Toarcien probable	l3b-l4	0
S111	JAN / 2004	744 730	2 154 220	305	Carixien sup. – Domérien	l3a-b	0
S112	JAN / 2004	745 740	2 155 310	363	Toarcien moyen – supérieur	l4bc	0
S113	JAN / 2004	747 370	2 154 980	341	Trias argileux	tA	0
S113 bis	JAN / 2004	747 370	2 154 980	342	Trias argileux	tA	7
S114	JAN / 2004	739 010	2 153 050	313	Domérien inférieur	l3b	9
S115	JAN / 2004	740 430	2 153 470	275	Sinémurien possible	l2	10
S116	JAN / 2004	740 810	2 152 930	302	Sinémurien ?	l2 ?	7
S117	JAN / 2004	741 370	2 153 290	285	Lotharingien probable	l2b	4
S118	JAN / 2004	741 550	2 152 030	328	Toarcien moyen – supérieur et plus élevé	l4bc+	0
S119	JAN / 2004	742 250	2 153 190	337	Pliensbachien	l3	11
S120	JAN / 2004	743 710	2 153 400	345	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S121	JAN / 2004	744 230	2 154 050	349	Toarcien moyen – supérieur	l4bc	0
S122	JAN / 2004	744 330	2 153 650	363	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S123	JAN / 2004	744 610	2 152 340	370	Toarcien supérieur ?	l4c ?	1
S124	JAN / 2004	742 980	2 152 110	311	Pliensbachien supérieur (Domérien)	l3b	4
S126	JAN / 2004	745 620	2 152 230	370	Toarcien ou Domérien	l4 ou l3	0
S127	JAN / 2004	747 250	2 153 420	348	Rhétien	t7	0
S128	JAN / 2004	751 700	2 154 410	379	Toarcien	l4	0
S129	JAN / 2004	752 220	2 153 280	371	Bajocien plutôt inférieur	j1-2	0
S130	JAN / 2004	740 150	2 151 720	305	Rhétien	t7	3
S132	JAN / 2004	741 300	2 151 280	349	Pliensbachien (Domérien ?)	l3 (l3b ?)	0

ANNEXE 1 – SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES  
(302 forages BRGM en 2001, 2002, 2003) (suite)

N°	INDICE BSS	Coordonnées X - Y en Lambert II étendu			ÂGE DU TERRAIN	NOTATION	COTE du toit (m)
		X	Y	Z (m)			
S133	JAN / 2004	739 320	2 149 920	307	Pliensbachien (Domérien ?)	I3 (I3b ?)	9
S134	JAN / 2004	741 630	2 150 650	337	Pliensbachien	I3	0
S135	JAN / 2004	741 640	2 149 760	335	Pliensbachien probable	I3	0
S136	JAN / 2004	744 520	2 151 240	310	Pliensbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
S137	JAN / 2004	743 410	2 149 430	352	Sinémurien possible, peu caractéristique	I2 ?	0
S138	JAN / 2004	744 410	2 149 840	305	Toarcien moyen (Catacoeloceras, Hildoceras)	I4b	0
S139	JAN / 2004	746 220	2 149 840	347	altération sur Sinémurien	I2	0
S140	JAN / 2004	745 610	2 151 060	323	base Pliensbachien sup. (Domérien)	I3b	0
S141	JAN / 2004	747 370	2 151 070	383	Rhétien	t7	0
S142	JAN / 2004	747 500	2 149 440	377	Trias argileux	tA	0
S144	JAN / 2004	739 030	2 148 530	320	Lotharingien (Sinémurien sup.) ou Carixien (Pliensbachien. Inf.)	I2b ou I3a	0
S145	JAN / 2004	740 000	2 147 410	350	Sinémurien	I2	6
S146	JAN / 2004	742 090	2 147 440	416	« Infralias »	IL	0
S147	JAN / 2004	742 240	2 148 920	348	Pliensbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
S150	JAN / 2004	741 940	2 146 500	413	altérité sur socle (provenance de l'« Infralias » ?)	IL ou socle	0
S151	JAN / 2004	743 570	2 146 440	470	Toarcien supérieur (Z. à Insigne / Thouarsense)	I4c	0
S152	JAN / 2004	744 560	2 147 580	385	Pliensbachien inf. (Carixien) sur Sinémurien	I3a/I2	0
S155	JAN / 2004	745 940	2 146 510	446	Sinémurien	I2	0
S156	JAN / 2004	747 530	2 146 450	406	Bajocien supra calcaires à entroques	j3	6
S158	JAN / 2004	745 980	2 148 250	327	Pliensbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
S159	JAN / 2004	747 610	2 148 640	400	Sinémurien	I2	0
S160	JAN / 2004	747 910	2 147 060	425	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S161	JAN / 2004	748 460	2 148 400	447	Trias argileux	tA	0
S163	JAN / 2004	748 650	2 147 380	434	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S164	JAN / 2004	749 740	2 148 380	410	Rhétien	t7	0
S165	JAN / 2004	751 500	2 148 090	398	Rhétien : sable/argilite noire à coquilles	t7	0
S166	JAN / 2004	750 320	2 146 810	407	Toarcien sur Banc de Roc	I4/BdR	2,8
S167	JAN / 2004	739 820	2 144 950	393	Carixien probable	I3a	7
S168	JAN / 2004	738 860	2 143 670	496	argile résiduelle à chailles	Ach	0
S170	JAN / 2004	740 590	2 143 860	428	Pliensbachien	I3	0
S171	JAN / 2004	741 310	2 144 070	423	« Infralias »	IL	0
S172	JAN / 2004	743 690	2 145 710	449	Toarcien supérieur (Z. à Insigne)	I4c	0
S173	JAN / 2004	742 720	2 145 230	457	Pliensbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
S174	JAN / 2004	743 980	2 144 340	424	Toarcien	I4	0
S175	JAN / 2004	744 980	2 143 860	431	Toarcien moyen, Z. à Variabilis	I4b	0
S177	JAN / 2004	746 210	2 144 710	437	Pliensbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
S178	JAN / 2004	746 770	2 144 440	447	« Infralias » probable	IL	0
S185	JAN / 2004	739 090	2 141 850	515	argile résiduelle à chailles	Ach	0
S186	JAN / 2004	741 510	2 143 130	455	Pliensbachien supérieur (Domérien)	I3b	4
S187	JAN / 2004	742 300	2 142 450	457	Toarcien s supérieur	I4c	0
S188	JAN / 2004	745 020	2 143 400	463	Lias ou Bajocien	Lias ou j1-2	0
S189	JAN / 2004	744 960	2 142 270	435	argile résiduelle à chailles	Ach	0
S190	JAN / 2004	745 850	2 142 470	450	altérité sur Toarcien terminal ?	I4c ?	0

ANNEXE 1 – SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES  
(302 forages BRGM en 2001, 2002, 2003) (suite)

N°	INDICE BSS	Coordonnées X - Y en Lambert II étendu			ÂGE DU TERRAIN	NOTATION	COTE du toit (m)
		X	Y	Z (m)			
S191	JAN / 2004	747 200	2 143 290	414	Trias argileux	tA	0
S192	JAN / 2004	747 670	2 142 940	403	Trias argileux	tA	0
S193	JAN / 2004	746 330	2 141 600	417	Toarcien supérieur - moyen	l4bc	0
S194	JAN / 2004	750 030	2 142 390	343	Permien ? Houiller ? (Remblais)	X	0
S195	JAN / 2004	734 220	2 150 280	276	Lias	Lias	16
S195 bis	JAN / 2004	752 250	2 151 870	364	Toarcien moyen (Z. à Variabilis / Z. à Bilfrons)	l4b	0
S196	JAN / 2004	749 380	2 146 440	415	Bajocien supra, calcaires à entroques	j3	0
S197	JAN / 2004	750 030	2 154 040	306	Pliensbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S198	JAN / 2004	747 150	2 158 050	337	Bajocien ?	j1-2 ?	8
S199	JAN / 2004	746 740	2 157 560	300	Banc de Roc	BdR	0
S200	JAN / 2004	741 030	2 155 250	345	Toarcien moyen sup. – Aalénien	l4bc-j1	10
S200 bis	JAN / 2004	748 770	2 143 990	360	Toarcien supérieur	l4c	0
S201	JAN / 2004	747 950	2 143 270	405	socle granitique	socle	13
S202	JAN / 2004	748 520	2 143 410	395	arène granitique	socle	0
S202 bis	JAN / 2004	746 030	2 151 720	335	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S203	JAN / 2004	747 040	2 147 230	397	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S204	JAN / 2004	741 820	2 144 110	465	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	2
S205	JAN / 2004	748 030	2 147 560	418	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S206	JAN / 2004	748 110	2 144 630	401	Toarcien supérieur	l4c	0
S207	JAN / 2004	743 220	2 150 540	325	Rhétien	t7	0
S220	JAN / 2004	744 290	2 151 520	320	Banc de Roc ?	BdR ?	0
S221	JAN / 2004	743 630	2 152 440	346	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	5
S222	JAN / 2004	741 780	2 153 020	394	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S223	JAN / 2004	740 600	2 152 650	278	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S224	JAN / 2004	740 600	2 152 120	287	Sinémurien	l2	0
S225	JAN / 2004	746 260	2 152 400	376	base Pliensbachien sup. (base Domérien)	l3b	0
S226	JAN / 2004	744 700	2 155 216	345	Toarcien sup. (supra ssz . à Mactsa)	l4c	0
S227	JAN / 2004	749 110	2 154 440	310	Domérien (ou Toarcien) sous alluvions	l3 ou l4	7
S228	JAN / 2004	750 140	2 152 990	332	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S229	JAN / 2004	743 030	2 144 820	475	Toarc, termin, ( Pleydellia type Walkeriasas lagdumensis )	l4c	10
S230	JAN / 2004	747 730	2 142 350	412	base Domérien, peut-être Carixien (Pliens inf. - sup.)	l3a-b	0
S231	JAN / 2004	747 800	2 144 640	418	Toarcien supérieur	l4c	0
S232	JAN / 2004	748 480	2 143 810	371	Rhétien	t7	0
S233	JAN / 2004	750 110	2 144 120	431	Toarcien terminal ( Pleydellia )	l4c	0
S234	JAN / 2004	749 560	2 142 870	400	Banc de Roc	BdR	0
S235	JAN / 2004	750 160	2 145 720	403	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	0
S236	JAN / 2004	750 450	2 147 620	440	Toarcien moyen	l4b	0
S237	JAN / 2004	749 930	2 146 700	396	base Bajocien ?	j1-2	0
S238	JAN / 2004	748 600	2 146 880	411	Toarcien moyen	l4b	0
S239	JAN / 2004	746 540	2 159 330	303	Alluvion ancienne (terrasse)	F	0
S240	JAN / 2004	745 990	2 158 280	287	Alluvions dans Domérien (Pliens. sup.) ?	C ou Fz	0
S241	JAN / 2004	737 160	2 146 640	304	Plienbachien supérieur (Domérien)	l3b	0
S242	JAN / 2004	735 130	2 146 920	302	Lias	Lias	12

ANNEXE 1 – SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES  
(302 forages BRGM en 2001, 2002, 2003) (suite)

N°	INDICE BSS	Coordonnées X - Y en Lambert II étendu			ÂGE DU TERRAIN	NOTATION	COTE du toit (m)
		X	Y	Z (m)			
S243	JAN / 2004	734 810	2 147 650	275	Plienbachien supérieur (Domérien) colluvionné	I3b	2
S244	JAN / 2004	737 120	2 148 920	290	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
S245	JAN / 2004	737 920	2 149 530	292	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
S246	JAN / 2004	743 170	2 155 420	302	Toarcien sup. , sommet Z. à Thouarsense	I4c	0
S247	JAN / 2004	743 140	2 156 590	276	Toarcien ?	I4c ?	7
S247 bis	JAN / 2004	743 310	2 156 500	292	Toarcien sup. , sommet Z. à Thouarsense	I4c	0
S248	JAN / 2004	744 210	2 156 590	295	Toarcien	I4	2
S249	JAN / 2004	744 930	2 157 620	328	Toarcien	I4	0
S250	JAN / 2004	740 980	2 161 260	262	Pliensbachien inf. ( Carixien)	I3a	0
S251	JAN / 2004	742 700	2 161 510	301	Rhétien	I7	0
S252	JAN / 2004	744 340	2 159 620	307	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	8
S253	JAN / 2004	739 330	2 154 870	343	Sidérolithique (?)	e ?	0
S254	JAN / 2004	748 580	2 145 150	358	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	3
S255	JAN / 2004	748 620	2 147 650	447	Toarcien	I4	1,5
S256	JAN / 2004	747 040	2 150 030	347	Trias argileux	tA	4
S257	JAN / 2004	747 470	2 153 890	363	Trias argileux	tA	10,6
S258	JAN / 2004	749 940	2 147 470	424	Toarcien	I4	0
T001	JAN / 2004	746 760	2 144 950	459	= Infralias »	IL	0
T002	JAN / 2004	747 170	2 144 090	442	= Infralias »	IL	0
T003	JAN / 2004	749 980	2 142 210	356	Trias argileux	tA	3
T004	JAN / 2004	750 170	2 142 850	348	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T005	JAN / 2004	750 370	2 144 220	423	Trias argileux	tA	0
T006	JAN / 2004	749 880	2 144 250	406	argile résiduelle à chailles	Ach	0
T007	JAN / 2004	750 690	2 143 920	404	Trias gréseux	tG	0
T008	JAN / 2004	750 680	2 144 830	385	Rhétien	I7	0
T009	JAN / 2004	750 640	2 144 520	407	Rhétien	I7	0
T010	JAN / 2004	750 200	2 144 350	419	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T011	JAN / 2004	750 490	2 145 590	393	Domérien ou Toarcien (BdR non trouvé)	I3 ou I4	0
T011 bis	JAN / 2004	750 380	2 145 620	400	Toarcien supérieur (Dumortieria)	I4c	0
T012	JAN / 2004	751 240	2 146 540	382	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T013	JAN / 2004	748 900	2 148 920	433	Toarcien moyen	I4b	0
T014	JAN / 2004	748 520	2 144 790	442	Toarcien moyen	I4b	0
T015	JAN / 2004	748 540	2 148 160	441	Toarcien	I4	0
T016	JAN / 2004	748 450	2 148 220	446	Trias gréseux	tG	4
T017	JAN / 2004	746 870	2 150 870	350	Sinémurien	I2	0
T018	JAN / 2004	743 190	2 152 550	325	Toarcien supérieur	I4c	2
T019	JAN / 2004	738 870	2 152 380	287	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T020	JAN / 2004	741 230	2 150 560	341	Toarcien	I4	0
T021	JAN / 2004	741 790	2 151 310	319	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	3
T022	JAN / 2004	742 040	2 150 520	305	Carixien	I3a	2
T023	JAN / 2004	741 230	2 150 970	351	Toarcien probable	I4	2
T024	JAN / 2004	743 090	2 155 150	288	argile résiduelle à chailles	Ach	0
T025	JAN / 2004	747 780	2 156 520	349	Bajocien supérieur probable (altéré)	j2b	0

ANNEXE 1 – SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES  
(302 FORAGES BRGM EN 2001, 2002, 2003) (suite)

N°	INDICE BSS	Coordonnées X - Y en Lambert II étendu			ÂGE DU TERRAIN	NOTATION	COTE du toit (m)
		X	Y	Z (m)			
T026	JAN / 2004	740 980	2 144 730	425	« Infralias »	IL	0
T027	JAN / 2004	739 160	2 145 380	355	« Infralias »	IL	0
T028	JAN / 2004	739 450	2 145 280	361	« Infralias »	IL	0
T029	JAN / 2004	740 740	2 146 760	387	socle granitique	socle	7
T030	JAN / 2004	739 320	2 146 730	345	socle granitique	socle	7
T031	JAN / 2004	738 850	2 147 650	337	Carixien	I3a	2
T032	JAN / 2004	738 690	2 148 390	323	Carixien	I3a	2
T033	JAN / 2004	739 970	2 148 140	342	« Infralias »	IL	0
T034	JAN / 2004	737 130	2 144 710	284	Sinémurien possible	I2	1,7
T035	JAN / 2004	736 250	2 147 270	272	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	7
T036	JAN / 2004	737 740	2 148 510	295	Carixien	I3a	5
T037	JAN / 2004	738 230	2 148 220	313	Sinémurien	I2	0
T038	JAN / 2004	736 040	2 150 410	304	Oligo-Miocène	g2-m1C	0
T039	JAN / 2004	736 160	2 150 220	285	Oligo-Miocène	g2-m1C	0
T040	JAN / 2004	742 280	2 155 120	270	Toarcien su périer (Pseudogrammoceeras ?)	I4c	0
T041	JAN / 2004	744 570	2 159 600	292	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T042	JAN / 2004	743 340	2 161 190	300	Sinémurien	I2	5,3
T043	JAN / 2004	749 960	2 160 910	294	Domérien ?	I3b ?	0
T044	JAN / 2004	752 000	2 159 940	322	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T045	JAN / 2004	750 600	2 157 870	317	Sinémurien	I2	8,6
T046	JAN / 2004	749 380	2 159 660	335	Bajocien (calcaire à entroques)	j1-2	5,8
T047	JAN / 2004	750 600	2 157 100	325	Carixien	I3a	3
T048	JAN / 2004	751 350	2 156 690	367	Carixien possible	I3a	0
T049	JAN / 2004	751 520	2 156 220	337	Trias gréseux	tG	0
T050	JAN / 2004	746 920	2 151 600	370	Trias gréseux	tG	4
T051	JAN / 2004	746 340	2 150 730	327	base Carixien	I3a	0
T052	JAN / 2004	746 390	2 150 750	325	Trias argileux	tA	0
T053	JAN / 2004	752 390	2 151 080	343	base du Domérien	I3b	0
T054	JAN / 2004	742 130	2 150 760	377	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T055	JAN / 2004	752 440	2 150 320	367	Sinémurien	I2	5,2
T056	JAN / 2004	751 180	2 147 480	388	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T057	JAN / 2004	751 370	2 146 215	372	Sinémurien	I2	0
T058	JAN / 2004	751 310	2 146 030	368	Carixien possible	I3a	0
T059	JAN / 2004	750 000	2 143 840	425	argile résiduelle à chailles	Ach	0
T060	JAN / 2004	748 930	2 143 800	355	Toarcien	I4	0
T061	JAN / 2004	748 540	2 144 150	368	Trias argileux	tA	0
T062	JAN / 2004	746 480	2 145 070	462	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T063	JAN / 2004	746 460	2 146 100	448	« Infralias »	IL	0
T064	JAN / 2004	745 600	2 146 860	440	Trias gréseux ou Rhétien cimenté	tG ou t7	2,3
T065	JAN / 2004	744 080	2 148 810	370	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T066	JAN / 2004	743 600	2 150 218	344	Plienbachien supérieur (Domérien)	I3b	0
T067	JAN / 2004	743 610	2 144 830	445	argile résiduelle à chailles	Ach	0
T068	JAN / 2004	742 450	2 145 210	473	Carixien	I3a	0
T069	JAN / 2004	741 860	2 148 214	399	Trias argileux	tA	0

ANNEXE 1 – SONDAGES CARTOGRAPHIQUES DE LA FEUILLE CHAROLLES  
(302 FORAGES BRGM EN 2001, 2002, 2003) (fin)

*ANNEXE 3a - ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS MAJEURS) ET PARAMÈTRES MULTICATIONIQUES DE  
GRANOÏDES DE LA FEUILLE CHAROLLES*

lithologie	monzonite quartzifère porphyroïde à biotite et fréquente amphibole			enclave de diatexite	monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole				leucogranite de grain fin à moyen à biotite fréquemment chloritisée et magnétite				
	$\gamma^M_q$				$\gamma^M$	$\gamma^3$				$L_\gamma$			
n° éch.	4C25	8C21	4D04	7A16	8D53	8D21	7C17	8D62	7C10	8D29	8C27	8B24	8A02
x	748,32	747,02	749,10	739,77	751,07	751,27	740,73	752,30	741,23	751,26	746,60	749,64	748,80
y	2155,33	2144,90	2152,70	2149,42	2144,46	2143,95	2145,74	2146,56	2145,22	2144,73	2145,87	2151,50	2151,65
SiO <sub>2</sub> %	63,15	63,27	65,50	65,28	64,60	66,72	69,79	74,11	73,58	76,36	76,48	77,23	77,79
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,80	0,71	0,75	0,68	0,54	0,47	0,25	0,23	0,13	0,02	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74	16,64	16,05	16,53	16,15	15,57	14,83	13,60	13,89	12,79	12,71	12,79	12,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	4,28	4,41	4,07	4,66	4,13	3,50	2,93	1,75	1,66	1,12	0,73	0,62	0,59
MnO	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,08	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
MgO	2,10	1,97	1,78	1,98	1,88	1,87	0,89	0,27	0,27	0,10	0,10	0,10	0,10
CaO	2,86	3,27	2,77	2,64	2,84	2,04	1,72	0,91	1,11	0,56	0,17	0,38	0,23
Na <sub>2</sub> O	3,21	3,41	3,24	3,20	3,32	3,20	3,16	2,87	2,68	2,92	1,79	3,12	2,55
K <sub>2</sub> O	5,40	4,69	5,09	4,16	4,68	4,77	5,23	5,30	5,82	5,35	7,59	5,44	6,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,36	0,30	0,24	0,32	0,27	0,15	0,08	0,08	0,06	0,03	0,03	0,04
PF	1,16	0,59	0,70	0,83	0,91	1,35	0,69	0,64	0,49	0,39	0,22	0,10	0,32
total %	100,06	99,48	100,28	100,33	99,59	99,91	99,91	99,79	99,84	99,81	99,85	99,86	99,87
Q	98	103	118	140	118	142	154	196	185	210	204	208	219
P	-40	-69	-46	-62	-58	-38	-21	4	18	10	101	8	42
A	8	0	3	38	9	28	16	29	22	23	24	21	21
B	116	114	104	117	107	97	65	32	30	18	12	11	10
F	341	338	333	298	329	316	336	328	339	327	339	336	326
A/CNK	1,02	1,00	1,01	1,13	1,03	1,10	1,06	1,12	1,09	1,10	1,11	1,09	1,09
Q %	17,72	18,52	21,28	25,14	21,33	25,53	27,75	35,23	33,38	37,75	36,69	37,50	39,47
F %	61,45	60,87	59,94	53,76	59,36	56,95	60,58	59,05	61,14	58,98	61,17	60,56	58,70
B %	20,83	20,61	18,78	21,10	19,30	17,52	11,67	5,72	5,47	3,27	2,14	1,94	1,82
gisement	Granitoïdes mésocrates à subleucocrates du batholite du Charollais								filons et stocks intrusifs dans les granitoïdes mésocrates				

Si = SiO<sub>2</sub>x1000/60 ; Ti = TiO<sub>2</sub>x1000/80 ; Al = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>x1000/51 ; Fe = Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>x1000/80 ; Mn = MnOx1000/71 ;  
Mg = MgOx1000/40 ; Ca = CaOx1000/56 ; Na = Na<sub>2</sub>Ox1000/31 ; K = K<sub>2</sub>Ox1000/47 ; Q = Si/3-(K+Na+2Ca/3) ;  
P = K-(Na+Ca) ; A = Al-(K+Na+2Ca) ; B = Fe+Mg+Ti ; F = 555-(Q+B) ; A/CNK = Al/(2Ca+Na+K) ; Q % = Qx100/555 ;  
F % = Fx100/555 ; B % = Bx100/555 ; Analyses CRPG-Nancy : émission-ICP (2004)

*ANNEXE 3b - ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS EN TRACES AUTRES  
QUE LES TERRES RARES) DE GRANITOÏDES DE LA FEUILLE CHAROLLES*

lithologie	monzonite quartzifère porphyroïde à biotite et fréquente amphibole				enclave de diatexite				monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole				leucogranite de grain fin à moyen à biotite fréquemment chloritisée et magnétite			
	p <sup>M</sup> q				γM				p <sup>γ</sup>				L <sub>γ</sub>			
symbole	4C25	8C21	4D04	7A16	8D53	8D21	7C17	8D62	7C10	8D29	8C27	8B24	8A02			
n° éch.	7,1	1,1	2,5	3,9	2,1	2,0	2,0	2,2	9,6	40,9	42,0	22,3	12,7			
Ba	1507,0	1234,0	1231,0	1171,0	1207,0	838,1	1002,0	338,4	647,7	156,1	26,5	39,5	24,0			
Be	6,3	4,9	4,3	3,2	6,3	5,7	4,6	6,4	5,8	8,4	3,6	8,8	6,2			
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,5	1,7	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,5	< L.D.	< L.D.	< L.D.			
Co	10,0	10,3	8,4	10,7	10,1	8,3	5,4	3,0	2,8	1,6	0,6	0,6	0,4			
Cr	66,6	63,5	56,4	40,4	72,6	63,9	42,3	21,8	24,7	33,9	24,5	16,7	9,1			
Cs	16,0	6,4	8,5	9,4	22,2	27,4	8,7	6,9	8,6	23,6	3,6	10,3	9,2			
Cu	9,2	11,1	9,2	11,1	10,8	5,3	5,5	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.			
Ga	22,9	23,9	22,2	23,1	23,5	20,8	21,0	19,5	20,1	19,5	21,7	21,0	20,9			
Ge	1,4	1,4	1,4	1,4	1,6	1,6	1,4	1,5	1,5	1,9	2,4	2,3	2,3			
Hf	9,6	9,0	8,8	6,4	7,8	6,1	6,8	5,8	4,9	4,8	4,8	4,8	5,6			
Mo	0,8	0,8	0,8	16,2	0,9	0,6	0,7	1,0	< L.D.	0,6	0,6	< L.D.	< L.D.			
Nb	15,6	16,5	18,0	12,0	17,8	16,4	19,1	20,9	17,6	20,9	56,8	40,1	29,6			
Ni	22,0	24,5	17,8	21,1	23,0	19,4	10,7	10,0	11,3	10,9	11,0	< L.D.	< L.D.			
Pb	29,6	28,7	32,3	36,0	36,0	46,2	34,0	51,5	54,8	59,9	59,1	65,7	68,6			
Rb	222,3	186,9	203,0	170,4	268,0	250,7	217,4	253,2	278,2	356,5	213,1	367,7	342,8			
Sb	0,3	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,2	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,3	0,4	0,2	1,3	0,3			
Sn	3,8	4,3	4,9	1,6	9,3	7,3	4,9	4,5	4,8	6,8	1,0	3,7	2,8			
Sr	516,8	519,4	477,7	349,3	443,4	423,0	347,6	145,5	225,3	78,2	41,9	22,7	7,6			
Ta	2,2	1,2	1,7	1,0	2,0	2,1	2,1	2,8	2,2	2,8	3,4	3,1	2,2			
Th	26,4	31,4	50,4	22,1	26,7	28,2	45,5	46,8	57,5	47,7	19,8	32,9	35,1			
U	11,4	6,4	6,4	5,7	8,1	10,0	4,6	10,0	6,3	10,3	9,5	16,2	12,1			
V	72,3	71,9	60,1	88,8	61,7	45,4	38,0	20,9	18,8	10,2	2,6	5,7	< L.D.			
W	0,4	1,9	0,5	0,4	25,0	3,0	0,3	0,6	0,6	2,6	0,9	1,8	0,9			
Y	18,5	18,3	27,7	23,7	24,4	24,0	26,6	17,0	20,5	15,6	33,3	12,9	14,1			
Zn	71,4	66,6	61,4	65,4	99,5	87,3	52,2	29,9	33,8	21,7	< L.D.	12,1	10,6			
Zr	368,0	349,8	327,6	230,4	281,2	203,9	244,5	162,2	159,8	124,5	74,3	79,8	89,7			
gisement	granitoïdes mésocrates à subleucocrates du batholite du Charollais								filons et stocks intrusifs dans les granitoïdes mésocrates							

Analyses CRPG-Nancy : émission-ICP (2004) ; teneurs en ppm ; < L.D. teneur inférieure  
à la limite de détection de la méthode ; Voir annexe 3a pour les coordonnées des échantillons

*ANNEXE 3c - ANALYSES CHIMIQUES (TERRES RARES) DE GRANITOÏDES DE LA FEUILLE CHAROLLES*

lithologie	monzonite quartzifère porphyroïde à biotite et fréquente amphibole			enclave de diatexite	monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole				leucogranite de grain fin à moyen à biotite fréquemment chloritisée et magnétite				
symbole	$P\gamma^M_q$			$\gamma^M$	$P\gamma^3$				$L\gamma$				
n° éch.	4C25	8C21	4D04	7A16	8D53	8D21	7C17	8D62	7C10	8D29	8C27	8B24	8A02
La	73,3	89,0	72,6	51,3	63,3	45,6	86,6	30,3	70,7	17,5	5,8	8,3	5,3
Ce	144,5	170,4	149,5	104,1	117,5	94,2	138,6	79,4	133,7	47,5	10,9	19,8	15,2
Pr	16,2	18,6	17,8	11,9	14,1	10,9	17,9	7,4	14,8	4,8	1,6	1,9	1,3
Nd	57,6	64,1	66,8	43,9	51,3	40,8	62,7	26,4	48,9	16,7	7,5	6,1	4,7
Sm	9,2	10,0	12,5	8,1	9,1	7,9	10,3	5,1	8,0	3,4	3,7	1,4	1,4
Eu	2,0	2,0	2,0	1,5	1,6	1,2	1,7	0,8	1,2	0,4	0,2	0,2	0,1
Gd	5,8	6,1	8,2	5,9	6,2	5,6	6,8	3,6	5,2	2,4	4,3	1,3	1,3
Tb	0,8	0,8	1,1	0,8	0,9	0,8	1,0	0,5	0,7	0,4	0,9	0,3	0,3
Dy	3,8	3,9	5,9	4,5	4,7	4,6	5,1	3,0	3,9	2,3	5,9	1,9	1,9
Ho	0,6	0,6	1,0	0,8	0,8	0,8	0,9	0,6	0,7	0,5	1,2	0,4	0,4
Er	1,7	1,7	2,6	2,3	2,3	2,3	2,4	1,6	1,9	1,5	3,7	1,5	1,5
Tm	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6	0,3	0,3
Yb	1,8	1,5	2,1	2,2	2,1	2,2	2,3	1,9	1,9	1,9	4,1	2,3	2,3
Lu	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6	0,4	0,4
$\Sigma$ TR	317,8	368,9	342,8	237,9	274,5	217,6	336,9	161,1	292,2	99,8	50,8	46,1	36,4
gisement	granitoïdes mésocrates à subleucocrates du batholite de Charollais								filons et stocks intrusifs dans les granitoïdes mésocrates				

Analyses CRPG-Nancy : émission-ICP (2004) ; teneurs en ppm ; voir annexe 3a pour les coordonnées des échantillons

*ANNEXE 4a – ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS MAJEURS) ET PARAMÈTRES  
MULTICATIONIQUES DE LAMPROPHYRES, DE MICROMONZODIORITES QUARTZIFÈRES,  
DE MICROGRANITES ET D'UN TUF DE LA FEUILLE CHAROLLES*

lithologie	lamprophyres		micromonzodiorite quartzifère		microgranite porphyrique				tuf rhyolitique	microgranite très porphyrique
	v <sub>a</sub>	v	μ <sub>q</sub> <sup>M</sup>		h2μ <sub>γ</sub>				h2p	μ <sub>γ</sub>
n° éch.	4D13	7C27	8D25	8D27	4C05	8D01b	8D01a	8D24	8D40	8D01c
x	749,10	738,75	751,18	751,20	748,95	750,92	750,95	751,10	751,23	751,00
y	2153,64	2148,28	2144,21	2144,51	2152,76	2142,80	2142,80	2144,05	2143,24	2142,80
SiO <sub>2</sub> %	55,49	57,22	58,35	60,76	72,50	70,45	71,90	72,46	76,95	68,64
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,94	1,07	0,83	0,21	0,27	0,28	0,26	0,06	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,01	17,27	14,67	14,49	15,03	14,98	14,33	14,48	12,40	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6,63	6,42	5,59	5,30	2,09	2,52	2,63	1,66	1,42	3,10
MnO	0,10	0,09	0,09	0,12	0,07	0,06	0,06	0,03	0,06	0,09
MgO	6,86	3,97	5,95	5,20	0,47	0,74	0,49	0,10	0,10	1,48
CaO	4,99	4,26	3,18	3,71	0,10	0,50	0,65	0,67	0,15	1,87
Na <sub>2</sub> O	2,70	3,06	2,00	2,70	3,52	2,84	2,96	3,11	2,73	2,88
K <sub>2</sub> O	3,37	3,36	6,59	5,35	4,56	6,13	5,49	5,01	5,32	5,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,36	0,47	0,50	0,13	0,14	0,13	0,06	0,02	0,21
PF	2,78	3,16	2,10	1,10	1,14	1,20	0,91	1,11	0,65	1,53
total %	100,07	100,11	100,06	100,06	99,82	99,83	99,83	98,95	99,86	99,89
Q	90	97	82	92	191	163	179	188	224	156
P	-105	-103	19	-40	-18	30	10	-6	22	-16
A	-23	16	-31	-49	81	54	45	53	37	12
B	264	191	232	207	41	53	49	27	21	82
F	201	267	241	256	323	338	327	341	310	318
A/CNK	0,93	1,05	0,90	0,85	1,38	1,22	1,19	1,23	1,18	1,04
Q %	16,23	17,47	14,70	16,66	34,42	29,44	32,33	33,81	40,44	28,02
F %	36,23	48,07	43,50	46,11	58,29	60,94	58,91	61,41	55,77	57,22
B %	47,55	34,46	41,80	37,23	7,30	9,62	8,76	4,77	3,78	14,75
gisement	filons recoupant les granitoïdes du batholite du Charollais					massif (sub)volcanique de La Chapelle-sous-Dun				filon tardif

Analyses CRPG-Nancy : émission-ICP (2004) ; voir annexe 3a pour le calcul des paramètres multicationiques

*ANNEXE 4b – ANALYSES CHIMIQUES (ÉLÉMENTS EN TRACES AUTRES  
QUE LES TERRES RARES) DE LAMPROPHYRES, DE MICROMONZODIORITES  
QUARTZIFÈRES, DE MICROGRANITES ET D'UN TUF DE LA FEUILLE CHAROLLES*

lithologie	lamprophyres		micromonzodiorite quartzifère		microgranites porphyriques				tuf rhyolitique	microgranite très porphyrique
	v <sub>a</sub>	v	μg/g		h2μg				h2ρ	ρμg
n° éch.	4D13	7C27	8D25	8D27	4C05	8D01b	8D01a	8D24	8D40	8D01c
As	11,9	11,2	10,2	2,8	9,0	13,8	14,0	< L.D.	10,7	9,6
Ba	1659,0	2064,0	1478,0	1718,0	542,7	331,3	370,4	640,7	43,4	850,1
Be	3,9	2,0	15,1	9,0	9,4	5,0	4,5	5,7	6,4	4,7
Bi	0,3	< L.D.	0,9	7,8	< L.D.	0,4	< L.D.	< L.D.	0,6	1,3
Co	28,3	18,7	24,9	21,1	3,2	3,8	3,3	3,0	0,9	7,3
Cr	330,1	103,4	404,6	310,5	25,7	66,3	57,2	15,9	42,1	72,2
Cs	14,4	3,5	98,1	39,9	8,4	15,1	13,1	12,1	9,7	9,0
Cu	33,8	< L.D.	20,7	18,4	< L.D.	< L.D.	8,5	< L.D.	5,9	13,3
Ga	21,2	24,4	23,6	23,1	25,2	23,0	18,9	23,3	19,1	21,0
Ge	1,6	1,9	1,9	2,0	1,3	1,3	1,3	1,4	1,5	1,3
Hf	6,1	5,2	11,5	12,3	3,0	7,8	7,1	4,5	5,6	6,6
Mo	1,1	< L.D.	2,3	2,4	< L.D.	0,9	1,9	< L.D.	1,0	0,9
Nb	15,3	10,2	25,1	28,7	8,7	19,6	17,8	12,7	19,9	18,0
Ni	175,1	32,3	189,1	146,1	11,0	20,1	14,3	6,9	17,7	17,3
Pb	24,5	35,3	133,0	37,3	8,1	35,9	52,9	47,5	64,4	38,9
Rb	147,6	108,9	623,0	345,7	253,9	292,8	256,4	279,1	291,7	253,9
Sb	1,1	1,7	0,6	0,4	0,4	0,9	1,6	< L.D.	0,9	0,6
Sn	3,6	1,8	8,5	12,6	9,9	8,0	6,0	6,4	8,6	7,8
Sr	744,2	989,3	458,7	505,6	186,0	157,4	131,4	212,0	28,7	269,0
Ta	1,1	0,8	2,2	2,6	1,4	2,1	1,9	1,6	2,4	2,1
Th	18,9	24,6	39,5	82,8	12,3	39,7	38,3	28,5	41,4	37,9
U	4,8	5,6	11,5	17,6	2,4	11,5	9,7	6,8	12,9	10,7
V	127,3	147,9	111,8	95,1	21,7	15,0	12,9	21,0	2,3	43,6
W	2,6	1,9	23,6	3,6	3,5	2,4	1,9	1,9	1,3	2,6
Y	28,1	21,8	25,4	24,7	14,8	32,0	30,6	16,6	28,5	20,0
Zn	67,6	132,8	180,9	122,6	45,8	52,0	47,0	38,6	51,5	79,3
Zr	225,2	207,3	439,4	454,8	98,2	252,7	235,2	144,9	135,8	237,8
gisement	filons recoupant les granitoïdes du batholite du Charollais				massif (sub)volcanique de La Chapelle-sous-Dun				filon tardif	

Analyses CRPG-Nancy : émission-ICP (2004) ; teneurs en ppm ; < L.D. teneur inférieure à la limite de  
détection de la méthode ; voir annexe 4a pour les coordonnées des échantillons

ANNEXE 4c – ANALYSES CHIMIQUES (TERRES RARES) DE LAMPROPHYRES, DE MICROMONZODIORITES QUARTZIFÈRES,  
DE MICROGRANITES ET D'UN TUF DE LA FEUILLE CHAROLLES

lithologie	lamprophyres		micromonzodiorite quartzifère		microgranites porphyriques				tuf rhyo- litique	microgranite très porphyrique
symbole	v <sub>a</sub>	v	μ <sub>q</sub> <sup>M</sup>		h <sub>2</sub> μ <sup>Y</sup>				h <sub>2</sub> p	pμ <sup>Y</sup>
n° éch.	4D13	7C27	8D25	8D27	4C05	8D01b	8D01a	8D24	8D40	8D01c
La	74,4	45,0	73,7	69,4	22,1	73,2	66,9	44,0	36,1	54,0
Ce	134,0	106,4	160,2	159,0	46,2	147,7	138,6	89,0	80,7	109,7
Pr	15,6	10,0	19,6	20,7	5,0	16,8	15,6	10,0	9,8	12,3
Nd	56,6	36,8	76,5	84,5	18,0	59,7	56,8	35,6	36,6	43,6
Sm	9,1	6,7	13,1	15,6	3,7	10,6	10,4	6,6	7,8	7,6
Eu	2,1	1,7	2,3	2,5	0,9	0,6	0,6	1,0	0,1	1,3
Gd	6,7	5,0	8,0	8,4	3,1	7,2	7,4	4,4	5,8	5,1
Tb	0,9	0,7	1,0	1,0	0,5	1,1	1,1	0,6	0,9	0,7
Dy	4,9	4,2	5,1	4,9	2,6	5,9	5,8	3,2	5,1	3,8
Ho	0,9	0,8	0,9	0,8	0,5	1,1	1,1	0,5	1,0	0,7
Er	2,4	2,2	2,3	2,2	1,2	3,0	2,9	1,5	2,7	1,8
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3
Yb	2,2	2,3	2,2	2,1	1,2	3,0	2,7	1,4	2,8	1,8
Lu	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3
ΣTR	310,5	222,6	365,5	371,7	105,2	330,8	310,7	198,2	190,1	242,9
gisement	filons recoupant les granitoïdes du batholite du Charollais					massif (sub)volcanique de La Chapelle-sous-Dun				filon tardif

Analyses CRPG-Nancy : émission-ICP (2004) ; teneurs en ppm ; voir annexe 4a pour les coordonnées des échantillons

*ANNEXE 5 – LOCALISATION DES GÎTES ET INDICES MINÉRAUX DE LA FEUILLE CHAROLLES*

<b>Classement national</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>				<b>Commune</b>	<b>Lieu-dit</b>	<b>Nature</b>	<b>État</b>	<b>Substance(s)</b>
06234X4001	747,35	2156,00	330	71	433	Saint-Julien-de-Civry	gare de Saint-Julien-de-Civry	indice	prospect	Pb	
06234X4002	752,00	2156,00	410	71	276	Marcilly-la-Gueurce	Saint-Firmin	indice	prospect	Ba	
06234X4003	751,15	2158,80	300	71	562	Vaudebarrier	Vauzelle	indice	accessible	Ba, Pb	
06237X4001	739,65	2145,50	370	71	060	Briant	Chétal	indice	prospect	Ba	
06237X4002	742,45	2145,45	430	71	399	Saint-Christophe-en-Brionnais	Mesmont (sondage n°28)	indice	prospect	Ba, Pb, F	
06237X4003	742,85	2148,70	340	71	337	Oyé	Oyé (sondages 1-2)	indice	prospect	Pb	
06237X4004	740,00	2145,00	390	71	060	Briant	les Guichards	indice	prospect	Ba	
06237X4005	742,95	2151,00	300	71	337	Oyé	la Rivière d'Oyé	indice	prospect	Pb	
06237X4006	745,10	2147,30	300	71	337	Oyé	les Rues	indice	prospect	F, Pb	
06237X4007	741,25	2146,80	350	71	060	Briant	les Sertines	indice	accessible	Pb	
06238X4001	749,60	2143,30	370	71	095	La Chapelle-sous-Dun	La Chapelle-sous-Dun uranium	indice	non retrouvé	U	
06238X4002	750,35	2142,35	350	71	095	La Chapelle-sous-Dun	les Moquets - puits Plattard	gîte	ancienne exploitation, inaccessible	charbon	
06238X4003	747,75	2145,10	380	71	437	Saint-Laurent-en-Brionnais	le Montet	indice	prospect	Ba	
06238X4004	749,60	2143,85	360	71	437	Saint-Laurent-en-Brionnais	puits des Chaffauds	gîte	ancienne exploitation, inaccessible	charbon	
06238X4005	746,50	2147,30	470	71	006	Amanzé	le Rocher (sondage 50)	indice	prospect	F	
06238X4006	746,50	2144,50	400	71	437	Saint-Laurent-en-Brionnais	les Thévenin	indice	prospect	Ba	
06238X4007	746,50	2144,00	400	71	437	Saint-Laurent-en-Brionnais	Chéry	indice	prospect	Ba, Mn	
06238X4008	750,50	2148,50	420	71	160	Curbigny	la Pouge	indice	prospect	Ba, Pb	

*ANNEXE 6 – DONNÉES GÉOLOGIQUES CONCERNANT LES GÎTES ET INDICES MINÉRAUX  
DE LA FEUILLE CHAROLLES*

<b>Classement national</b>	<b>Substance(s)</b>	<b>Type de gisement</b>	<b>Paragenèse</b>	<b>Gangue</b>	<b>Contexte géologique</b>	<b>Références</b>
06234X4001	Pb	stratiforme	galène	calcaire	calcaire de l'Hettangien sup.	archives BRGM (1)
06234X4002	Ba	stratiforme	barytine	grès	grès feldspathiques	archives BRGM (1)
06234X4003	Ba, Pb	stratiforme	barytine, galène	grès	grès feldspathiques	thèse L. Courel (1970)
06237X4001	Ba	stratiforme	barytine	calcaire	base du Trias/granite de Briant	J.-M. Boirat (1979), archives BRGM (1)
06237X4002	Ba, Pb, F	stratiforme	galène, barytine, fluorine	dolomie, calcaire	calcaire dolomitique	thèse G.Zougrana (1976)
06237X4003	Pb	stratiforme	galène	calcaire	calcaire à lumachelles	archives BRGM (1)
06237X4004	Ba	stratiforme	barytine	calcaire	calcaire silicifié, base du Trias / granite de Briant	archives BRGM (1)
06237X4005	Pb	stratiforme	galène	calcaire	calcaire de l'Hettangien	archives BRGM (1)
06237X4006	F, Pb	stratiforme	fluorine, galène	calcaire	calcaire du Carixien	archives BRGM (1)
06237X4007	Pb	inconnu	galène		granite	carte géol. à 1/80 000
06238X4001	U	inconnu	chalcolite, autunite		inconnu : granite ou calcaire ?	archives Service des mines, St-Etienne
06238X4002	charbon	stratiforme	charbon	schiste, grès	Stéphanien	M. Drouot (1857), J. Desrousseaux (1938), C Rémond (1981)
06238X4003	Ba	filonnet	barytine	granite	granite de Saint-Laurent-en-Brionnais	archives BRGM (1)
06238X4004	charbon	stratiforme	charbon	schiste, grès	Stéphanien sous 200 m de couverture mésozoïque	C. Rémond (1981)
06238X4005	F	stratiforme	fluorine	calcaire	calcaire du Bajocien	J.-P. Couchot et al. (1966), archives BRGM (1)
06238X4006	Ba	stockwerk	barytine	calcaire, quartz	« rhyolite » sous couverture calcaire	G. Zougrana (1976), J.-M. Boirat (1979)
06238X4007	Ba, Mn	stratiforme	barytine, oxydes de Mn	calcaire	calcaire dolomitique	G. Zougrana (1976), J.-M. Boirat (1979)
06238X4008	Ba, Pb	stockwerk	barytine, galène	quartz, microgranite	microgranite sous couverture calcaire	G. Zougrana (1976), J.-M. Boirat (1979)

(1) archives Bourbonnais - Lyonnais - Morvan, fiches DAM/DL, Clermont-Ferrand

ANNEXE 7 – PLANCHE 1

**Sinémurien supérieur** (collection Gaudry sauf quand spécifié)

- 1 *Euagassicerus spinaries*, (20,5 cm) Oyé
- 2 *Aegasteroceras blackei*, (21,7 cm) Saint-Christophe-en-Brionnais
- 3 *Gagaticeras* sp., (2,5 cm) Tourny
- 4 *Euagassicerus* sp., (8,2 cm) Saint-Christophe-en-Brionnais
- 5 *Vermiceras* sp., (4,6 cm) Saint-Christophe-en-Brionnais

**Pliensbachien**

- 6 *Aegoceras capricornus*, (2,2 cm) Carixien, Baudemont
- 7 *Lytoceras fimbriatum*, (12,5 cm) Carixien, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 8 *Tragophylloceras loscombi*, (2,4 cm) Carixien, Baudemont
- 9 *Arieticerus armatum*, (1,8 cm) Domérien, sous-zone à Stockesi, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 10 *Matteiceras* sp., (1,5 cm) Domérien, sous-zone à Stockesi, Mussy-les-Rouvray
- 11 *Amaltheus stockesi*, (2,2 cm) Domérien, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 12 *Amaltheus margaritatus*, (6,8 cm) Domérien, Baudemont

**Toarcien**

- 13 *Harpoceras falciferum*, (19 cm) Toarcien inférieur, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 14 *Hildoceras angustisiphonatum*, (15 cm) Toarcien moyen, Saint-Julien-de-Civry
- 15 *Catacoeloceras* aff. *jordani*, (2,6 cm) Toarcien moyen, Saint-Julien-de-Civry
- 16 *Harpoceras subplanatum*, (20 cm) Toarcien moyen, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 17 *Lytoceras cornucopiae*, (14,5 cm) Toarcien moyen, Saint-Julien-de-Civry, collection N. Bonnot

Photographies F. Gaudry et L. Pavin

Planche 1 Sinémurien supérieur

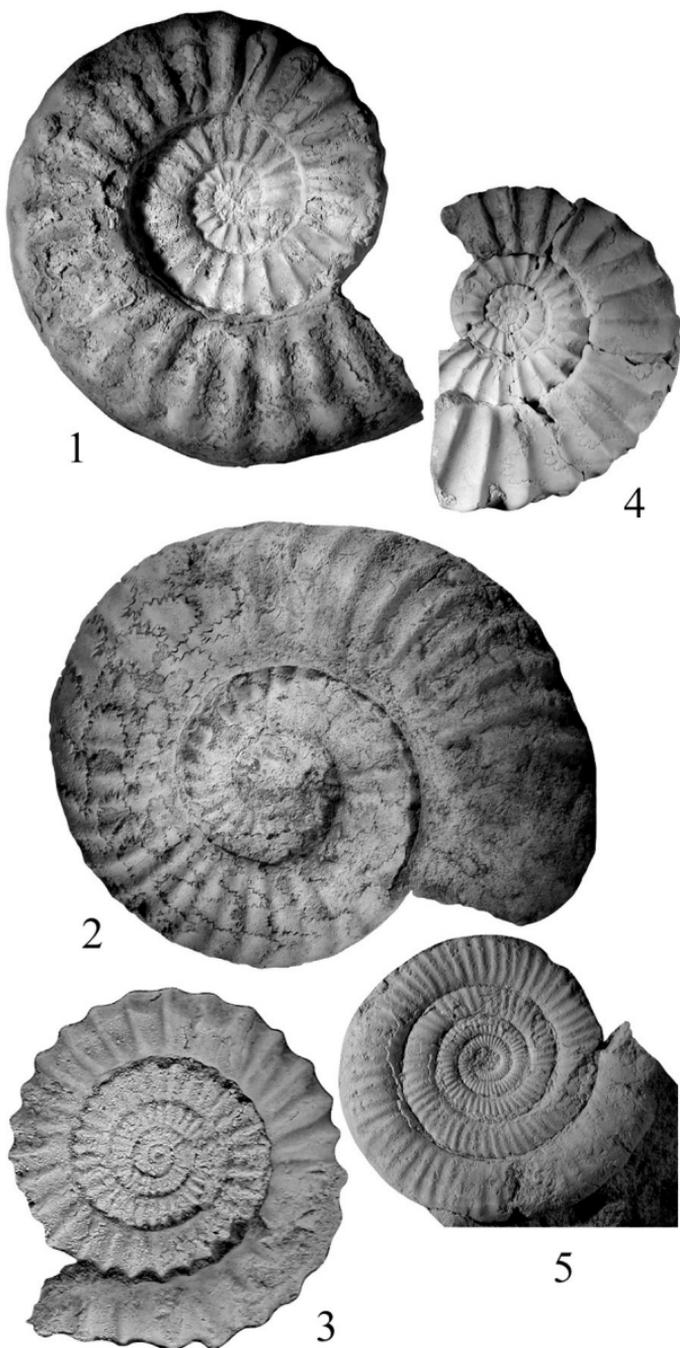


Planche 1 Pliensbachien

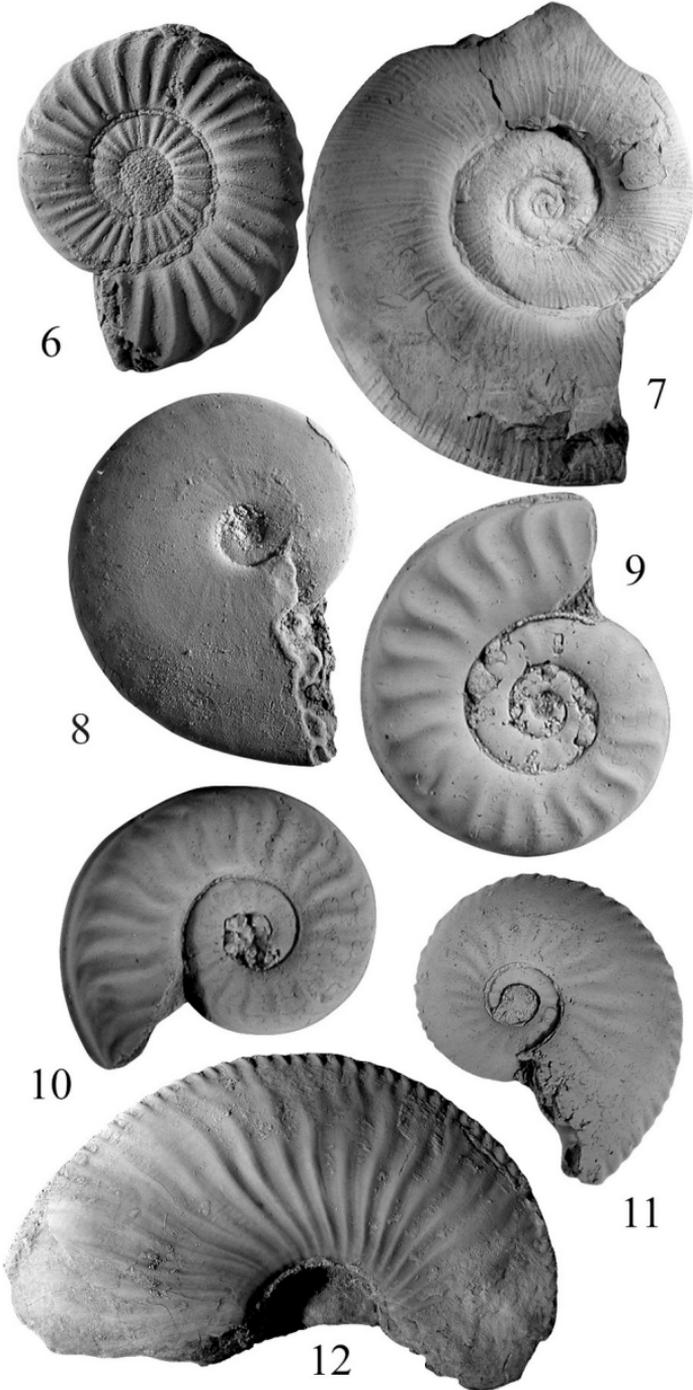


Planche 1 Toarcien

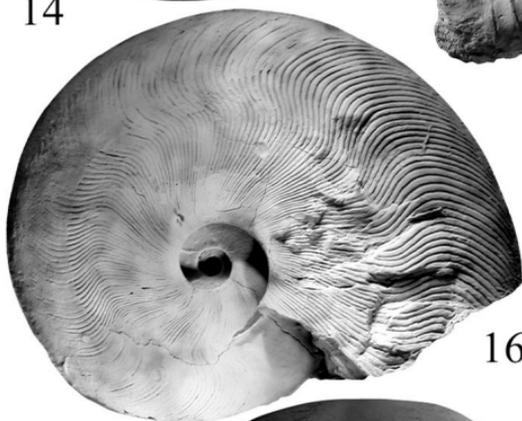
13



14



15



16

17



ANNEXE 7 – PLANCHE 2

**Toarcien** (collection Gaudry sauf quand spécifié)

- 18 *Phymatoceras narbonense*, (7,8 cm) Toarcien moyen, Charolles, collection N. Bonnot
- 19 *Cenoceras jourdani*, (11 cm) Toarcien moyen, zone à Bifrons, Saint-Julien-de-Civry, collection N. Bonnot
- 20 *Cenoceras (Metacenoceras) belmontense*, (17,5 cm) Toarcien moyen, zone à Bifrons, Saint-Julien-de-Civry, collection N. Bonnot
- 21 *Catacoeloceras dumortieri*, (4,4 cm) Toarcien moyen, Busseuil
- 22 *Haugia evoluta*, (23,5 cm), Toarcien moyen, Saint-Julien-de-Civry, collection N. Bonnot
- 23 *Grammoceras thouarsense*, (4,4 cm) Toarcien supérieur, Vauban
- 24 *Grammoceras penestriatulatum*, (2,7 cm) Toarcien supérieur, Vauban
- 25 *Pseudogrammoceras pseudostruckmanni*, (13,3 cm) Toarcien supérieur, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 26 *Pseudogrammoceras bingmanni*, (10,2 cm) Toarcien supérieur, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 27 *Hammatoceras subplanatum*, (15,8 cm) Toarcien supérieur, sous-zone à Fascigerum, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 28 *Hammatoceras pachu*, (21,5 cm) Toarcien supérieur, Saint-Christophe-en-Brionnais
- 29 *Perilytoceras perlaevis*, (8,8 cm) Toarcien supérieur, Charolles, collection N. Bonnot
- 30 *Pleydellia mactra*, (4,6 cm) Toarcien supérieur, Saint-Julien-de-Civry
- 31 *Dumortieria nicklesi*, (4,3 cm) Toarcien supérieur, Saint-Julien-de-Civry

Photographies F. Gaudry et L. Pavin

Planche 2 Toarcien



18



19



21



20



23

Planche 2



22



24



25



26



27

Planche 2



28



29



30



31

ANNEXE 7 – PLANCHE 3

**Toarcien** (collection Gaudry sauf quand spécifié)

- 32 *Pleydellia (Walkericeras) bifax*, (8 cm) Toarcien supérieur, Saint-Julien-de-Civry
- 33 *Pleydellia* sp., (7,5 cm) Toarcien supérieur, sous-zone à Mactra, Saint-Julien-de-Civry
- 34 *Dumortieria aalensis*, (5,5 cm) Toarcien supérieur, Saint-Julien-de-Civry
- 35 *Pleydellia lugdunensis*, (4,1 cm) Toarcien supérieur, Vauban
- 36 *Pseudammatoceras boyeri*, (11,7 cm) Toarcien supérieur, Trélut
- 37 *Pleydellia buckmanni*, (5 cm) Toarcien supérieur, Vauban

**Bajocien**

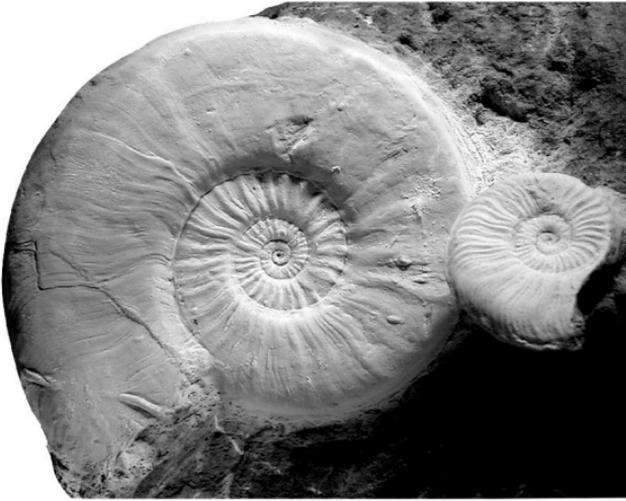
- 38 *Stomechinus* sp., (8,5 cm) Bajocien inférieur, Baudemont
- 39 *Garantia garantiana*, (6 cm) Bajocien supérieur, Charolles, collection N. Bonnot
- 40 *Stenoceras niortense*, (4,5 cm), Bajocien supérieur, Charolles, collection N. Bonnot
- 41 *Strigoceras* sp., (10,5 cm), Bajocien supérieur, Charolles, collection N. Bonnot

**Bathonien**

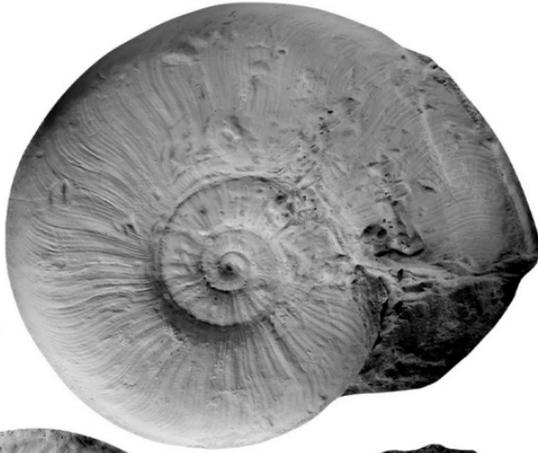
- 42 *Procerites* sp., (19 cm) Charolles

Photographies F. Gaudry et L. Pavin

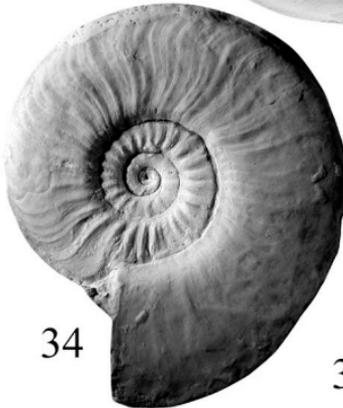
Planche 3 Toarcien



32



33

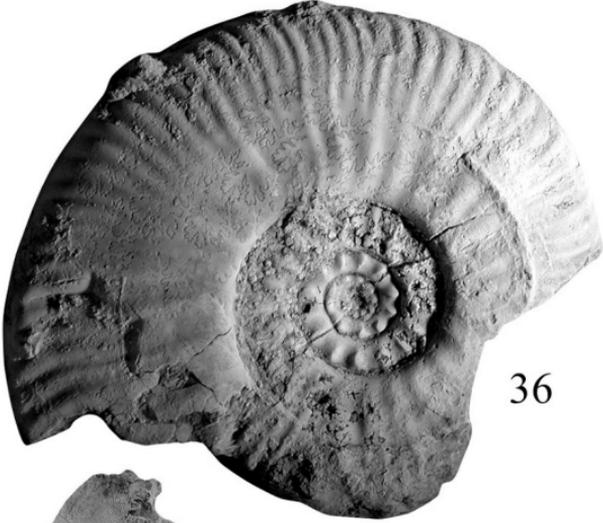


34



35

Planche 3 Toarcien et Bajocien



36



37



38

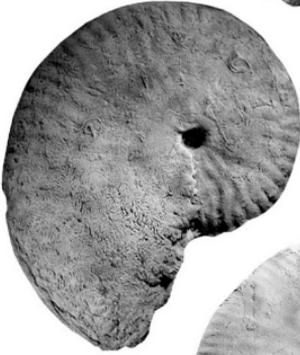
Planche 3 Bajocien et Bathonien



39



40



41



42

Achevé d'imprimer par  
par OUDIN Imprimeur  
Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1833  
Décembre 2006



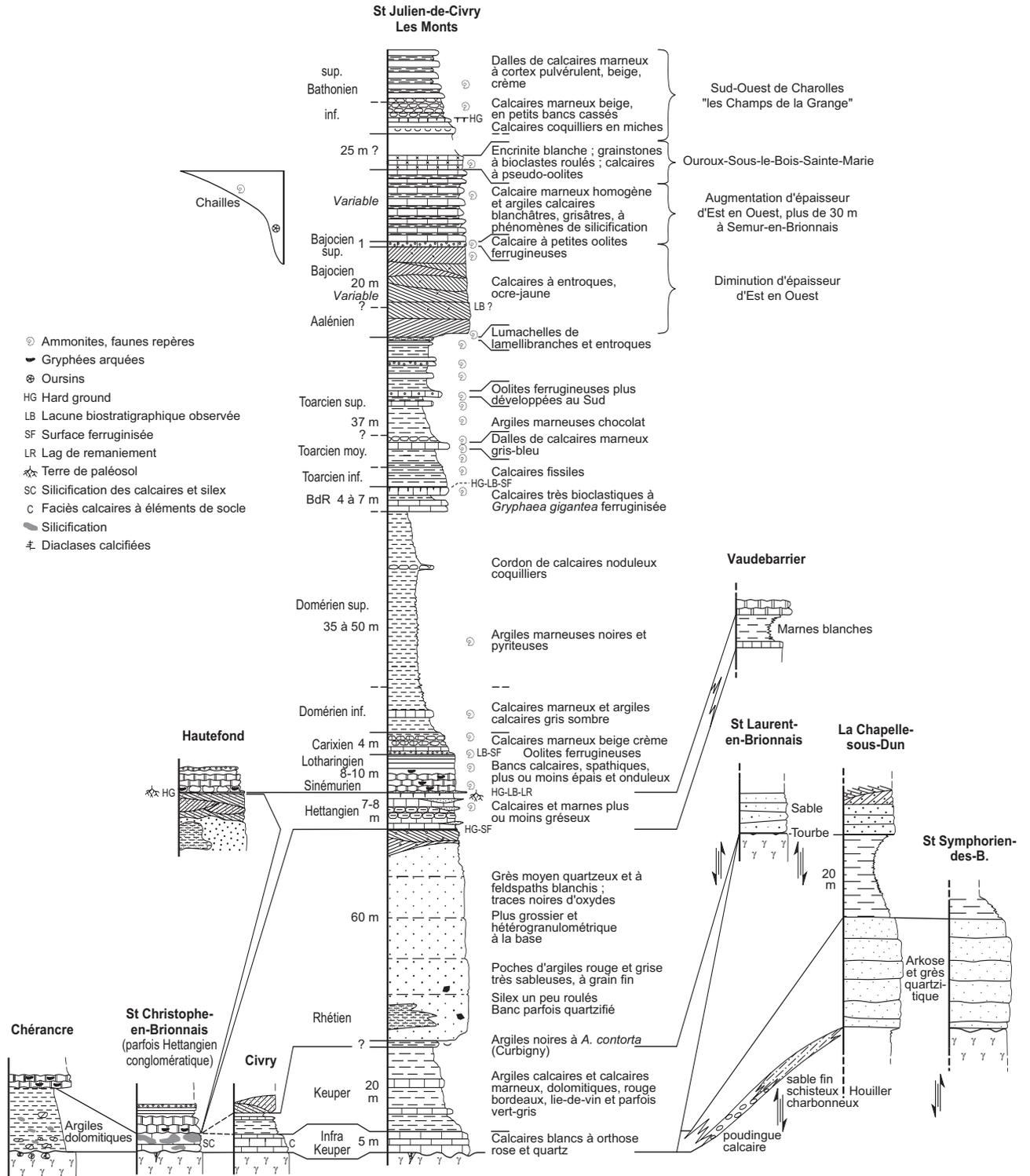
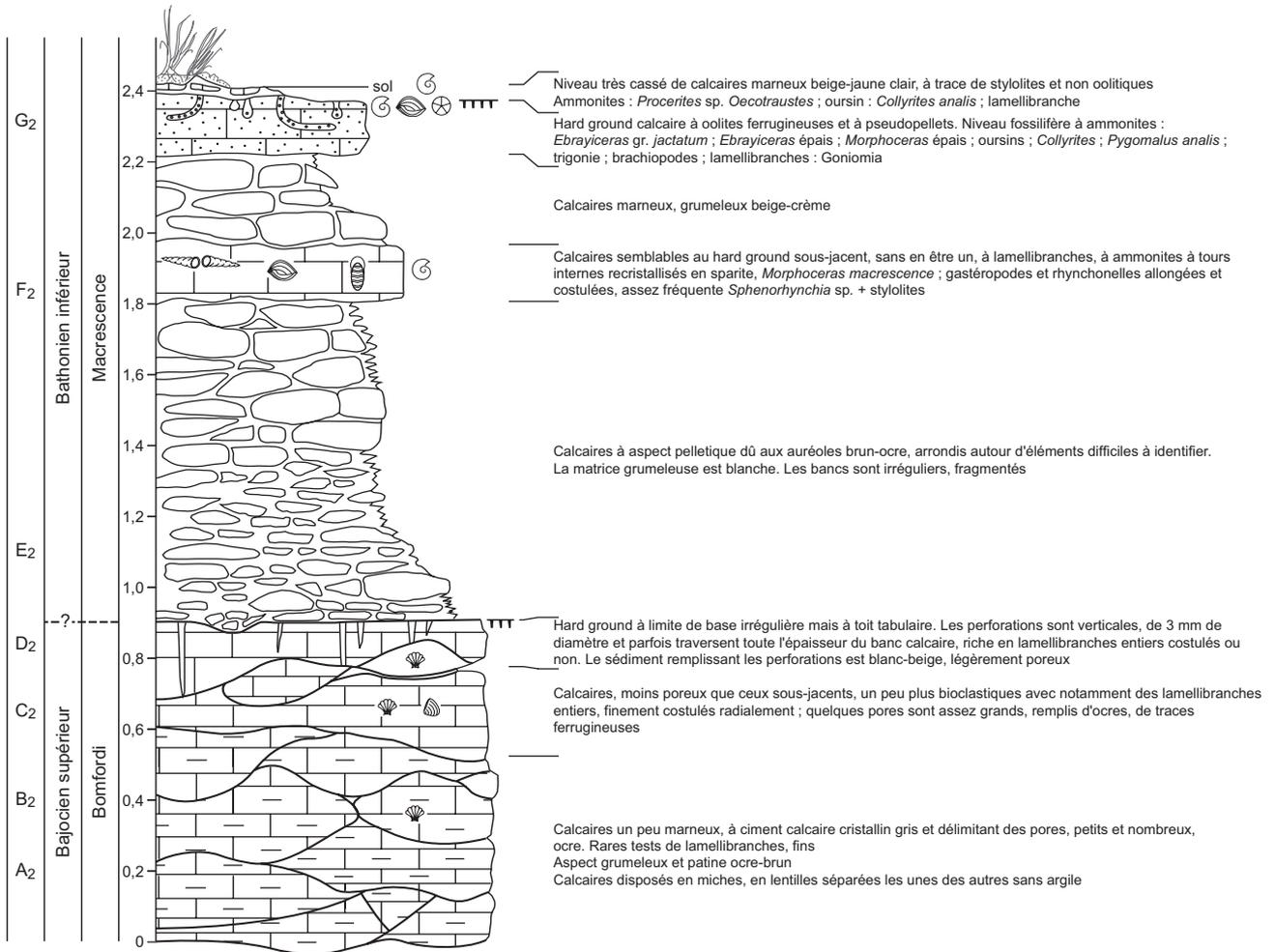


Fig. 10 - Log lithostratigraphique général pour le Secondaire

Zoom sur les 2 types de perforation  
du hard ground supérieur de la coupe



Latéralement, les niveaux de base de la coupe peuvent montrer de véritables lumachelles de petits lamellibranches. Egalement latéralement, *Parkinsonia pakipleura* fut trouvée mais sans que le niveau exact puisse être rattaché à cette coupe.

Détermination des rhynchonelles : Professeur Jean-Pierre GARCIA, Dijon.

Fig. 12 - Coupe du Champ de la Grange