



## PRIVAS

La carte géologique à 1/50 000  
PRIVAS est recouverte par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
au Nord-Ouest : LE PUY (N° 186)  
au Sud-Ouest : LARGENTIÈRE (N° 197)  
au Nord-Est : VALENCE (N° 187)  
au Sud-Est : PRIVAS (N° 198)

Le Monastier	Lamastre	Valence
Burzet	PRIVAS	Crest
Largen- tière	Aubenas	Montélimar

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

# PRIVAS

par

J. THIERRY, C. MARIGNAC, P. LEDRU,  
S. REBOULET, J. DAGAIN, G. NAUD, J. ROGER,  
B. LAUMONIER, Y. VERNHET

*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* : P. BARBEY,  
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,  
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,  
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,  
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,  
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

Échelle 1/50 000



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

**par**

**J. THIERRY, C. MARIGNAC, P. LEDRU, S. REBOULET,  
J. DAGAIN, G. NAUD, J. ROGER, B. LAUMONIER, Y. VERNHET**

**2014**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : LEDRU P., MARIGNAC C., ELMI S. (†) DAGAIN S., REBOULET S. ROGER J. (2014) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Privas (841). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thierry J., Marignac C., Ledru P., Reboulet S., Dagain J., Naud G., Roger J., Laumonier B., Vernhet Y., 166 p.

– *pour la notice* : THIERRY J., MARIGNAC C., LEDRU P., REBOULET S., DAGAIN J., NAUD G., ROGER J., LAUMONIER B., VERNHET Y. (2014) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Privas (841). Orléans : BRGM, 166 p. Carte géologique par Ledru P. *et al.* (2014).

© BRGM, 2014. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1841-2

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	<b>7</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>11</b>
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	11
<b>Formations cristallophylliennes pré-vellaves</b>	13
<b>Granites du Vivarais</b>	19
<b>Roches magmatiques pré-vellaves</b>	20
<b>Roches magmatiques et migmatites vellaves (M4)</b>	23
<b>Granites post-vellaves</b>	27
<b>Roches filoniennes</b>	33
<b>Formations sédimentaires fini-hercyniennes</b>	33
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	33
<b>Formations sédimentaires</b>	33
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	86
<b>Formations volcaniques</b>	86
<i>QUATERNAIRE</i>	97
<b>Formations superficielles</b>	97
<b>ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU SOCLE DE L'ARDÈCHE</b>	
<b>CRISTALLINE</b>	99
<i>ÉVOLUTION PRÉ-HERCYNIENNE</i>	99
<i>ÉVOLUTION HERCYNIENNE</i>	100
<b>Évolution tectono-métamorphique des Cévennes médianes</b>	100
<b>Évolution tectono-métamorphique du Vivarais oriental</b>	113
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>115</b>
<i>OROGENÈSE HERCYNIENNE</i>	115
<i>CYCLE ALPIN</i>	131
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>132</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	132
<b>Ressources en eau potable</b>	132
<b>Eaux minérales</b>	135
<b>Eaux thermo-minérales</b>	137
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	137

<b>Matériaux de carrière</b>	<b>137</b>
<b>Gisements minéraux</b>	<b>139</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>149</b>
<i>AFFLEUREMENTS REMARQUABLES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<b>149</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>149</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>166</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>166</b>

### LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Privas	<b>8</b>
Fig. 2 - Carte géologique simplifiée des Cévennes médianes (d'après Weisbrod, 1967 ; Faure <i>et al.</i> , 2001 ; Ledru <i>et al.</i> , 2001 et les travaux relatifs à la présente notice)	<b>Hors texte</b>
Fig. 3 - Exemples de petites intrusions de vaugnérîtes II syn-tectoniques (D4)	<b>Hors texte</b>
Fig. 4 - Mise en place syn-D3 et relations co-magmatiques du granite de Rocles et de la première génération de vaugnérîtes (observations dans la basse vallée du Sandron)	<b>Hors texte</b>
Fig. 5 - Fusion partielle des granites porphyroïdes	<b>Hors texte</b>
Fig. 6 - Relations co-magmatiques entre les faciès porphyroïdes et à grain fin du granite du Tanargue dans le lit du Ruisseau du Moulet	<b>30</b>
Fig. 7 - Mise en place en contexte décrochant des microgranites de Lalevade	<b>32</b>
Fig. 8 - Coupes lithostratigraphiques corrélées du Trias de la bordure ardéchoise sur la feuille Privas (Finelle, 1981 ; Courel <i>et al.</i> , 1984)	<b>Hors texte</b>
Fig. 9 - Coupe détaillée de l'Hauterivien de Cougourdas près de Saint-Pierre-La-Roche	<b>82-83</b>
Fig. 10 - Caractéristiques de la déformation synmigmatitique M3 (Pont de Bayzan, lit de l'Ardèche au Nord de Lalevade, feuille Burzet)	<b>Hors texte</b>
Fig. 11 - Pli P3 décamétrique dans les paragneiss migmatitiques (M3), à la sortie nord du village du Bouchet (Nord-Ouest de Génestelle)	<b>102</b>

- Fig. 12 - Exemple de pli P3 kilométrique : le pli du Coulet dans la vallée du Ruisseau du Mas (Nord Antraigues), coupe sur le flanc ouest de la vallée **Hors texte**
- Fig. 13 - Préservation des caractéristiques de la déformation syn-migmatitique M3 au cours de la migmatisation M4 dans la haute vallée de la Volane (Nord du Terret) **Hors texte**
- Fig. 14 - Relations entre la granitisation vellave et la déformation D4 (environs de Montpezat, feuille de Burzet) **104**
- Fig. 15 - Quelques aspects des déformations en extension contemporaines de la migmatisation M4 et des granites vellaves (événement D5). Toutes ces observations se font sur le revers méridional de rides du granite du Velay **Hors texte**
- Fig. 16 - Chemin P-T-temps des Cévennes Médiannes d'après P. Barbey *et al.* (2005) **108**
- Fig. 17 - Carte simplifiée des Cévennes Médiannes montrant la diversité des conceptions relatives à l'articulation entre l'épi-mésoszone et la catazone (d'après Weisbrod, 1967 ; Faure *et al.*, 2001 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Bouilhol *et al.*, 2006, et les travaux relatifs à la présente notice) **Hors texte**
- Fig. 18 - Coupe interprétative entre Joyeuse et la vallée du Lignon (feuilles Largentière et Burzet), montrant les caractéristiques de la transition épizone-catazone **Hors texte**
- Fig. 19 - Interprétation de l'événement D\*3-M\*3 en termes d'écoulement dans la croûte moyennement fondue **Hors texte**
- Fig. 20 - Interprétation du contexte de mise en place des granites du Velay et des événements D\*4 et M\*4 **126**
- Fig. 21 - Modèle spéculatif de la signification géodynamique des événements tectono-métamorphiques et magmatiques du Viséo-Stéphaniens dans les Cévennes Médiannes **Hors texte**
- Fig. 22 - Limites de la concession de Veyras pour minerai de fer (Aubague, 1961) **Hors texte**
- Fig. 23 - Plan du bassin houiller de Prades et coupe schématique E-W (Desrousseaux, 1938) **Hors texte**

## LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Tableau comparatif des séquences d'événements proposées par divers groupes d'auteurs pour le Massif central et les Cévennes, par rapport à la chronologie adoptée dans la présente notice	<b>Hors texte</b>
Tabl. 2 - Carrières répertoriées dans la banque de données du sous-sol sur la feuille de Privas (BSS, BRGM)	<b>136</b>
Tabl. 3 - Indices minéralisés répertoriés dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)	<b>140-141</b>
Tabl. 4 - Inventaire et coordonnées géographiques d'une partie des affleurements d'intérêt décrits dans la section « Description des terrains » de la présente notice	<b>148</b>

## LISTE DE PLANCHES

Pl. 1 -Aspects des sills vagnéritiques de première génération (Vagnérites I) intrusifs dans les migmatites 3 de la vallée de la Beaume (feuille Largentière)	<b>Hors texte</b>
Pl. 2 -Les vagnérites I : « schistes vagnéritiques » (a-b) et grand sill replissé en P3 (c-f)	<b>Hors texte</b>
Pl. 3 -Développement de la migmatisation M4 dans les leptynites, les orthogneiss et les paragneiss migmatitiques M3	<b>Hors texte</b>
Pl. 4 -La cordiérite dans les granites du Velay	<b>Hors texte</b>

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Privas couvre un territoire de  $29,5 \times 20$  km ( $590$  km<sup>2</sup>) (fig. 1). Administrativement, elle se situe entièrement dans le département de l'Ardèche (07). La toponymie utilisée est celle de la carte topographique au 1/50 000 (IGN, feuille 2937, édition 1988) servant de fond à la carte géologique.

Son relief est déterminé, au premier ordre, par le jeu de la zone de faille des Cévennes, orientée SW-NE d'Aubenas à Privas et au-delà, et du côté NW, par le soulèvement du Massif central qui lui est lié. Il en résulte l'opposition entre le Haut Vivarais cristallin (socle hercynien), au Nord-Ouest de la carte, où les altitudes dépassent  $1\ 000$  m, et le Bas Vivarais sédimentaire (couverture du socle) au Sud-Est, où les altitudes s'abaissent en-dessous de  $500$  m ; la pente générale se fait donc du Nord-Ouest au Sud-Est, en direction de la vallée du Rhône (fig. 1). L'Est du Haut Vivarais, en gros le bassin de l'Eyrieux, correspond au pays des Boutières, également connu dans la littérature géologique sous le nom de Vivarais oriental, et dont la partie méridionale occupe l'angle nord-est de la feuille.

Sur la feuille Privas, ce dispositif est compliqué par l'existence d'un axe topographique NW-SE coupant la carte en diagonale, surtout marqué par le vaste plateau volcanique des Coirons (ou du Coiron), dans le quart sud-est de la feuille. Cet axe détermine la ligne de partage des eaux entre, au Nord-Est, les affluents de l'Eyrieux (Glueyre, Auzène, Boyon), l'Ouvèze et le Payre, d'orientation moyenne E-W, et au Sud-Ouest, le bassin de l'Ardèche, dont les affluents en rive gauche sont plutôt N-S (Bourges sur la feuille Burzet, Bezorgues, Volane, Sandron, etc.).

Le Vivarais cristallin (Haut Vivarais) est un pays de vallées, de crêtes (serres) étroites, rocheuses, entaillées dans les migmatites et les granites, aux versants pentus, passant vers le Nord-Ouest à de hauts plateaux (« Montagne ardéchoise »). Le Vivarais sédimentaire (Bas Vivarais) présente un paysage plus ouvert sculpté dans les marno-calcaires mésozoïques, tandis que le plateau du Coiron est un entablement basaltique entouré de falaises. Du point de vue toponymique, les habitants du lieu privilégient fréquemment l'emploi de la forme au pluriel « Coirons », cette graphie est aussi celle employée dans beaucoup de publications relatives au volcanisme dit « des Coirons », c'est cette dernière forme qui sera utilisée ici.

La pluviométrie, qui est de  $800$ - $900$  mm dans le Bas Vivarais, atteint, voire dépasse  $1\ 000$ - $1\ 200$  mm sur la Montagne. Le régime des pluies est déjà méditerranéen, avec les printemps et surtout des automnes arrosés, des étés longs et secs, mais orageux, et des hivers modérément arrosés ; les violentes



pluies d'automne (épisodes cévenols sur les reliefs) sont responsables d'inondations parfois spectaculaires. Si les basses terres bénéficient d'un climat doux, les hivers deviennent rudes (froid, neige, vent) sur la Montagne et les Boutières. Le climat du plateau des Coirons est intermédiaire entre ceux du Bas et du Haut Vivarais.

À ces contrastes topographique et climatique se superpose un contraste de végétation très marqué, d'autant plus que le substrat, basique dans le Bas Vivarais, est généralement acide dans le Haut Vivarais (granites et migmatites, grès triasiques). On voit ainsi se succéder, du Sud-Est vers le Nord-Ouest : la série du Chêne pubescent dans le Bas Vivarais ; puis les séries du Chêne sessile et du Pin sylvestre, avec le Châtaignier (étage collinéen entre 600 et 900 m) ; enfin l'étage du Hêtre et/ou du Sapin à l'approche des hauts plateaux, froids et humides.

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

La carte Privas présente deux grandes régions géologiques bien différentes, de part et d'autre de la zone de faille des Cévennes, orientée NE-SW (voir schéma structural) :

- au Nord-Ouest, le Vivarais, c'est-à-dire la partie moyenne de la bordure sud-orientale du socle hercynien du Massif central, qui s'allonge du Lyonnais au Nord jusqu'aux Cévennes au Sud-Ouest ;
- au Sud-Est, une partie de la bordure nord-occidentale du bassin sédimentaire du Sud-Est, dont les terrains mésozoïques constituent la couverture du socle vivarois.

Plus précisément, on reconnaît sur la feuille Privas trois grands ensembles lithologiques :

- les terrains cristallophylliens (micaschistes, gneiss et migmatites) et granitiques du socle hercynien haut-vivarois, et en particulier, l'extrémité méridionale du très grand massif granitique du Velay, qui se développe largement au Nord ;
- les terrains sédimentaires, marno-calcaires, du Bas Vivarais ;
- les terrains volcaniques du plateau des Coirons et, plus localement, du Vivarais cristallin.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

La reconnaissance géologique de la région s'est d'abord faite dans le cadre du lever de la carte géologique de Privas à 1/80 000 :

- 1<sup>re</sup> édition (1908) par M. Boule, E. Haug, Ch. Depéret, F. Roman, W. Kilian, G. Sayn, V. Pasquier et Ch. Jacob ;
- 2<sup>e</sup> édition révisée (1939) par G. Goguel et F. Roman ;
- 3<sup>e</sup> édition (1967) par Ch. Sanitas, G. Demarcq, P. Grangeon, A. Bonnet et J. Desoignies.

## **Le socle hercynien**

Avant que ne soient entamées les recherches menées dans le cadre de l'établissement de la carte géologique à 1/50 000, le socle de la région a fait l'objet des travaux de thèse de Q. Palm (« Les roches cristallines des Cévennes médianes à hauteur de Largentière », 1957), A. Weisbrod (« Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes », 1970) et J. Didier (« Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français », 1963).

Les travaux de levés pour l'établissement de la carte de Privas à 1/50 000 (*cf.* carte de répartition) se sont étalés :

- de 1970 à 1990, de l'Ouest vers l'Est, ils ont été conduits par une équipe de l'université de Nancy composée de : A. Weisbrod, J. Macaudière, C. Marignac, T. Juteau, J. Leroy, et plus particulièrement pour le secteur oriental par : B. Laumonier, A. Cheilletz et C. Marignac. Durant cette période, les conditions d'affleurement se sont sérieusement dégradées et la végétalisation (genêts et ronciers) rendent maintenant difficile la progression et la recherche d'affleurements hors des routes et des sentiers ;
- de 1990 à 1992 par P. Ledru et G. Courrioux (BRGM).

## **La couverture sédimentaire mésozoïque**

J. Roger (BRGM) a assuré le lever des formations du Trias et a rédigé la partie de notice correspondante.

À la suite des feuilles Largentière (1974), Crest (1976), Bessèges (1989) et Aubenas (1996), les levés cartographiques des terrains jurassiques de la feuille Privas ont été réalisés par S. Elmi, professeur à l'Université de Lyon 1 ; une minute de cette carte géologique à 1/50 000 a été disponible dès 2004. Toutefois, la rédaction de la partie consacrée au Jurassique de la notice explicative n'a pas pu être menée à bien suite au décès de S. Elmi survenu au tout début de l'année 2007. De plus, cet auteur, qui avait une connaissance géologique encyclopédique sur cette région du Bas Vivarais, n'avait rédigé aucun document pouvant être considéré comme une ébauche de notice.

La rédaction de cette partie de la notice concernant les terrains de l'intervalle stratigraphique Hettangien – Callovien ardéchois a été assurée par J. Thierry, professeur honoraire à l'université de Dijon, elle s'appuie en permanence sur les

documents publiés par S. Elmi, en particulier sa thèse monumentale (Elmi, 1967), dans laquelle sont décrites en détail un grand nombre de coupes, et sur les notices des feuilles adjacentes à celle de Privas : Largentière (Elmi *et al.*, 1975), Crest (Chenevoy *et al.*, 1977), Bessèges (Elmi *et al.*, 1989) et Aubenas (Elmi *et al.*, 1996). Pour l'intervalle Oxfordien – Tithonien, il sera fait constamment référence aux travaux fondamentaux réalisés par les auteurs lyonnais dans la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Toutes les publications correspondantes sont référencées en fin de notice.

Les formations du Crétacé ont été levées par S. Reboulet (Université de Lyon) qui a rédigé la partie de la notice explicative correspondante.

### **Le volcanisme**

Les seules études antérieures des roches de cette région sont celles de M. Faujas de Saint-Fond (1778), M. Boule (1906), E. Jérémie (1927), P. Grangeon (1960), J.-C. Den Boer (1957), P.-S. Frain de la Gaulayrie (1973) et G. Camus et G. Kieffer (1978a, b). Les formations volcaniques ont été cartographiées par G. Naud et une maquette remise en 1973, des levers complémentaires et le dessin de la maquette ont été assurés par J. Dagain (BRGM).

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

La feuille Privas, très complexe, présente trois grands ensembles de terrains :

- des terrains métamorphiques et granitiques paléozoïques appartenant au socle hercynien de la bordure orientale du Massif central ;
- des terrains sédimentaires mésozoïques (Trias à Crétacé) qui en constituent la couverture et appartiennent au bassin du Sud-Est ;
- des formations volcaniques cénozoïques et quaternaires.

### *PALÉOZOÏQUE*

Les terrains du socle hercynien occupent les deux tiers de la feuille Privas et affleurent selon une bande grossièrement orientée SW-NE, allant de Vals-les-Bains à Privas. Ils y représentent la bordure méridionale du vaste batholite carbonifère du granite du Velay, intrusif dans un ensemble cristallophyllien complexe, affecté de plusieurs phases de déformation et de métamorphisme, allant jusqu'à la fusion partielle (migmatites). Plusieurs générations de massifs granitiques circonscrits ajoutent à la complexité de l'ensemble.

Les terrains cristallophylliens (orthogneiss, micaschistes, migmatites) du Massif central sont aujourd'hui interprétés comme résultant de l'empilement, lors des événements mésovarisques (Dévonien et Carbonifère inférieur), de trois unités tectono-métamorphiques majeures, soit du haut vers le bas (Ledru *et al.*, 1994a, b) :

- l'Unité Supérieure des Gneiss (USG), à reliques de métamorphisme de (très) haute pression ;
- l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG), sans reliques de haute pression ;
- l'Autochtone Relatif (AR).

Sur la feuille Privas, on peut distinguer deux grands ensembles de terrains cristallophylliens séparés par le granite syntectonique de Rocles (fig. 2, hors texte) :

- au Nord et au Sud-Ouest, la terminaison nord-orientale des séries catazonales des Cévennes Médiannes (feuilles Largentièrre et Burzet ; Weisbrod, 1974, Bambier *et al.*, 1985) ;
- dans l'angle nord-est, les séries épi- à mésozonales du Vivarais Oriental (feuilles Crest et Valence ; Chenevoy et Ravier, 1968).

Les séries catazonales des Cévennes Médiannes comportent deux termes majeurs, l'un essentiellement métasédimentaire, qualifié de « Série cévenole », l'autre, orthodérivé, qualifié de « Série ardéchoise » (Maignac *et al.*, 1980 ; noter que ces termes sont redéfinis par rapport à la notice de la feuille Largentièrre (1974). Par rapport à la schistosité régionale S2 supposée initialement à plat, la Série ardéchoise se plaçait sous la Série cévenole (*cf. infra*). En l'absence de datations, il est toutefois impossible de dire si la Série ardéchoise a valeur de socle cadomien ou, au contraire, s'il s'agit d'un laccolite ordovicien, comme il y en a tant dans la chaîne varisque occidentale. Vers le Sud-Ouest (feuille Largentièrre), la série catazonale cévenole, quant à elle, semble passer en continu vers le haut à des micaschistes méso- à épizonaux, qui sont eux-mêmes recouverts en contact tectonique par un ensemble largement orthodérivé, la Série de Joyeuse et ses orthogneiss appelés « Schistes amygdalaires ». Cette série de Joyeuse est communément rapportée à la nappe de l'UIG (Ledru *et al.*, 1994a, b) tandis que les schistes des Cévennes sous-jacents sont rattachés à l'AR. Il s'ensuit donc que la Série cévenole, qui prolonge vers le bas les schistes des Cévennes, et la série ardéchoise, qui en constitue le substratum apparent, font également partie de cet ensemble parautochtone : les orthogneiss œillés caractéristiques de la série ardéchoise (*cf. infra*) ne seraient donc pas l'équivalent structural des orthogneiss œillés de l'Arc de Fix, réputés d'âge cambrien, qui se développent largement vers l'Ouest et qui appartiennent sans conteste à l'UIG. Cette interprétation suppose qu'il existe entre les deux ensembles orthogneissiques une limite tectonique, qui reste toutefois à identifier.

Les séries du Vivarais Oriental, de leur côté, sont reconnues depuis longtemps (Vigot, 1965) comme des termes relativement élevés de la série des Schistes des Cévennes. Toutefois, les rapports de cet ensemble vivarois avec celui des Cévennes Médiannes restent problématiques en raison, d'une part, du saut métamorphique qui sépare le Vivarais Oriental de la catazone des Cévennes médianes, et d'autre part de l'intercalation, entre ces deux ensembles, d'une petite Unité de Saint-Julien, dont les affinités sont plutôt avec l'USG (*cf. infra*).

Plusieurs ensembles de granitoïdes envahissent les formations cristallophylliennes. Le plus important est le granite du Velay, dont la partie sud-orientale affleure sur la feuille Privas. À ce granite est associée une intense migmatitisation qui affecte les séries des Cévennes médianes, avec formation de granites d'anatexie. Par rapport à ces granites vellaves, on peut reconnaître des granites pré-vellaves, associés à des roches basiques connues sous le nom de vaugnérîtes, et des granites post-vellaves. Les séries du Vivarais oriental sont recoupées par le granite de Saint-Cierges-la-Serre et séparées des séries des Cévennes médianes par le granite pré-vellave de Rocles.

### **Formations cristallophylliennes pré-vellaves**

Pour l'explication des stades de déformation (Di, Pi, Si) et de métamorphisme (Mi) auxquels on se réfère dans les descriptions qui suivent, se reporter au chapitre « Évolution hercynienne » (p. 72-sq).

## **Orthogneiss, micaschistes et migmatites (M3)**

### **Vivarais oriental**

#### ***Unité du Boyon***

L'Unité du Boyon est en continuité apparente avec l'unité de Saint-Julien sur la feuille de Privas, mais en est nettement séparée plus au Nord par une lame subverticale de granite mylonitisé de direction NE-SW (granite de Ponsoye). Une première lithostratigraphie de l'Unité du Boyon, appuyée sur une première synthèse cartographique, proposée par M. Vigot (1965), a servi de base aux définitions d'unités à valeur de formations qui sont représentées sur la présente carte.

Les formations du Boyon sont maintenant décrites dans leur ordre lithostratigraphique apparent, *i.e.* par rapport à S2 supposée horizontale et du bas vers le haut.

**SF. Formation de Flaviac.** Très proches du granite de Saint-Cierges, ces schistes prennent un faciès de cornéenne. C'est une alternance de micaschistes sombres et de niveaux leptynitiques à grenat, qui pourrait rappeler les schistes rubanés du Boyon.

Le métamorphisme de contact s'y traduit par l'abondance de biotite et de muscovite post-S3, associées à de l'andalousite et de la cordiérite. De la sillimanite apparaît au voisinage immédiat du granite de Saint-Cierges.

**SG. Formation de Gruas.** Ce sont les « schistes gréseux » de M. Vigot (1965). C'est une formation hétérogène, où alternent quartzites et micaschistes en bandes métriques à centimétriques, qui ressemble assez aux Schistes hétérogènes du Boyon, d'autant plus qu'elle contient deux bancs de quartzites de puissance métrique (10 m pour le quartzite de Gruas). Mais elle est fortement affectée par le métamorphisme de contact du granite de Saint-Cierges, ce qui empêche d'évaluer son identité potentielle avec les Schistes du Boyon.

**SSV. Formation de Saint-Vincent.** Ces puissants schistes sombres, à patine rouille à l'affleurement, mais noirs à la cassure (abondance de graphite), ont valeur de niveau repère dans l'unité relativement monotone du Boyon.

Le passage des Schistes hétérogènes du Boyon aux Schistes de Saint-Vincent est très rapide, par perte des séquences quartzzeuses. Vers le sommet, des passées de micaschistes plus clairs rappellent encore le Boyon, mais l'homogénéisation se fait sur quelques mètres.

Les micaschistes de Saint-Vincent sont riches en andalousite, certaines syn-D3 (And a), d'autres post-cinématiques (And b), avec un habitus typique de chialolite. Ils présentent plusieurs niveaux riches en gros grenats ( $\leq 1$  cm) et l'on y rencontre trois niveaux de quartzites noirs de quelques centimètres de puissance, au Gourmier.

Au microscope, les grenats ont les mêmes caractéristiques que ceux des Schistes hétérogènes du Boyon, tandis que l'andalousite apparaît toujours strictement post-cinématique pour S2. Il y a deux générations, dont l'une (And a) est clairement anté- à syn-cinématique pour S3, ainsi qu'une génération de petites biotites associées, tandis que l'autre (And b, à habitus de chialolite), qui est très nettement post-S3, semble toutefois antérieure à D4.

**ShB-SrB. Formation du Boyon Schistes hétérogènes (Schistes rubanés).** Cet ensemble puissant et très hétérogène de micaschistes plus ou moins quartzzeux, de quartzo-phyllades, de quartzites et de quartzo-leptynites, s'organise en deux membres, dont les limites sont très diffuses, le passage s'effectuant sur une cinquantaine de mètres.

Le membre inférieur (ShB, **Schistes hétérogènes**) est dans l'ensemble plus riche en micaschistes, en même temps que s'y développent des quartzophyllades et des lits de quartzite ; on y trouve encore un rubanement, irrégulier cette fois, marqué par des alternances de quartzophyllades à rubanement millimétrique et

passées de schistes noirs (qui annoncent les Schistes de Saint-Vincent sous-jacents) avec des micaschistes à grenat (allant jusqu'au centimètre).

Au microscope, les grenats, riches en almandin, sont pour la plupart syn-D2 (avec un stade de croissance précoce inter-1-2 et une croissance finale syn-S2, et parfois des structures rotationnelles), mais ils possèdent toujours une auréole de surcroissance post-S2. Une génération de grenats post-S2 (mais anté-D3), associée à de la biotite, existe aussi. Ces grenats, ainsi que les auréoles de surcroissance, sont appauvris en grossulaire relativement aux grenats synchronématiques.

Le membre supérieur (SrB, **Schistes rubanés**) consiste en alternances décimétriques de niveaux quartzo-feldspathiques de couleur claire, à rubanement millimétrique, et de niveaux de micaschistes fins, homogènes, de teintes vert sombre à noire, riches en biotite, mais dépourvus de grenats ou d'ocelles d'albite.

La transition entre les deux membres se fait par l'apparition de quartzites et le développement progressif du grenat dans les micaschistes, en même temps que le rubanement perd de sa régularité et que les quartzo-leptynites se raréfient puis disparaissent.

Plusieurs bancs de quartzite (plus ou moins lenticulaires), de puissance métrique, s'observent au sein des Schistes hétérogènes : lentilles de quartzites roses du Col de Rotisson et du Cros du Roure ; quartzites gris rubanés du Serre de l'Eglise. Au microscope, les quartzites contiennent, outre le quartz, de la biotite, chlorite et muscovite, avec comme accessoires, soit du grenat, soit de l'épidote (clinozoïsite).

**SL. Formation de Lyas, schistes rubanés à niveaux d'orthogneiss « gneiss amygdalaires »** (Sozg). Nommés « gneiss albitiques » par M. Vigot (1965), ce sont des micaschistes compacts, riches en quartz et surtout en ocelles d'albite, ainsi qu'en minuscules grenats. Ils sont homogènes, quoique des variations de la densité des ocelles d'albite y dessine un rubanement discret. Leur couleur grise et leur débit « en plaquettes » sont caractéristiques sur le terrain.

L'assemblage minéral est à quartz-albite-muscovite-chlorite-biotite-grenat. Au microscope, les ocelles d'albite sont des porphyroblastes, avec un cœur syn-cinématique pour D2 (inclusions carbonées) et une couronne post-S2. Une partie des micas et de la chlorite est post-S2.

Les schistes de Lyas passent sur quelques mètres aux Schistes rubanés du Boyon sous-jacents, de façon récurrente, par alternances décimétriques de

schistes albitiques et de schistes rubanés à rubanement centimétrique et typiquement dépourvus d'ocelles albitiques.

Le passage aux schistes de Lyas sous-jacents est marqué par un niveau plurimétrique (~ 10 m de puissance) de gneiss amygdalaires (Sozg). Considéré comme un métaconglomérat par M. Vigot (1965), ce niveau est un gneiss leptynitique à quartz-biotite-chlorite-microcline et grands « yeux » centimétriques de microcline polycristallin (les « galets »), qui représente probablement le produit du métamorphisme d'un sill de microgranite.

Un deuxième niveau de gneiss amygdalaires se rencontre au sein des schistes de Lyas sus-jacents.

### **SB. Formation de Bruzac (Gneiss de Bruzac, Schistes à minéraux).**

Bien visible dans les vallées du Mézayon et du Boyon, la Formation de Bruzac, très hétérogène, comprend des quartzites et quartzophyllades, des leptynites et des micaschistes plus ou moins quartzeux ou plus ou moins feldspathiques, riches en grenat (parfois de grande taille) et staurotide, et où peuvent s'observer des lits plus ou moins lenticulaires de grenatite. La formation se subdivise grossièrement en un membre supérieur, où dominent les formations quartzo-feldspathiques (Gneiss de Bruzac), et un membre inférieur, où dominent les micaschistes (Schistes à minéraux) à grenat ( $\leq 5$  mm), staurotide et parfois disthène. La tourmaline est localement abondante.

Au microscope, le grenat, riche en almandin, est le plus souvent homogène, avec des critères de croissance entre S1 et S2, mais il peut être zoné, avec un cœur syncinématique (S2) riche en inclusions de graphite et une couronne post-S2. La staurotide est toujours post-cinématique et pousse sur le grenat. Le disthène, au contraire, est précoce. Une partie des grenats est déstabilisée en biotite-chlorite.

### **Unité de Saint-Julien**

Cette unité se développe vers le Nord, où elle comprend, en plus des Gneiss du Mézayon présents sur la feuille de Privas, des gneiss à biotite, des orthogneiss (Gneiss de Colombes) et un ensemble d'amphibolites à grenat et de leptynites. Elle se rattache probablement à l'Unité Supérieure des Gneiss (Ledru *et al.*, 1994a, b), mais sa position dans l'édifice structural local reste peu claire.

**ζM. Gneiss du Mézayon.** Bien visibles dans la vallée du Mézayon en amont de Privas, où ils ont été définis, ce sont des gneiss hétérogènes à deux micas. Leur association minéralogique est à quartz-biotite-apatite-sillimanite-feldspath potassique et muscovite. Ils se présentent comme des gneiss migmatitiques, avec des leucosomes quartzo-feldspathiques et des mélanosomes à biotite-

sillimanite-apatite. La muscovite, qui se présente en grandes lames dessinant la schistosité régionale (avec une deuxième génération de sillimanite fibreuse en inclusion), est rétomorphique. Les Gneiss du Mézayon sont donc des métamigmatites. Leur schistosité monoclinale à muscovite est parallèle à celle de l'unité du Boyon (c'est donc une S2, cf. *infra*), sur laquelle les Gneiss du Mézayon reposent en apparente continuité. Au contact entre ces gneiss et la Formation de Bruzac sous-jacente, on observe toutefois un niveau de leptynites très étirées qui pourraient représenter un horizon mylonitique.

## Cévennes médianes

### *Série ardéchoise*

$\zeta\gamma^3$ . **Gneiss œillés leucocrates et « leptynites » (leucogneiss) à biotite-sillimanite.** La Série ardéchoise comporte deux termes : l'un où dominant les gneiss œillés, l'autre essentiellement leptynitique (l'appellation traditionnelle de « leptynites » pour des roches que la nomenclature actuelle classe comme des leucogneiss a été conservée ici pour des raisons de cohérence avec les travaux plus anciens). Sur la feuille de Burzet, plus à l'Ouest, ces deux termes ont été séparés sur la base d'une disposition constante des gneiss œillés sous les leptynites. Si une telle disposition se rencontre localement sur la feuille Privas, elle n'y est pas systématique et, de plus, les leptynites paraissent souvent manquer et les gneiss œillés sont de loin le faciès dominant. Ces deux termes n'ont donc pas pu être séparés sur la feuille Privas.

*Les gneiss œillés* sont à quartz, orthose, oligoclase, biotite, sillimanite (fibrolite, parfois abondante, parfois rare), apatite, zircon  $\pm$  grenat. Les yeux, de taille variable (1-10 cm) et irrégulière, montrent typiquement la macle de Carlsbad. Les textures sont variables, en fonction de la plus ou moins grande abondance des yeux. Ces gneiss sont le plus souvent de teinte relativement claire, mais il existe des faciès sombres, d'aspect tonalitique. Certains sont riches en biotite et grenat, comme par exemple sur la route d'Arlix à la sortie de Vals-les-Bains, où le grenat est syn-S2. Aux gneiss œillés proprement dits, s'ajoutent des intercalations plus ou moins leptynitiques qui amplifient leur aspect hétérogène à l'échelle cartographique. On y trouve aussi des zones plus ou moins bien définies riches en yeux feldspathiques de grande taille (5-10 cm), qui présentent parfois une texture graphique.

Ces gneiss œillés sont interprétés comme des métagranites porphyroïdes peralumineux, avec leur cortège d'aprites (les intercalations leptynitiques) et de pegmatites (les « nids » de mégacristaux).

*Les leptynites*, de teinte claire (souvent rosée) et d'aspect très compact à l'affleurement, sont à quartz, orthose perthitique, albite, biotite, sillimanite fibrolitique  $\pm$  grenat (ce dernier généralement millimétrique, mais pouvant

atteindre le centimètre). La biotite y est rare et la schistosité S2 est surtout soulignée par la fibrolite. Ce sont des roches à texture très variable, le plus souvent finement rubanées, parfois à petits yeux d'orthose.

Ces leptynites ont la composition chimique de leucogranites peralumineux. Elles peuvent représenter des faciès différenciés de la suite peralumineuse à laquelle appartiennent les gneiss œillés. Dans l'hypothèse où la Série ardéchoise serait un socle pour les métasédiments cévenols, et dans la mesure où elles sont souvent observées au-dessus des gneiss œillés, les leptynites pourraient aussi représenter une nappe d'ignimbrites.

**ΜζΥ. Orthogneiss migmatitiques « lit par lit ».** Les gneiss œillés fondent très facilement, de sorte que sur le terrain la migmatisation 3 semble progresser plus vite dans les termes de la Série ardéchoise que dans ceux de la Série cévenole. Les gneiss œillés migmatitiques prennent l'apparence de gneiss quartzo-feldspathiques rubanés et les différences de composition signalées précédemment restent visibles.

Malgré leur composition essentiellement quartzo-feldspathique, la compacité des leptynites leur a en revanche dans l'ensemble évité la fusion partielle M3.

La séparation cartographique entre ces migmatites 3 et les migmatites vellaves à cordiérite est difficile, pour des raisons qui seront explicitées plus loin.

### *Série cévenole*

**ξ. Micaschistes et paragneiss à biotite-sillimanite, quartzites.** Sur la feuille Largentière, la partie épi- à mésozonale de la Série cévenole s'organise, du haut vers le bas, en une succession de formations qui n'est pas sans rappeler celle de l'Unité du Boyon du Vivarais Oriental (*cf. supra*) : Schistes rubanés de la Drobie (alternances pluricentimétriques de micaschistes plus ou moins riches en quartz et plagioclase, et de quartzites plus ou moins feldspathiques), Schistes noirs alumineux de la Beaume, Quartzites de Saint-Mélany et du Gua (alternances décimétriques à métriques de micaschistes riches en quartz et de quartzites ou de quartzo-leptynites).

Quoique l'intensité du métamorphisme et de la migmatisation tende à effacer le détail des anciennes structures sédimentaires, il semble que ces termes lithologiques, ou des termes semblables, soient également présents dans la catazone, où l'on rencontre le plus souvent : soit des micaschistes alumineux plus ou moins homogènes, soit des alternances de micaschistes et de niveaux gris plus compacts, gneiss quartzeux à grain fin, quartzites à biotite et quartzo-leptynites. Il est donc probable que ce soient surtout les termes les plus profonds (Schistes noirs de la Beaume et Quartzites de Saint-Mélany et du Gua) qui

participent à la Série cévenole catazonale. Il n'a cependant pas été possible de différencier ces deux unités au niveau cartographique dans la catazone.

Les bancs de quartzite les plus épais contiennent souvent un mince niveau verdâtre de *quartzite à minéraux calco-magnésiens*, contenant quartz, bytownite, hornblende, diopside, grossulaire, sphène ± scheelite. Il est considéré, dans la notice de la feuille de Burzet, comme un horizon repère unique, mais cela n'a pas pu être démontré sur le territoire de la feuille Privas, où il n'a pas été possible de le suivre sur de longues distances.

Des *intercalations de bancs métriques de leptynite* s'observent également dans les micaschistes autour de Lalevade.

**M<sub>3</sub>C. Paragneiss migmatitiques « lit par lit », orthoamphibolites.** Le développement de la fusion partielle a pour effet de donner une apparence gneissique aux micaschistes, de sorte que la Série cévenole prend un aspect de paragneiss rubané relativement homogène. Néanmoins, les deux ensembles visibles dans la mésozone et la catazone restent reconnaissables, car les gneiss gris, les quartzites et les quartzo-leptynites, par ailleurs plus difficiles à fondre, échappent d'autant mieux à la fusion partielle qu'ils étaient initialement plus compacts et donc moins accessibles à l'eau (niveaux résistants ou « resisters »).

La séparation cartographique entre ces migmatites M3 et les migmatites vellaves à cordiérite est difficile, pour des raisons qui seront explicitées plus loin.

Un niveau d'*amphibolites* rubanées existe au sein de la Série cévenole. Bien connu sur la feuille Burzet, il n'a été retrouvé qu'au Nord de Laviolle, dans une région rendue peu pénétrable par une végétation dense, ce qui a empêché de le suivre et de le cartographier, ainsi qu'en quelques points à l'est d'Antraigues, autour de Lazuelle, et jusque dans le haut Sandron.

Le rubanement résulte d'une alternance milli- à centimétrique de lits d'amphibole (hornblende) plus ou moins riches en biotite et de lits plagioclasiques (An30-50) et diopsidiques.

De telles roches sont inconnues dans les Schistes des Cévennes plus au Sud, ce qui suggère qu'elles représentent un ancien sill doléritique ou gabbroïque au sein des séries sédimentaires initiales.

## Granites du Vivarais

**p<sup>3</sup>γSC. Granite de Saint-Cierges-la-Serre.** Prolongation occidentale du granite de Tournon, ce massif est intrusif dans l'Unité du Boyon, postérieurement à la structuration D3, et il y développe un métamorphisme de

contact allant jusqu'à la zone à sillimanite-muscovite, bien marqué jusque dans les schistes de Saint-Vincent à chiasolite et la Série hétérogène du Boyon (And b). Sa postériorité à la déformation D4 n'est peut-être qu'apparente, dans la mesure où les chiasolites des Schistes de Saint-Vincent semblent anté-D4. Son contact est franc, subvertical et d'orientation N-S à l'Est, en coupole plate sous les Schistes de Flaviac au Sud. C'est un monzogranite porphyroïde à grain moyen, à biotite, microcline, et oligoclase (~ An20). Les mégacristaux centimétriques de feldspath potassique, mâclés Carlsbad, ne montrent pas d'orientation particulière. Il y a des myrmékites et l'oligoclase est séricitisé. Il est recoupé par un réseau d'aprites et d'aplo-pegmatites, qui en émanent pour recouper les formations métamorphiques sur plusieurs dizaines de mètres (le phénomène est bien visible dans la vallée du Boyon). Un réseau de dykes mafiques, de directions N-S et E-W, recoupe le granite et les aplo-pegmatites. Ce sont des roches grenues à microgrenues, à quartz-orthose-hornblende-biotite-plagioclase-apatite-sphène, que M. Vigot (1965) a déterminé comme des kersantites, ce qui les apparente donc au cortège vaugnéritique.

### Roches magmatiques pré-vellaves

**ση. Monzogabbrodiorites à granodiorites (Vaugnérites et roches associées).** Les vaugnérites sont des roches mafiques magnésio-potassiques, grenues à microgrenues, à quartz, orthose, plagioclase (andésine-labrador), Mg-biotite, amphibole calcique, diopside, et qui sont riches en éléments incompatibles, comme en témoigne l'abondance des minéraux accessoires (zircon, sphène, apatite, allanite). Leur composition est variable, allant de monzogabbrodiorites très sombres à des granodiorites plus claires, en passant par des facies monzodioritiques. Il existe au moins deux générations de vaugnérites dans les Cévennes Médiannes.

Une première génération (vaugnérite I) est syn-D3. Il s'agit soit de sills plurimétriques intercalés dans la Série cévenole ou, plus souvent, dans la Série ardéchoise (mais que l'on rencontre surtout plus à l'Ouest, sur les feuilles de Largentière et de Burzet, où ils s'étalent sur près de 600 km<sup>2</sup> et sont affectés par les plis P3) (Pl. 1 et 2 hors texte), soit d'enclaves dans les différentes familles de granites pré-vellaves. Il est probable que cette génération soit associée au flux de chaleur responsable du métamorphisme et de la migmatisation M3. Sur la bordure de certains sills, des phénomènes de « filtre-pressé » se traduisent par des faciès de *schistes biotitiques* presque monominéraux, tandis qu'une partie des liquides expulsés (parmi lesquels des pegmatites riches en plagioclase et en apatite) se mélangent plus ou moins avec les leucosomes M3. Quand la compaction est moins marquée se développent également des gneiss tachetés, gneiss sombres à grain fin et petits amas lenticulaires et aplatis de biotite. Ces schistes biotitiques et gneiss tachetés peuvent former des corps autonomes dans les gneiss œillés, sous forme de lacis interconnectés de filons sécants et de corps

concordants par rapport à S2 (on peut en voir facilement sur la route d'Antraigues à Laviolle). Ils ne subissent ni la fusion partielle M3 ni la fusion partielle M4.

La deuxième génération de vaugnérîtes II est précoce par rapport à la mise en place du granite du Velay. Elle se marque par des intrusions discordantes sur la foliation des migmatites 3, sous forme de massifs métriques à décamétriques plus ou moins ellipsoïdaux ou cylindriques, souvent accompagnés d'un liquide granitoïdique méso- à leucocrate dans lequel les vaugnérîtes tendent à prendre un débit en boules. Ces massifs sont souvent hétérogènes. Associé à leur mise en place et sur un rayon de quelques mètres, le développement précoce de la fusion partielle à cordiérite est fréquente et elles apparaissent donc comme annonciatrices de l'événement thermique majeur M4. Les intrusions et les granites associés sont fréquemment affectés par des phénomènes d'aplatissement, suggérant leur mise en place à la fin de la déformation D4. Ces phénomènes s'observent de façon particulièrement démonstrative dans la vallée de l'Ardèche, sous le Pont de Bayzan, au Nord-Est de Lalevade, sur la feuille de Burzet, juste au-delà des limites de la feuille de Privas (fig. 3, hors texte).

Les vaugnérîtes II sont difficiles à observer du fait de leur petite taille et de leur altérabilité. Un massif décamétrique peut toutefois être observé dans la vallée du Sandron, en amont du Gazel.

$\rho\gamma R$ . **Granite de Rocles.** Dans la région de Vals, affleure largement la prolongation orientale du grand laccolite qui, sur la feuille Largentière, se met en place syn-D3 à la frontière entre la mésozone et la catazone de basse pression (Palm, 1957 ; Weisbrod, 1967). On n'observe, sur la feuille Privas, que le granite du mur du laccolite, au contact des migmatites. Comme plus à l'Ouest, c'est un granite peralumineux leucocrate à biotite à grain grossier (plusieurs mm), à quartz, orthose, oligoclase (An10-25), biotite, apatite, zircon et rare grenat. Il est très généralement porphyroïde. Il contient de nombreuses enclaves cartographiques allongées de migmatites M3, découpées parallèlement à leur schistosité migmatitique S3m, et présente très souvent une fabrique parallèle à ces enclaves, sur lesquelles elle se moule. Dans la vallée du Sandron, on observe facilement l'évolution de cette fabrique depuis une structuration magmatique (mégacristaux de feldspath potassique orientés, mais non déformés, biotite dessinant une foliation parallèle, moulant ces mégacristaux, quartz rond), jusqu'à une schistosité plastique (rotation des mégacristaux, qui se déforment, étirement du quartz en rubans de quelques mm de long). Dans ce dernier cas, au microscope, le quartz est engrené et à extinction roulante, de même que l'orthose, et la biotite est kinkée ; en outre, chlorite et muscovite secondaires se développent. À proximité de la limite septentrionale avec les formations catazonales dans la même vallée, on peut observer des filons métriques de granite de Rocles costructurés avec les migmatites (M3-D3) (fig. 4a, hors texte). Tous ces critères confirment le caractère syn-tectonique, pour D3, du granite de Rocles.

Le granite peut contenir des enclaves vaugnéritiques, parfois abondantes, comme dans le Sandron, sous Coste-d'en-Haut, où s'observe un essaim de lentilles déci- à métriques allongées parallèlement à la foliation magmatique du granite, et costructurées avec lui (fig. 4b, hors texte).

Le granite de Rocles se perd sous la couverture sédimentaire à l'Est de Vals-les-Bains, pour se retrouver dans la région de Privas, où M. Vigot (1965) l'a nommé « granite syntectonique de Pranles – Privas ». Il y présente encore son faciès catazonal à biotite seule, et les mégacristsaux de feldspath potassique y soulignent toujours une foliation magmatique parallèle aux contours et à la foliation métamorphique des nombreuses enclaves plurimétriques de paragneiss cévenols migmatitiques. Il contient là encore de nombreuses enclaves de vaugnérite, dont une grande enclave concordante qui se suit sur plusieurs kilomètres et a été reportée sur la carte.

Le granite de Rocles se poursuit en fait encore plus au Nord-Est sur la feuille Valence.

D'autre part, à l'Ouest de la feuille, mais très au Nord, au Sapatel (Ouest de Laviolle), s'observent localement, dans les migmatites cévenoles, des injections métriques syn-D3 de mélanges acide-basique, qui sont vraisemblablement affines au granite de Rocles.

Comme le granite porphyroïde, et dans les mêmes conditions, le granite de Rocles est susceptible de subir la fusion partielle M4.

$\rho\gamma^3$  **Granite porphyroïde à biotite.** À l'Est de la vallée du Sandron, un granite porphyroïde sombre riche en biotite forme de grands laccolites orientés SSW-NNE à SW-NE au sein des migmatites et granites vellaves. À l'Ouest du Sandron, ce granite ne se trouve plus que sous forme d'essaims de lentilles métriques à décamétriques, allongées parallèlement à S3m qui, là où on peut l'observer, se moule autour d'elles, et qui résultent selon toute vraisemblance du boudinage d'anciens sills d'épaisseur au plus décamétrique. Ces occurrences de granite porphyroïde, assez fréquentes, sont cependant trop petites pour être cartographiées. On peut facilement les observer sur la route d'Asperjoc à Antraigues, au lieu-dit Lazuel (Sud d'Antraigues), ainsi que sur les dalles polies de la Volane, en contrebas ; dans la vallée de la Besorgue (le long de la route D243) (fig. 5, hors texte) ; ou encore dans la vallée du Sandron, au Nord du Gazel.

Le granite porphyroïde montre souvent une fabrique nette, marquée par l'alignement des mégacristsaux potassiques et des biotites, qui évolue d'une foliation strictement magmatique à une déformation plastique. Cette fabrique est généralement parallèle à l'allongement des corps granitiques. On peut toutefois localement observer (par exemple, au Raccourci, commune d'Asperjoc, sur la

D578) qu'elle est discordante sur la foliation S3m des migmatites encaissantes, suggérant fortement que l'emplacement des granites porphyroïdes est pré-D3. Le granite porphyroïde contient en outre parfois des enclaves de vaugnérite ( $\leq 1$  m), qui sont structurées avec lui.

De telles observations seraient en accord avec le rattachement de ces granites à la famille des granites de la Margeride ou de la Chaise-Dieu, auxquels ils ressemblent par toutes leurs caractéristiques, et qui sont datés vers  $323 \pm 12$  Ma (Couturié et Caen-Vachette, 1979).

Compte-tenu de leur richesse en biotite, les granites porphyroïdes sont très sensibles à la migmatisation M4 (fig. 5, hors texte). En particulier, dans les zones les plus fondues où dominent les granites d'anatexie, les enclaves de granite porphyroïde sont susceptibles de refondre plus ou moins complètement, donnant localement naissance à une variété particulière de granites d'anatexie que l'on peut par exemple observer dans la haute vallée de la Volane, au Pont d'Aubert ou en amont du Crouzet (c'est le « granite de la Besorgue », sur la feuille de Burzet). Pas plus que les enclaves de granites porphyroïdes elles-mêmes, ces granites ne sont cartographiables.

## Roches magmatiques et migmatites vellaves (M4)

### *Série ardéchoise*

$\zeta\gamma^3$ M. **Orthogneiss migmatitiques à cordiérite et « leptynites » (leucogneiss) à grenat.** La migmatisation M4 prend, dans les *gneiss aillés*, un aspect spectaculaire, avec le développement de poches décamétriques à métriques de leucosome granitique avec, au centre, de grandes cordiérites à habitus de dendrites arborescentes, qui peuvent atteindre, voire dépasser, une cinquantaine de centimètres. Les réaménagements de la route Antraigues – Laviolle ont dégagé, juste au Nord d'Antraigues, des affleurements spectaculaires, dont la contrepartie, tout aussi spectaculaire, s'observe en contrebas sur des dalles polies le long de la Volane. Ces leucosomes se développent à l'emporte-pièce sur les structures issues de D3, et notamment, sur les mésoplis P3 (Pl. 3, hors texte).

La matrice de ces migmatites M4 tend également à prendre une texture granitique, vraisemblablement par la fusion partielle de l'assemblage à quartz-orthose-plagioclase de la migmatite M3 en présence de l'eau expulsée des leucosomes à cordiérite lorsqu'ils commencent à cristalliser. Néanmoins, comme pour les migmatites M4 de la Série cévenole, l'architecture dessinée par la foliation S2-S3m des migmatites M3 reste globalement conservée.

À la différence des migmatites de la Série cévenole, la transition M3-M4 est assez tranchée dans les gneiss œillés de la Série ardéchoise. Le placement de cette limite sur le terrain peut cependant être compliqué, notamment le long des routes, du fait de l'altération récente qui tend à accentuer l'allure granitique de la matrice des migmatites M3. Pour cette raison, la limite est floue et sa représentation empreinte d'une part de subjectivité.

À l'échelle de la carte, les gneiss œillés fondent plus facilement que les paragneiss lors de l'événement M4, et des migmatites M4 d'orthogneiss bien exprimées peuvent coexister avec des migmatites M3 des paragneiss (ou plus exactement, avec des cryptomigmatites M4), comme par exemple sur la bordure sud du grand massif de granite du Tanargue d'Asperjoc.

Dans les *leptynites*, la pauvreté initiale en biotite limite l'intensité de la migmatisation M4, tant en ce qui concerne la taille et la densité des poches de leucosomes, usuellement dispersées et de l'ordre du centimètre, que la granitisation de la matrice, le plus souvent limitée à des filets diffus et anastomosés de matériel granitique à grain fin. La biotite étant ferrifère, la restite est ici le grenat almandin, en cristaux automorphes de quelques millimètres en général, pouvant atteindre ponctuellement le centimètre.

**Υ<sup>1</sup>. Granite d'anatexie clair.** Quand le taux de fusion partielle dépasse le seuil de cohésion des roches, l'événement M4 produit, à partir des gneiss œillés, un véritable granite d'anatexie clair, riche en nodules de cordiérite (apparentés aux cordiérites dendritiques des M4) et restes d'yeux feldspathiques, ainsi qu'en nombreuses enclaves désorientées à bords flous de migmatites M4 à leucosomes avec leurs cordiérites dendritiques. Les leptynites incluses dans les gneiss œillés fondent aussi et fournissent des grenats au granite. Néanmoins, les leptynites rubanées plus massives résistent plus longtemps à la fusion, et des enclaves de leptynite ne sont pas rares non plus dans les granites d'anatexie clairs.

Ces granites peuvent rester pratiquement sur place, passant en continuité aux migmatites M4, parfois se déplacer en adoptant un contact plus franc avec les migmatites encaissantes. À l'échelle cartographique, il est néanmoins remarquable que les granites d'anatexie clairs restent largement confinés dans les formations où ils ont pris naissance - ce sont au plus des granites subautochtones.

Dans des conditions d'affleurement favorables, comme par exemple au niveau de Labégude, on observe une claire disposition zonaire, avec au centre de petits massifs de granites d'anatexie sombre, enveloppés de migmatites M4, dont l'intensité décroît en s'en éloignant, pour passer à des migmatites M3. Plus au Nord, il apparaît que de tels pointements sont en fait coalescents en profondeur.

À l'échelle cartographique, les orthogneiss ardéchois fondent plus facilement que les paragneiss cévenols, de sorte qu'il n'est pas rare de voir des migmatites M4 de paragneiss coexister avec des granites d'anatexie clairs, comme, par exemple, au Nord du col de Montagnac.

Pour les raisons qui viennent d'être exposées, la limite entre les migmatites ardéchoises M4 et ces granites est floue et sa représentation empreinte d'une part de subjectivité. De plus, et même quand ces granites d'anatexie se sont extravasés et sont clairement intrusifs dans les migmatites M4 encaissantes, le placement de la limite sur le terrain peut être compliqué, notamment le long des routes, du fait de l'altération récente qui tend à accentuer l'allure granitique de la matrice des migmatites.

### *Série cévenole*

**M<sub>3</sub>b. Paragneiss migmatitiques à cordiérite.** L'apparition de l'assemblage cordiérite-orthose par fusion incongruente de la biotite caractérise la migmatisation M4 et se fait exclusivement à partir des migmatites M3, dont les mélanosomes biotitiques sont la source principale des liquides néoformés. Néanmoins, la structuration S2-S3m antérieure reste dans l'ensemble conservée (Pl. 3, hors texte). Les roches les plus résistantes (quartzites biotitiques plus ou moins feldspathiques) restent dans une large mesure indemnes. Les liquides néoformés (le leucosome) ont deux présentations : 1) d'une part, ils imprègnent la matrice gneissique antérieure, sous forme de réseaux anastomosés et diffus, 2) d'autre part, ils forment de petites poches ellipsoïdales d'au plus quelques centimètres de diamètre. De même, la cordiérite néoformée se présente sous deux habitus : 1) en petits prismes automorphes, abondants et qui restent dispersés dans la roche où ils accompagnent les liquides anastomosés, et 2) en nodules isométriques au coeur des poches du leucosome. L'abondance de la cordiérite est parfois telle qu'il est nécessaire d'envisager le départ d'une fraction des liquides granitiques produits par la fusion partielle. On en voit une preuve supplémentaire dans le fait que dans de tels cas, la migmatite M4 reste imprégnée de petits plagioclases automorphes à subautomorphes.

L'apparition de cordiérite M4 dans les roches de la Série cévenole commence très au Sud, mais reste au début très discrète, de sorte que l'aspect régulièrement structuré des migmatites M3 perdure sur de grandes distances. Il n'est pas paru possible de distinguer sur la carte ces migmatites « M3-4 » (ou cryptomigmatites M4), aussi ont-elles confondues avec les migmatites M3 sous le même figuré.

De ce fait, les limites cartographiques entre les migmatites M3 et M4 sont floues et n'ont qu'une valeur statistique, empreinte d'une part de subjectivité ; elles ne reflètent pas le caractère globalement continu de la transition.

**γ<sub>c</sub>. Granite d'anatexie sombre.** Quand le taux de fusion partielle dépasse le seuil de cohésion des roches, l'événement M4 produit un véritable « granite » d'anatexie sombre, chargé en cordiérite automorphe et riche en enclaves de quartzites. Ce granite peut rester pratiquement sur place, passant en continuité aux migmatites M4, ou, plus souvent, se déplacer en adoptant un contact plus franc avec les migmatites encaissantes. Pourtant, même dans ce cas, le contact n'est pas tranché et le critère le plus évident d'entrée dans le granite est son aspect isotrope et la dispersion aléatoire des enclaves, qui contraste avec l'aspect encore structuré des migmatites M4, même très fondues (ce critère fonctionne évidemment beaucoup moins bien dans le cas des granites d'anatexie autochtones). Les « granites » les plus autochtones présentent par ailleurs souvent des caractères cumulatifs - abondance excessive des restites surmicacées et des cordiérites amiboïdes, tandis que les « granites extravasés » ont des caractères de liquides peralumineux (cordiérites automorphes).

À l'échelle cartographique, il est néanmoins remarquable que les granites d'anatexie restent largement confinés dans les formations où ils ont pris naissance - ce sont au plus des granites subautochtones. Dans des conditions d'affleurement favorables, comme par exemple dans la bande grossièrement est-ouest qui va de Bruen-Haut à Vals-les-Bains, un dispositif concentrique peut être mis en évidence, avec des cœurs de granites anatectiques et des auréoles de migmatites M4, dont le degré de fusion partielle décroît plus ou moins régulièrement de façon radiale.

Pour les raisons qui viennent d'être exposées, la limite entre les migmatites M4 et ces granites est floue et sa représentation empreinte d'une part de subjectivité. De plus, et même quand ces granites d'anatexie se sont extravasés et sont clairement intrusifs dans les migmatites M4 encaissantes, le placement de la limite sur le terrain peut être compliqué, notamment le long des routes, du fait de l'altération récente qui tend à accentuer l'allure granitique de la matrice des migmatites.

#### *Massif du Velay*

**γ<sub>v</sub>. Granite du Velay.** C'est un granite hétérogène évoluant autour d'une composition moyenne : granite gris, à grain moyen, à quartz, orthose, albite-oligoclase, biotite et cordiérite. Ce dernier minéral se présente de façon caractéristique sous deux habitus : 1) en petits cristaux prismatiques et, 2) surtout, en nodules pœcilitiques de grande taille (de quelques cm jusqu'à 20 cm de diamètre) dispersés dans la matrice grenue (Barbey *et al.*, 1999). Ces nodules se présentent soit « nus » soit enveloppés d'une auréole leucocrate, continue ou partielle. Les meilleurs affleurements permettant des observations relatives à ces phénomènes se trouvent plus au Nord, dans la carrière de La Palisse (vallée de la Loire), ou dans les hautes vallées de la Bezorgue et de la Bourges, sur la feuille Burzet.

On trouve également, dans ce granite, de nombreuses enclaves héritées des migmatites cévenoles et ardéchoises de son encaissant proche. Il n'est pas rare, en particulier, de trouver des enclaves de quartzites cévenols ayant subi la déformation 4 et des petites enclaves surmicacées ou les feldspaths potassiques résiduels sont abondants.

On trouve en outre de grands panneaux de migmatites M4 (ardéchoises ou cévenoles) dont certains, décamétriques, sont sans doute déracinés, mais dont les plus grands (hecto- à kilométriques) représentent plutôt des « roof-pendants », comme l'indique notamment le fait qu'ils conservent la structuration régionale des migmatites. De nombreuses observations suggèrent que les panneaux ainsi inclus dans le granite fondamental, et notamment les migmatites M4 ardéchoises, continuent d'y fondre, libérant dans le granite les nodules de cordiérite associés à leur leucosome (Barbey *et al.*, 1999) (pl. 4, hors texte).

### Granites post-vellaves

$\gamma_{QV}^3$ . **Monzogranite des Quatre-Vios. 1 - Monzogranite microgrenu.** Ces granites forment un vaste massif d'allongement SW-NE, vraisemblablement mis en place en « pull-apart » à la faveur d'un décrochement ductile sénestre (Laumonier *et al.*, 1991). Dans sa partie sud-ouest (région de Laviolle), le granite présente une structure concentrique, avec au centre un faciès à grain fin (**1 - Monzogranite microgrenu**) équi-granulaire (0,5-5 mm), enveloppé par un granite à gros grain à légère tendance porphyroïde (3-10 mm) ; un faciès à grain moyen équi-granulaire (1-4 mm) (non cartographié) peut venir s'intercaler entre ces deux faciès principaux (Weisbrod, 1967 ; Montel et Abdelghaffar, 1993). Vers le Nord-Est, le granite à grain fin (alors également nommé « granite du Pont-de-Chervil », Briand et Chenevoy, 1979) prend un grand développement et subsiste seul. Le granite à grain moyen montre des contacts magmatiques avec les deux autres faciès et représente donc un incrément spécifique de la mise en place du massif. Le granite à grain fin « central » est intrusif dans le granite grossier ou le granite à grain moyen ; on observe notamment, à quelque distance du contact cartographique, de minces filons de granite à grain fin intrusifs (mais co-magmatiques) dans le granite à gros grain. Le faciès à grain fin représente donc le dernier incrément de la mise en place du massif. Néanmoins, dans la région de la Rocheplate, sur le contact nord du granite à gros grain avec les migmatites encaissantes, une frange de granite à grain fin (~ 5 cm) est présente et constitue vraisemblablement une bordure figée.

Il existe en outre un faciès de granite à gros grain riche en biotite, qui n'a toutefois été reconnu qu'occasionnellement, sous forme d'enclaves décimétriques au sein du granite à gros grain « normal ».

Des filons ou de petits massifs du granite des Quatre-Vios s'observent localement en périphérie du massif principal : par exemple, sur la route de Laviolle, au départ de la petite route de Saint-Vincent, un filon métrique de granite à gros grain occupe une faille de direction N130°E.

Hormis leur granulométrie, tous ces granites ont des caractéristiques comparables. Ce sont des monzogranites à biotite-cordiérite, cette dernière (souvent fraîche) abondante et en cristaux automorphes, et plagioclase sodique (An20-25) ou sodi-calcique zoné (cœur An30-40, bordure An20-25). On y trouve souvent de la muscovite secondaire.

Ces granites contiennent d'assez nombreuses petites enclaves surmicacées et de plus rares enclaves microgrenues sombres. Le long des contacts, les enclaves surmicacées (à biotite-sillimanite-grenat) dessinent souvent une foliation magmatique qui se parallélise plus ou moins à ces contacts (mais la masse des granites reste isotrope).

On rencontre en outre de manière plus exceptionnelle des enclaves des roches encaissantes : xénocristaux de feldspath potassique (hérités des orthogneiss), migmatites M4 ardéchoises. Des enclaves intensément dilacérées de schistes épizonaux à grenat ont par ailleurs été observées sur un seul affleurement, dans le granite à gros grain de la Rocheplate.

Conjointement avec les granites du Tanargue, les granites des Quatre-Vios appartiennent à la lignée aluminopotassique (dite de « type Guéret ») (Montel et Abdelghaffar, 1993).

Des microgranites à biotite aciculaire (Weisbrod, 1967) sont intrusifs en petits massifs à bords francs dans les différents faciès du Quatre-Vios. Ils n'appartiennent pas à la lignée des Quatre-Vios (Montel et Abdelghaffar, 1993) et s'apparentent peut-être aux leucogranites et microgranites tardifs de la vallée de l'Ardèche (*cf. infra*).

**γ<sup>3</sup>. Granites du Tanargue.** Cette famille de granites (Palm, 1957), qui constitue l'ossature de la Montagne du Tanargue (feuille Largentière), forme sur la feuille de Privas une ceinture E-W à NNE-WSW de petits massifs, dont celui d'Asperjoc est le plus important. Ces massifs sont clairement intrusifs dans les migmatites encaissantes.

Le faciès principal est un monzogranite porphyroïde très homogène, immédiatement reconnaissable à ses mégacristaux de feldspath potassique en tablettes (habitus de sanidine, mais il s'agit bien d'orthose, de taille assez constante [15-30 mm], mâcle de Carlsbad) et à l'abondance de petites enclaves schisteuses sombres (1-5 cm de long, 3-15 mm en épaisseur, dimensions constantes à l'échelle de l'affleurement). La matrice à grain assez grossier (2-

7 mm) contient quartz, orthose, plagioclase zoné (An0-20), cordiérite automorphe (pinnitisée), cette dernière relativement peu fréquente. Il y a souvent de la muscovite secondaire (Montel et Abdelghaffar, 1993).

Les enclaves schisteuses (Montel *et al.*, 1986) se débitent parallèlement à leur schistosité. Elles sont à biotite-sillimanite-cordiérite-spinelle-andalousite-muscovite  $\pm$  grenat  $\pm$  plagioclase (An20-25) et s'interprètent comme des restites de la fusion partielle qui a donné naissance au magma granitique du Tanargue (Montel *et al.*, 1991). Leur association minérale est clairement polyphasée et reflète à la fois les conditions catazonales de la fusion partielle (biotite-sillimanite-spinelle  $\pm$  grenat) et les conditions mésozonales de la mise en place (cordiérite-andalousite-muscovite).

Le granite du Tanargue contient en outre, mais de façon plus occasionnelle, des enclaves magmatiques, granitiques ou mafiques, généralement dispersées. Les enclaves granitiques sont décimétriques, ovoïdes, à contour relativement franc, et sont constituées d'un granite hololeucocrate à grain fin. Elles sont bien observables dans les petites carrières de la route Vals-les-Bain – Antraigues, ouvertes dans le massif d'Asperjoc, où l'on peut voir des transferts de mégacristaux de feldspath potassique du granite du Tanargue vers les enclaves : il s'agit donc d'enclaves co-magmatiques. On peut envisager de les interpréter comme des reliques disloquées d'anciennes bordures figées (Montel et Abdelghaffar, 1993). Cependant, de petits corps autonomes de granite du Tanargue à grain fin peuvent également être observés (par exemple, le long de la vallée du Moulet : fig. 6), suggérant une origine indépendante, au même titre que les « granites » sombres (*cf. infra*).

Les enclaves mafiques (El Mouraouah, 1986) sont ovoïdes, à bord franc et, dans l'ensemble, de petite taille, ne dépassant pas 10 cm en général. Elles sont microgrenues, avec des textures doléritiques, et leur minéralogie les apparente aux vaugnérîtes. On y observe également des transferts de mégacristaux de feldspath potassique et d'enclaves surmicacées : il s'agit donc aussi d'enclaves co-magmatiques. De telles enclaves sont bien visibles au Chadenet.

On observe en outre, mais très rarement, des enclaves des roches encaissantes (paragneiss, lentilles de quartz, migmatites leptynitiques M4).

En bordure de certains massifs (notamment celui d'Asperjoc), on peut observer un faciès porphyroïde à grain plus fin et où les mégacristaux sont en moyenne de 0,5 cm. On pourrait croire qu'il s'agit d'une bordure de refroidissement, mais lorsqu'il est possible d'observer la transition (ce qui est peu fréquent), on constate que le faciès porphyroïde à grain fin est intrusif sur la limite entre le massif principal et son encaissant.

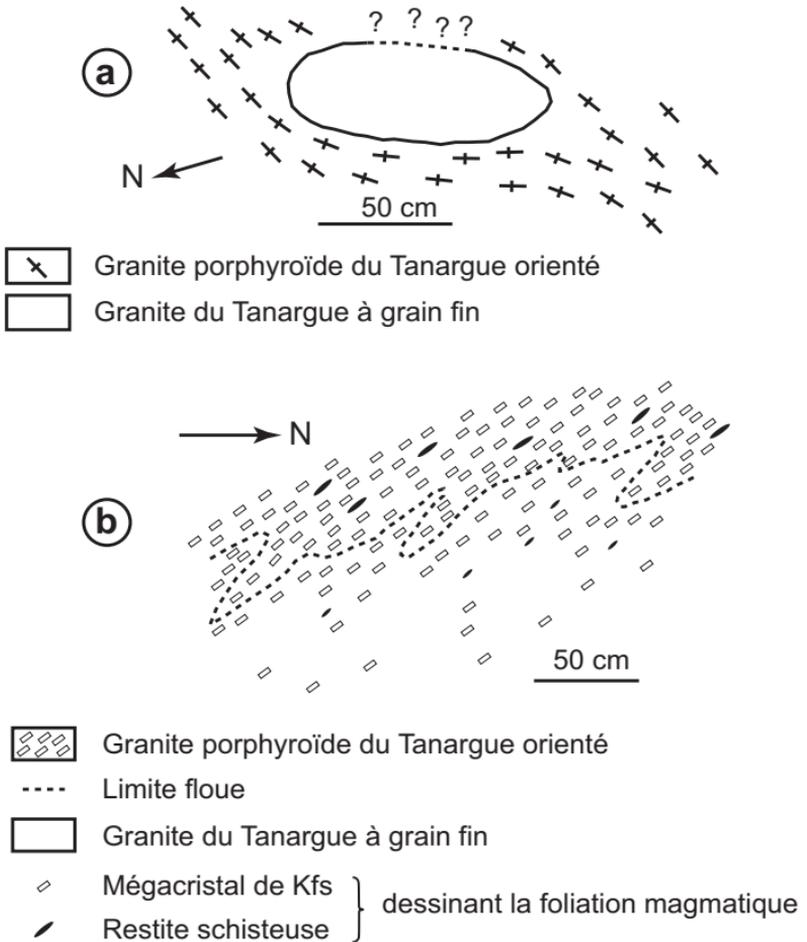


Fig. 6 - Relations co-magmatiques entre les faciès porphyroïdes et à grain fin du granite du Tanargue dans le lit du Ruisseau du Moulet. a : Enclave ovoïde de granite à grain fin pratiquement dépourvu de mégacristaux et de restites schisteuses dans le granite porphyroïde. On observe ; (i) que le contact entre les deux faciès est franc et (ii) que la foliation magmatique du granite porphyroïde (définie par les mégacristaux de Kfs et les restites schisteuses) se moule sur l'enclave. b : Contact entre un corps de granite porphyroïde et un corps de granite à grain fin. On observe : (i) que le contact entre les deux faciès étant mal défini, il s'agit vraisemblablement d'un contact magmatique,; (ii) que le granite à grain fin ne contenant des mégacristaux de Kfs et des restites schisteuses qu'à proximité du contact, où ils sont relativement abondants, et leur densité diminuant drastiquement lorsque l'on s'en éloigne, il semble donc que les deux magmas ont échangé cristaux et restites, et (iii) que les deux faciès montrant une même foliation magmatique définie par les mégacristaux et les restites, il sont donc clairement co-structurés au stade magmatique

Il existe en outre un faciès sombre (granodioritique) de granite du Tanargue (« microgranite de Chastagnas » de Bertucat, 1956), très biotitique, très riche en enclaves mafiques et à grain plus fin (tablettes d'orthose  $\leq 15$  mm, matrice 0,3-1 mm) que le granite principal. Les plagioclases sont également plus calciques et ressemblent beaucoup à ceux du granite des Quatre-Vios (Montel et Abdelghaffar, 1993). Ce granite peut former des corps autonomes, par exemple au lieu-dit du Crouzet (haute vallée de la Volane), où il est co-magmatique du granite des Quatre-Vios. Il est plus souvent étroitement associé au granite principal, dont il est également co-magmatique (bonnes observations dans le lit du Sandron, par exemple en aval de Figère).

Conjointement avec les granites des Quatre-Vios, les granites du Tanargue appartiennent à la lignée aluminopotassique (dite de « type Guéret ») (Montel et Abdelghaffar, 1993).

Les massifs de granites du Tanargue sont souvent sous forme de dykes, de puissance déca- à hectométrique, avec des orientations E-W (dans l'Ouest de la feuille) à NE-SW (vers l'Est). L'observation des contacts est souvent difficile et les meilleures observations ont été faites sur le grand massif d'Asperjoc et ses massifs périphériques, à l'Ouest de la feuille. Quand ils sont visibles, les contacts sont généralement fortement pentés, à 60-80°, soit au Nord (cas le plus fréquent), soit au Sud.

Ces massifs présentent par ailleurs très fréquemment une fabrique magmatique soulignée par le parallélisme des tablettes de feldspath potassique et des enclaves surmicacées (mais il n'y a pas d'indications de déformation subsolidus). Cette fabrique est d'autant mieux marquée que les dykes sont moins puissants. Elle est généralement E-W, avec un pendage parallèle au contact sur les bords de l'intrusion, mais en sens inverse quand on va vers le cœur ; des observations limitées indiquent une attitude sigmoïde, ce qui suggère que l'acquisition de la fabrique s'est faite en conditions dynamiques (failles inverses). Il n'est en outre pas rare que la foliation magmatique fasse en plan un angle faible ( $\leq 10-20^\circ$ ) avec la caisse filonienne (composante décrochante ?).

**$\gamma^3$  Pl. Granite de Planas.** Ce granite, défini un peu plus à l'Est sur la feuille de Burzet, forme de petits massifs, dont l'un s'observe sur la feuille Privas, à proximité de Lalevade. C'est un granite leucocrate à biotite, à gros grain, intrusif dans les migmatites, et qui se caractérise par une mise en place syncinématique dans un chevauchement plat (N80°E30°S) à vergence vers le Nord. Le granite est fortement structuré en C/S, d'abord en conditions magmatiques (foliation à biotite, N90°E70°S), puis à l'état plastique. Il est possible que ce chevauchement plat soit synchrone de celui des Issous (*cf. infra* « Évolution hercynienne »).

**$\mu\gamma^1$ . Microgranites et leucogranites à grain fin.** Le long de la vallée de l'Ardèche, au niveau de Lalevade, s'observent de petits filons de microgranites

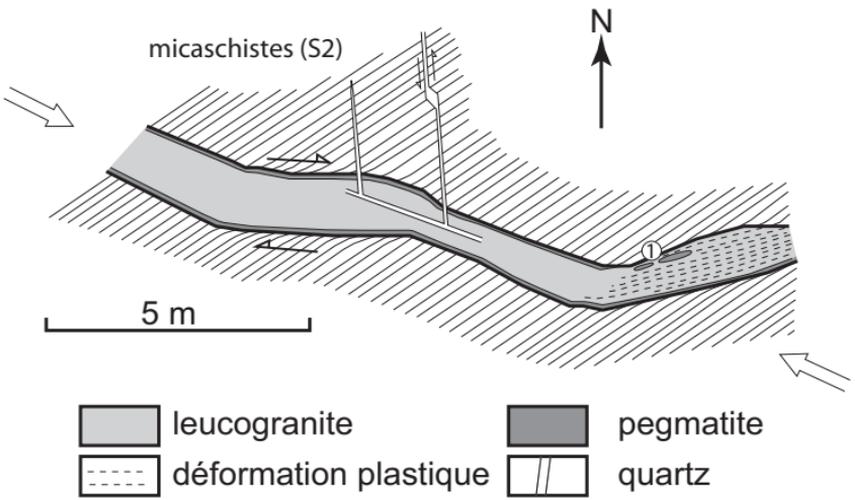


Fig. 7 - Mise en place en contexte décrochant des microgranites de Lalevade

et de leucogranites à grain très fin, dont la mise en place se fait, en conditions compressives, le long de directions de cisaillement dextre à N80-90° (avec une direction de raccourcissement à N100-110°E, fig. 7) et senestre à N160-170°E (avec une direction de raccourcissement autour de N130°E).

Ces microgranites n'ont pas été datés. Cependant, on sait, à l'échelle du Massif central, que la direction générale de raccourcissement, qui était orientée N-S pendant le Namurien, devient E-W au Stéphanien (Bonijoly et Castaing, 1987 ; Lerouge et Quénardel, 1988 ; Blès *et al.*, 1989). Il est donc possible que l'emplacement de ces roches tardives ait accompagné la formation du bassin de Prades, daté du Stéphanien (*cf. infra*) : peut-être étaient-elles associées au volcanisme dont les zircons détritiques, retrouvés dans les sédiments du bassin, en ont précisément permis la datation ?

### Roches filoniennes

**Q. Quartz filonien.** Les seuls filons de quartz (deux) ayant justifié une représentation cartographique, se localisent vers le centre de la feuille, au sein du granite porphyroïde à botite pré-vellave.

### Formations sédimentaires fini-hercyniennes

**h. Grès à lits de houille (Stéphanien inférieur à moyen).** Dans le coin sud-ouest de la carte, près de Lalevade, apparaît la terminaison orientale du petit bassin houiller de Prades-Jaujac, mieux développé sur les feuilles Burzet et surtout Largentière (Weisbrod, 1967). Il s'agit de grès, conglomératiques à la base, arkosiques ou psammitiques, et de pélites intercalées de lits charbonneux qui furent exploités près de Lalevade et qui renferment une flore de la zone à *Lobopteris lamuriana* (assise de Rive-de-Gier) d'âge stéphanien inférieur (Stéphanien A ou Barruélien). Un mince niveau tuffacé d'affinité trachytique ou dacitique y a été daté de  $296,0 \pm 6,8$  Ma (âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  sur monozircons par microsonde ionique, Bruguier *et al.*, 2003), ce qui correspond au Stéphanio-Autunien, âge apparemment plus jeune que l'âge stratigraphique (~ 305-300 Ma).

## MÉSOZOÏQUE

### Formations sédimentaires

#### Trias

Sur la feuille Privas, la série triasique dessine une étroite bande d'affleurements oblique (SSW-NNE), localisée à l'interface entre le socle

occidental des Cévennes et la couverture mésozoïque qui forme la bordure occidentale du bassin du Sud-Est. Ces affleurements s'étirent depuis les faubourgs nord de la ville d'Aubenas (Ucel et Saint-Privat) jusque dans la région de Privas. Les affleurements les plus méridionaux viennent en prolongement de ceux exposés sur la feuille Aubenas et dessinent, au Nord d'Aubenas, un triangle effilé, pointé vers le Nord-Est, en direction du col de l'Escrinet. Les plus septentrionaux sont exposés au Nord et à l'Est de la ville de Privas, où ils forment une bande incurvée. En raison de l'échelle de restitution de la carte Privas (1/50 000), le découpage fin défini par les sédimentologues (Razin *et al.*, 1996 ; Poli, 1998) n'a pu être retenu ; les dépôts du Trias ont été ici subdivisés en 3 unités cartographiques principales : 1) la Formation des grès inférieurs, 2) la Formation argilo-carbonatée médiane et, au sommet, 3) la Formation bariolée d'Ucel, principalement gréseuse (« Grès supérieurs »), auxquelles s'ajoute l'unité rhétienne sommitale (Formation de la Croix-Blanche), génétiquement rattachée à la série liasique.

Des forages scientifiques ont été réalisés sur la bordure ardéchoise dans le cadre du programme Géologie Profonde de la France (GPF), ce sont les forages GPF de Balazuc 1 (1990) et de Morte-Mérie 1 (1993) qui seront cités dans les pages qui suivent sous les abréviations respectives : BA1 et MM1.

**ti. Formation des grès inférieurs : grès arkosiques et conglomératiques (Anisien-Ladinien).** La Formation des grès inférieurs constitue l'unité détritique la plus basale du Trias ardéchois ; elle vient combler la paléo-topographie héritée du socle granitique. Cet ensemble se compose de deux membres : 1) les Grès de base, coiffés 2) des Grès du Roubreau. Cette unité cartographique affleure souvent mal à cause du caractère intensément faillé des dépôts triasiques fortement découpés en lanières structurales. Elle a surtout été reconnue en sondage (Saint-Julien-du-Serre, au Sud et Veyras-les-Champs, près de Privas, notamment) et aussi dans la coupe d'Ucel, au Sud de la feuille (fig. 8, hors texte).

• Les **Grès de base.** Épais d'environ 18 m dans la coupe d'Ucel, ce membre silicoclastique témoigne d'un caractère massif et monotone des dépôts terrigènes. Ceux-ci sont formés de grès arkosiques grossiers à très grossiers, mal classés, soulignés par des horizons conglomératiques à galets de quartz, plus abondants à la base de la coupe. Les clastes arrachés au socle (quartzite, gneiss, granite) peuvent atteindre jusqu'à 20 cm de diamètre. Le litage est fruste et les structures sédimentaires sont surtout reconnues vers le haut du membre ; celles-ci se composent principalement de litages obliques arqués ou en festons (auges), plus accessoirement de litages obliques plans. Les grès de base présentent une importante variabilité latérale d'épaisseur, passant de plus de 30 m dans les sondages localisés vers Vesseaux, à 2,40 m dans le sondage de Veyras-les-Champs, à l'Ouest de Privas. Pour J.-C. Finelle (1981), ils n'existeraient pas dans la coupe du col de l'Escrinet et dans les sondages forés à l'Ouest de Privas.

La compilation des données de surface et de subsurface réalisée par L. Cula (1987) a montré l'existence de sous-bassins et de zones hautes contemporains de la sédimentation, conséquence d'un rejeu d'accidents tardi-hercyniens (Courel *et al.*, 1984).

Ces grès, dont les directions de courant sont dirigées globalement vers le Sud-Est, témoignent d'un milieu de sédimentation fluviale plutôt proximal (cône alluvial à système chenalisé en tresses ; Cula, 1987 ; Poli, 1998).

En l'absence d'élément de faune ou de flore, cette unité n'a pas été datée. Sur la base de l'âge Ladinien attribué aux Grès du Roubreau sus-jacents, cette unité est supposée d'âge Anisien-Ladinien.

• Les **Grès du Roubreau**. Ceux-ci comprennent les Grès du Roubreau *s.s.* et les Grès et argiles vertes définis ultérieurement (projet GPF).

Les premiers montrent un matériel terrigène grossier (grès arkosiques) mieux trié et plus fin que celui des Grès de base. Ces dépôts, épais de moins d'une dizaine de mètres dans la coupe d'Ucel, sont organisés en bancs bien individualisés, épais jusqu'à 4 m, dans lesquels on reconnaît des litages obliques en auges. Cette série est entrecoupée par un fin (0,50 m) niveau de grès fin et argilites noires, à pseudomorphoses de halite et empreintes de reptile (Cula, 1987).

Le second ensemble (épais de plus d'une quarantaine de mètres) est constitué d'une alternance de bancs gréseux et de lits plus fins d'argilite verte ; ces dépôts sont organisés en séquences granodécroissantes à base érosive (Finelle, 1981). Les grès sont très grossiers, localement conglomératiques et à matrice argileuse ; ils renferment souvent en base de banc des galets mous et sont intercalés d'horizons argileux verts à gris, peu épais. Ils sont organisés en grands corps à litages obliques. On observe, dans de nombreux niveaux, la présence de pistes et de fentes de dessiccation (Cula, 1987).

Dans le sondage de Saint-Julien-du-Serre, J.-C. Finelle (1981) relève la présence d'une même série gréseuse bien séquencée (grès grossiers conglomératiques à plus fins), épaisse d'une soixantaine de mètres. Les argilites peuvent renfermer des fragments de plantes. Au col de l'Escrinet (50 m de puissance) et dans les sondages forés à l'Est de Privas, ces grès arkosiques présentent une même organisation bien stratifiée, en séquences granodécroissantes (Finelle, 1981). Ces dépôts diversifiés témoignent d'un environnement de dépôt variant d'un milieu fluviale en tresses (plaine alluviale distale) à un système lagunaire (ou de sabkha) sous influence marine (Cula, 1987 ; Poli, 1998).

Les Grès du Roubreau ont livré, à Largentière (Finelle, 1981), une riche ichnofaune reptilienne (Demathieu et Samama, 1968 ; Courel et Demathieu, 1976 ; Demathieu, 1977) caractéristique du Trias moyen (Courel *et al.*, 1984) : Anisien et Ladinien inférieur. Ils renferment, en complément dans les niveaux les plus supérieurs, des empreintes de végétaux et une association palynologique rapportée au Ladinien (Doubinger et Adloff, 1977).

**tm. Formation argilo-carbonatée : argilites noires encadrant une barre carbonatée médiane (Ladinien-Carnien).** Cette formation argilo-carbonatée, particulièrement bien exprimée sur la bordure cévenole, traduit une rupture lithologique au sein de la série silicoclastique triasique principalement gréseuse et constitue un important niveau repère, reconnu de longue date. Elle marque une transition entre les faciès occidentaux de bordure, à sédimentation détritique, et les faciès de bassin développés au Sud-Est, où la sédimentation affiche principalement un caractère salifère (Poli, 1998). La formation a été subdivisée en trois sous-unités lithostratigraphiques ou membres : 1) les Argilites sulfatées inférieures, 2) la Barre carbonatée médiane, 3) les Argilites sulfatées supérieures (Razin *et al.*, 1996 ; Poli, 1998).

• **Les Argiles sulfatées inférieures.** Ce sont des argilites/siltites noires à débit feuilleté (shales), plus ou moins gréseuses et carbonatées, intercalées de fins bancs (décimétriques) de grès fin à débit en plaquettes et ciment carbonaté, siliceux ou sulfaté. Ces faciès présentent des horizons à rides de courant et des fentes de dessiccation. Ils renferment de fréquentes pseudomorphoses de cristaux de halite associées à des épigénies siliceuses ou carbonatées de sulfate (Cula, 1987). Ces faciès renferment aussi des horizons bréchiques intraformationnels et montrent des figures de charge et d'échappement d'eau. Ces faciès sont généralement peu épais, d'une puissance comprise entre 10 m (sondage Cogema ARD1, au Nord-Ouest de Privas) et 22 m (Ard12, au Nord de Vesseaux). On retrouve ces alternances à dominante argileuse dans la coupe d'Ucel, où ils se présentent sous une série épaisse de 15 m. Les argilites y sont riches en pseudomorphoses d'halite et en lentilles de dolomie gréseuse. Connus en subsurface, de véritables bancs de gypse ou d'anhydrite se développent vers l'Est (sondage Valvignères, Cula, 1987), en direction du bassin du Sud-Est. Ces faciès témoignent du confinement du milieu de dépôt et de son caractère distal, marqué par le recul des apports terrigènes grossiers. Ils sont interprétés comme des dépôts lagunaires sous faible tranche d'eau (replat de marée, en domaine inter- à supratidal). Ces dépôts sont datés du Ladinien supérieur (Doubinger et Adloff, 1977 ; Fauconnier *et al.*, 1996).

• **La Barre carbonatée médiane.** Cette unité est peu puissante mais n'en constitue pas moins un niveau repère d'une remarquable continuité latérale en Ardèche. Formant un ressaut résistant à l'érosion, cette barre se présente le plus souvent sous forme d'un faciès carbonaté micritique, en général secondairement dolomitisé. Cette unité dolomitique est puissante de 5 m dans la coupe d'Ucel,

où elle est fortement silicifiée à son toit. Dans la région de Privas (d'après les sondages miniers), elle semble un peu se dilater (6 à 8 m), mais peut aussi, au moins localement, s'enrichir en grès. D'après J.-C. Finelle (1981), le faciès passe à une encrinite (accumulation de débris d'encrines) dans le sondage Penarroya de Lyas-le-Roure, au Nord de Privas. Cette barre a montré, dans la région de Largentière (Finelle, 1981), la présence d'un horizon basal micritique ou oolitique qui a livré de nombreux fossiles : ostracodes, fins mollusques, entroques ou fragments d'échinodermes, sclérites d'holothuries, petits foraminifères, ..., témoins d'un milieu marin ouvert mais peu profond (cordons oolitiques délimitant des zones abritées à faible hydrodynamisme). Sur la base de l'association palynologique relevée, qui marque un renouvellement par rapport aux unités sous-jacentes, cette unité a été attribuée au Carnien (Trias supérieur) (Doubinger et Adloff, 1977).

• **Les Argiles sulfatées supérieures.** Cette unité marque un retour à des conditions de confinement et le dépôt d'une alternance d'argilites micacées carbonatées, noires à la base, vertes au sommet, et de grès fins carbonatés ou de dolomies gréseuses gris-noir en bancs centimétriques (Finelle, 1981). Les auteurs ont noté la plus forte proportion de carbonates par rapport aux Argilites sulfatées inférieures. Dans la coupe d'Ucel, les niveaux gréseux ondulés passent localement à des slumps, voire des brèches intraformationnelles, témoins d'une instabilité contemporaine du dépôt. De nombreuses pseudomorphoses de sel gemme y sont relevées, ainsi que des épigénies de sulfates. Localement des fentes de dessiccation ont aussi été reconnues. Cette unité est moins sujette que les Argilites inférieures à des variations latérales d'épaisseur : 8 m dans la coupe d'Ucel (avec lacune de visibilité), 8 m dans le sondage BA1, une dizaine de mètres dans les sondages miniers de la région de Privas. *A contrario*, notons que la série se dilate et cumule 56 m dans le sondage MM1. Ces dépôts marqués par un fort confinement (replat de marée avec épisodes émergifs et phases d'ennoyage) sont aussi datés du Carnien (Doubinger et Adloff, 1977 ; Fauconnier *et al.*, 1996).

**ts. Formation bariolée d'Ucel : grès arkosiques dolomitiques et argilites versicolores (Carnien-Norien).** Cette formation marque le retour à un fort influx terrigène. Très puissante (plus de la centaine de mètres), elle constitue dans la région d'Ucel l'essentiel des dépôts triasiques visibles à l'affleurement. Elle se subdivise en deux unités distinctes : 1) l'Ensemble grésodolomitique gris, à la base, et 2) la Formation bariolée d'Ucel *s.s.*

• **L'Ensemble grésodolomitique gris.** Cet ensemble basal a été tardivement distingué (Razin *et al.*, 1996) et retranché de la Formation grésodolomitique d'Ucel (Courel *et al.*, 1984) en raison de son enrichissement notable en carbonate qui peut s'exprimer, au moins localement, sous la forme d'une seconde barre carbonatée (toutefois gréseuse), comme on l'observe dans la coupe d'Ucel et certains sondages de la région de Privas (Finelle, 1981). Cette

série, épaisse de 16,50 m dans la coupe d'Ucel (une vingtaine de mètres dans le sondage MM1, 23 m dans BA1), se compose principalement de grès quartzeux ou arkosiques, à grain fin à moyen, et à ciment carbonaté, siliceux, voire argileux. Cette série, au litage marqué par une importante variabilité latérale (amincissements rapides), a aussi été recoupée dans le sondage de Saint-Julien-du-Serre. Dans la région de Privas (sondages Penarroya interprétés par Finelle, 1981), la dolomie est souvent reprise sous forme de galets mous dans les grès sus-jacents. Cet ensemble est interprété comme déposé dans un environnement fluvial distal, localisé aux marges d'une zone lagunaire (Razin *et al.*, 1996).

• La **Formation bariolée d'Ucel s.s.** La Formation bariolée d'Ucel est bien développée dans la localité type, au Sud de la feuille, où elle affiche une puissance de l'ordre de 100 m (Finelle, 1981). Elle s'épaissit vers le Sud-Est (une centaine de mètres dans MM1 ; 146 m dans BA1 et jusqu'à 200 m dans les sondages les plus distaux comme Valvignères). Elle est caractérisée par une série fortement séquentée (en séquences métriques à pluri-métriques granodécroissantes), qui empilent faciès conglomératiques fins, grès arkosiques très grossiers et lits d'argilite gréseuse verte, à rouge. Ces faciès terrigènes grossiers, à litage oblique en festons, dessinent des corps lenticulaires. Ils sont interprétés comme déposés dans un environnement de cône alluvial distal et de plaine alluviale à chenaux en tresse (Razin *et al.*, 1996). La formation est entrecoupée par des horizons dolomitiques, observés en sommet de séquences, sous la forme de bancs continus ou de nodules (dolocrète) ; elle est aussi marquée par la présence de traces de racines. Ces éléments sont caractéristiques d'un environnement temporairement exondé, de type plaine d'inondation. Comprise entre les pélites carniennes et les grès rhétiens, cette formation n'est pas datée et a été attribuée au Carnien-Norien.

**t7. Formation de la Croix-blanche : grès arkosiques bioclastiques (Rhétien).** Cette formation comprend un ensemble peu épais (moins de 15 m), au litage régulier, de grès fins laminés et de dolomies laminées, intercalés de marnes noires fossilifères à débris d'os, végétaux, foraminifères et avicules (Spy-Anderson, 1980). Elle est directement coiffée par les dolomies hettangiennes. La localité type a été prise sur la feuille Aubenas (Martin, 1984 ; Elmi *et al.*, 1996) où, puissante de 10 m, la série montre une succession de dolosparites laminées, quartzueuses et oolitiques, à empreintes de bivalves typiques du Rhétien (*Rhaetavicula contorta*). Dans la région d'Ucel et Saint-Julien-du-Serre, S. Elmi *et al.* (1996) rapportent que la formation se fait plus gréseuse (grès roux) et renferme des bivalves (Elmi et Mouterde, 1965). Dans la région de Privas, dans les sondages de la COGEMA (Gaubert, 1984), la Formation de la Croix-blanche (une vingtaine de mètres de puissance) présente un faciès de grès fins à moyens, bien triés, à litage horizontal et à intercalations d'argilite noire laminée à fins lits gréseux. Les sondages enregistrent plusieurs horizons carbonatés annonciateurs des séries liasiques. La série rhétienne témoigne d'un caractère marin littoral sous influence terrigène (lagon protégé par une barrière oolitique ou gréseuse).

## Jurassique

**11i. Complexe carbonaté de base (Hettangien basal).** Reconnus sur l'ensemble de la bordure vivaro-cévenole, sauf sur le seuil de l'Escrinet (non dépôt ou érosion antébathonienne ?), les faciès très carbonatés de ce complexe se distinguent de la formation de Croix-blanche (Rhétien) par la disparition de niveaux de siltites noires et de grès grossiers.

À l'Est de l'Escrinet, dans le sous-bassin de Privas, se développent des calcaires oolithiques couronnés par une lumachelle à lamellibranches Mytilidés (secteurs de Saint-Priest, Veyras, Coux et Flaviac).

Au Sud-Ouest de l'Escrinet, débutant par des calcaires dolomitiques et toujours couronnés par la lumachelle, des calcaires oolithiques et bioclastiques se poursuivent dans la partie du sous-bassin d'Aubenas comprise sur la feuille Privas (secteurs de Saint-Étienne de Boulogne, Saint-Julien-du-Serre, Ucel et Vesseaux). Sur l'ensemble de la feuille Privas, l'épaisseur de cette formation varie entre quelques mètres et 10 m (8 à 9 m à l'affleurement au Ruisseau du Buis).

Une coupe-type du « **Complexe carbonaté de base** » est décrite en détail dans plusieurs publications (Elmi et Mousterde, 1984 ; Elmi, 2005) et dans la notice de la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996). Désormais disparue sous des constructions, elle se situait entre Saint-Julien-du-Serre et le Pont d'Ucel, coupe du hameau du Sartre et du Bosc-Jumel, le long du ruisseau du Buis et sur les pentes en contrebas du CD218, ainsi que plus à l'Est dans les quartiers du Lauzac et des Plaines, en limite des feuilles Privas et Aubenas (Elmi et Mousterde, 1965 ; Martin, 1984). Des affleurements plus pérennes existent dans les environs de Privas, Coupe du ruisseau du Chou (Elmi et Mousterde, 1965 ; Elmi et Mousterde, 1984) et au pont des Gouzis, près de Saint-Étienne-de-Boulogne (Elmi *et al.*, 1993b). À noter que dans ce dernier affleurement, il est aussi possible d'assez bien observer la suite de la succession des formations liasiques : « Calcaires noduleux cendrés » - Hettangien ; « Couches du Bosc » passage Hettangien-Sinémurien ; « Couches du Château d'Aubenas » - Sinémurien supérieur ; « Couches de la Garenne » - Carixien.

En résumé, à la base, des calcaires fins dolomitiques, gris, compacts, sont disposés en bancs décimétriques à litage horizontal, parfois à débit en plaquettes ou plus ou moins boudinés par la compaction différentielle ; ils peuvent aussi présenter des rides de courants et des litages obliques. En microfaciès, on note la présence de rares grains de quartz, de coprolithes et de quelques fragments de radioles d'échinides.

Au-dessus viennent des calcaires oolithiques et bioclastiques gris clair, en bancs décimétriques irréguliers. Les oolithes, millimétriques et bien calibrées

sont souvent recristallisées ou avec un cortex ferrugineux et les bioclastes sont variés (bivalves, gastéropodes, entroques et radioles d'échinides) ; oolithes et bioclastes soulignent les laminations. Les bioclastes sont plus abondants vers le haut où ils peuvent remplacer totalement les oolithes. Les stylolithes sont fréquents ; le toit de certains bancs montre des figures de courants tandis que d'autres, les plus épais (0,60 m), sont encroutés d'oxydes de fer.

Le complexe carbonaté se termine par des calcaires fins argileux, gris à patine rousse, et débit en plaquettes centimétriques séparées par des joints argileux. Les bivalves sont abondants (« Lumachelle à Mytilidés ») : *Modiola stoppanii*, *Plagiostoma valoniensis*, *Lima pectinoides*, *L. valoniensis*, *Corbula ludovicae*, *Cardinia deshayesi*, *Plicatula hettangiensis*, *Liostrea irregularis*, *L. hisingeri*, *L. gammalensis*, *L. dumortieri*, *Gryphea dumortieri*, *Pecten valoniensis*. Ces bivalves sont accompagnés de quelques gastéropodes (*Zygopleura sp.*) et de rares fragments d'échinides ; les ammonites sont absentes.

La datation précise de ce complexe n'est pas possible étant donné l'absence de macrofaune biostratigraphiquement significative et de micro-organismes caractéristiques. Son âge Hettangien basal est proposé par encadrement (Elmi et Mouterde, 1965). Il repose sur des assises qui ont livré des faunes, microfaunes et microflore rhétiennes ; il est suivi de couches qui n'indiquent pas l'Hettangien inférieur car dépourvues de *Psiloceras planorbis*, espèce-indice de la première zone de cet étage. Un âge Hettangien basal très probable est proposé.

Classé dans les lambeaux jurassiques du Nord de l'Ardèche, le petit relief isolé de La Pize, commune de Pranles, au Sud-Ouest d'Ollières-sur-Eyrieux, dans l'angle Nord-Est de la feuille, présente à sa base des calcaires oolithiques et bioclastiques plus ou moins dolomitiques. Reposant sur des faciès gréseux grossiers évoquant ceux du Rhétien, ces calcaires sont rapportés au « Complexe carbonaté de base ».

11a-b. **Calcaires noduleux cendrés (Hettangien moyen-supérieur).** À l'identique de la feuille Aubenas, les Calcaires noduleux cendrés ont été cartographiés séparément des Couches du Bosc, rapportées au Sinémurien inférieur (= Lotharingien). Ce sont des alternances de calcaires spathiques, en bancs réglés, et de calcaires argileux et de marnes gris en bancs irréguliers, plus ou moins ondulés et boudinés. Les coupes de référence ont été décrites en détail à plusieurs reprises (Elmi et Mouterde, 1965 ; Elmi 1984a ; Martin, 1984 ; Elmi *et al.*, 1987) et synthétisées dans la notice de la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996). Elles se situent le long de la dorsale de Saint-Julien-du-Serre, entre La Bourzède et Le Bosc, le long du Ruisseau du Buis et de la D218, en bordure méridionale de la feuille, à hauteur de Vesseaux à l'Est et Uce – Saint-Julien-du-Serre. Ces coupes de la dorsale sont considérées comme des coupes complémentaires de référence pour les biozones ; inférieure à Planorbis et moyenne à Liasicus, de la biostratigraphie de l'étage Hettangien. D'autres

affleurements d'assez bonne qualité existent dans le vallon le long de la RD304 (site de l'Engoigne – La Clapouze), à peu de distance du Col de l'Escrinet et de l'Auberge Faure en direction du Sud. Ils permettent d'observer la quasi-totalité des formations liasiques (Elmi *et al.*, 1993b) dont les variations de faciès et d'épaisseur, voire leur disparition sélective par érosion probable, sont brutales et spectaculaires

Le qualificatif « cendré » a été donné à cette formation (Fabre, 1894) à cause de la patine terne et gris clair prise à l'affleurement par les bancs calcaires et marneux à cassure esquilleuse gris foncé qui constituent la majeure partie de la formation. Les « Calcaires noduleux cendrés » sont divisés en deux sous-unités ; ils sont connus sur toute l'étendue de la feuille Privas, sauf sur le seuil de l'Escrinet où ils peuvent cependant exister très ponctuellement dans des petits panneaux effondrés de son versant oriental (Elmi, 1984a).

Les « **Calcaires noduleux cendrés inférieurs** » (25 à 55 m au maximum ; 40-45 à 50 m en moyenne) débutent par une alternance de bancs calcaires décimétriques faiblement ondulés et de marnes noires avec à la base, dans les premiers mètres, *Psiloceras psilonotum striatulum* qui indique un âge un peu plus récent que le début de l'Hettangien (Zone à Planorbis, Sous-zone à Planorbis, horizon à *psilonotum*). La présence de l'espèce indice *Psiloceras planorbis*, de l'extrême base de l'Hettangien, n'est pas établie. Par contre, à environ 9 m de la base, *Psiloceras plicatum* et *P. reynesi* datent bien la Zone à Planorbis. Au-dessus, vers environ 12 m de la base, des interbancs un peu plus marneux ont livré *Caloceras johnstoni*, espèce-indice de la sous-zone et de l'horizon du même nom, de la Zone à Planorbis. De nombreux bivalves (*Pecten pollux*, *Plagiostoma valoniensis* et des gastéropodes (*Zygopleura sp.*) accompagnent ces ammonites.

Au Sartre, la série se poursuit avec des calcaires fortement bioturbés (*Thalassinoides*), en bancs à surfaces ondulées (carrière du Bosc), souvent bicolores à l'affleurement (« Calcaires bicolores » des auteurs). Ils sont dolomités de manière différentielle, sous forme de rognons décimétriques correspondant à d'anciens terriers d'organismes fousseurs. En se chargeant progressivement en bioclastes (bivalves, entroques et radioles d'échinides), ces calcaires argileux fins peuvent se poursuivre jusqu'au sommet de la formation (carrière de Bourzède en bordure de la D218). Localement ils contiennent quelques madréporaires solitaires ; latéralement et verticalement, des biohermes à polypiers *Thecosmilia* de quelques mètres de haut peuvent même se développer (coupe du Sartre). Ces bioconstructions disparaissent vers l'Est.

Cette sous-unité inférieure se termine par des calcaires bioclastiques, riches en bivalves et entroques, quelques pelloïdes et intraclastes, rares spicules de spongiaires et silts quartzeux. De nombreux terriers horizontaux témoignent

d'une intense bioturbation. Une surface durcie, perforée, avec huîtres fixées et galets, couronne le dernier banc.

Dans l'angle nord-est de la feuille, les faciès du « Complexe carbonaté de base » situés à la partie inférieure du petit relief de La Pize sont surmontés par des calcaires argileux assimilés aux « Calcaires noduleux cendrés inférieurs ».

Les « **Calcaires noduleux cendrés supérieurs** » (60 à 70 m au maximum, 40 à 50 m en moyenne) sont représentés par des dépôts essentiellement marneux et calcaréo-marneux, pour les parties basale et inférieure, devenant plus carbonatés dans les parties moyenne et supérieure ; ils sont bien exposés dans la coupe du Buis (méandre du Bosc).

Ils débutent par des calcaires argileux compacts gris-noir (4 à 5 m), bioclastiques, en bancs minces à surfaces ondulées et irrégulières, séparés par des marnes feuilletées noirâtres ; l'ensemble est affecté par une forte bioturbation et fragmenté par une compaction différentielle. Les niveaux les plus inférieurs (1 m environ) sont les plus riches en bioclastes. Ils se terminent par des calcaires argileux (environ 1 m) à débit noduleux et passées marneuses centimétriques. Localement riches en bivalves (*Plagiostoma valoniensis*, *Mactromya liasina*, *Cardinia sp.*) et crinoïdes, ils ont livré une faune d'ammonites abondante et diversifiée avec *Waehneroceras portlocki*, *W. angerbachense*, *W. gottिंगense* de l'Hettangien moyen, Zone à Liasicus, Sous-zone à Portlocki. Une surface perforée, avec huîtres fixées et nappage de galets, couronne cette unité de base.

Ils se poursuivent (7 à 8 m) par des calcaires marneux en bancs ondulés et noduleux séparés par de minces joints marneux qui s'amincissent progressivement vers le haut ; l'ensemble est couronné par un banc de calcaire fin à entroques. Des bivalves fouisseurs (*Mactromya liasina* et *Pholadomya prima*) et des huîtres (*Liostrea rugata*), associés à des étuis de vers (*Serpula socialis*), accompagnent une faune d'ammonites caractéristique de l'Hettangien moyen, Zone à Liasicus, Sous-zone à Liasicus avec l'espèce-indice *Alsatites liasicus* accompagnée d'*A. platystoma* et *A. laqueus*.

Dans la partie supérieure (25 à 35 m), la série devient plus carbonatée, mais les bancs de calcaires argileux fins, stratocroissants, souvent bioturbés, plus ou moins bioclastiques (bivalves surtout et rares entroques dispersées), restent minces (0,05 à 0,15 m), ondulés et irréguliers. On note la présence de quelques radiolaires. Accompagnées de fréquents bivalves (*Mactromya liasina*, *Pholadomya glabra* et *Cardinia sp.*), les ammonites sont plus rares et distribuées sur l'ensemble de la colonne sédimentaire ; ce sont essentiellement des *Schlotheimia* qui indiquent sans ambiguïté un âge Hettangien supérieur, Zone à Angulata, (*S. polyptica*, *S. aff. lymensis*, *S. oxygonia*, *S. germanica* et *S. cf. similis*).

Suite aux études très détaillées des coupes ardéchoises, celles du Sartre et du Bosc-Jumel entre Saint-Julien-du-Serre et Le Pont d'Ucel (Elmi et Mousterde, 1965) avaient été proposées comme « parastratotypes », coupes-types supplémentaires de référence aidant à la définition du stratotype originel de l'Hettangien (Elmi et Mousterde, 1984). Mais, en principe, le parastratotype doit être défini dans la même région que le stratotype (Hettange-Grande ; Moselle) et par l'auteur originel ou le réviseur du stratotype ; en conséquence, selon le code stratigraphique international, le site ardéchois aurait dû être désigné comme « hypostratotype ». Les coupes ayant disparu, cette proposition est aujourd'hui abandonnée. D'autres sites ont alors été évoqués en remplacement : près de Saint-Etienne-de-Boulogne et dans les environs de Privas (Elmi, 2005).

On doit aussi noter que dans ce secteur ardéchois, les développements cumulés des trois formations du « Complexe carbonaté de base », des « Calcaires noduleux cendrés inférieurs » et des « Calcaires noduleux cendrés supérieurs » donnent à l'Hettangien une épaisseur voisine de 130 mètres.

**l2a - l2c. Couches du Château d'Aubenas, au Sud de l'Escrinet ; Calcaires à entroques supérieurs, à l'Est de l'Escrinet (Sinémurien supérieur = Lotharingien) (l2c) - Couches du Bosc, au Sud de l'Escrinet ; Calcaires à entroques inférieurs et Calcaires à chailles inférieurs, à l'Est de l'Escrinet (Sinémurien inférieur = Sinémurien s.s.) (l2a).** Les deux formations précédentes, respectivement l2a et l2c, ne sont pas distingués cartographiquement. Néanmoins, elles seront décrites séparément.

**l2a. Couches du Bosc, au Sud de l'Escrinet ; Calcaires à entroques inférieurs et Calcaires à chailles inférieurs, à l'Est de l'Escrinet (Sinémurien inférieur = Sinémurien s.s.).** À partir du Sinémurien, la sédimentation et les faciès qui en découlent sont très différents de part et d'autre du seuil de l'Escrinet qui reste totalement dépourvu de dépôts liasiques comme au Rhétien et à l'Hettangien. Les « Couches du Bosc » se développent au Sud du seuil de l'Escrinet, tandis qu'à l'Est de ce dernier, se déposent les deux termes les plus inférieurs des « Calcaires à entroques de Privas » : les « Calcaires à entroques inférieurs » et les « Calcaires à chailles inférieurs ».

Dans le secteur de la dorsale de Saint-Julien-du-Serre – Vesseaux – Hameau du Bosc, et plus au Nord-Est, secteur de Saint-Étienne-de-Boulogne (Elmi et Mousterde, 1965 ; Elmi, 1984a ; Elmi *et al.*, 1993b), les « **Couches du Bosc** » sont des alternances métriques de calcaires fins en bancs décimétriques (0,30-0,60 m), à surface relativement plane ou ondulée, compacts, bioclastiques et à petits grains de quartz, et d'interbancs de marnes tendres à surface plus ou moins ondulée. Par son aspect faciologique et sa stratonomie, cette unité évoque les « Calcaires noduleux cendrés » à l'affleurement. La différence est marquée par

des bancs plus épais et plus compacts, et par la présence de nombreux bioclastes et de grains de quartz.

La limite inférieure de cette formation est soulignée par la présence constante, dans toute la région, de deux bancs (0,40 et 0,20 m) de calcaires bioclastiques roux avec quelques articles de crinoïdes silicifiés, séparés par une surface encroûtée et ferrugineuse (« repère bioclastique » de la coupe du Bosc, méandre du ruisseau du Buis).

Au Gras de Saint-Julien-du-Serre, la formation débute par un banc encroûté par des oncoïdes et un nappage de bioclastes (entroques, bivalves, gastéropodes et radioles d'échinides) ; il renferme aussi des organismes tubulaires ramifiés (*Neuropora socialis*). Dans l'ensemble (15 à 20 m en moyenne), et au-dessus, les niveaux ondulés contiennent des bivalves *Mactromya liasina* et *Cardinia sp.*, des pentacrines, ainsi que de rares *Gryphaea arcuata* ; ces dernières, parfois ponctuées d'orbicules de silice (Serre des Champs), sont plutôt localisées dans les bancs compacts. Les passées marneuses tendent à disparaître vers le haut de la formation en même temps que les bancs compacts se chargent en entroques et éléments quartzeux, venant s'ajouter à des pellets, des spicules de spongiaires, des fragments de radioles d'échinides et quelques radiolaires.

Les ammonites sont très rares. Tout à fait à la base, au-dessus du « repère bioclastique », *Schlotheimia sp.* donne un âge encore Hettangien supérieur. Plus haut, *Coroniceras rotiforme* indique le Sinémurien inférieur, Zone à Bucklandi, Sous-zone à Rotiforme.

À l'Est de l'Escrinet, les « **Calcaires à entroques inférieurs** », 20 m dans la vallée du Mezayon, affluent nord de l'Ouvèze dans le secteur Privas-Coux, sont des calcaires fins, en bancs massifs, riches en spongiaires à la base, se chargeant progressivement vers le sommet en entroques et grains de quartz (Elmi *et al.*, 1993a, b). Vers l'Ouest, entre Privas et l'Escrinet, ce terme se charge en éléments plus grossiers et s'enrichit en quartz. Au contraire, vers l'Est, secteur de Chou en direction de Flaviac, les éléments se réduisent en taille et en quantité ; on passe à des alternances de calcaires fins en bancs décimétriques ondulés et de bancs plus épais et plus compacts avec fins bioclastes et grains de quartz. Ce faciès rappelle alors fortement celui des « Couches du Bosc » au Sud de l'Escrinet.

La faune, peu abondante, est surtout composée de bivalves parmi lesquels figure *Gryphaea arcuata*, accompagnée de *Pinna sp.*, *Modiola cf. morrissi* et *Pholadomya fortunata*. Ces calcaires sont datés de la base du Sinémurien inférieur, Zone à Bucklandi, Sous-zone à Rotiforme et Sous-zone à Bucklandi par de rares ammonites : *Charmasseiceras sp.*, *Primarietites cf. rotiformis* et *Metophioceras cf. conybeari*.

Les « **Calcaires à chailles inférieurs** », parfois dénommés « Calcaires à silex inférieurs », sont effectivement caractérisés par l'abondance des silex, allongés et épais, et par des bancs de grès fins à moyens intercalés dans des calcaires massifs, eux-mêmes finement bioclastiques (entroques et spicules de spongiaires). Ils se développent au-dessus des « Calcaires à entroques inférieurs », à l'Est de l'Escrinet (Elmi *et al.*, 1993a, b). Ils atteignent 15 m d'épaisseur dans la coupe du ruisseau de Mazayon au confluent Baumes – Veilles, immédiatement au Nord de Coux. Les bancs les plus supérieurs se réduisent en épaisseur et se chargent en glauconie, grains de quartz millimétriques, nodules phosphatés et galets perforés.

Les ammonites, plus abondantes que dans la série sous-jacente, se rencontrent surtout vers le sommet de cette unité qui est datée du Sinémurien inférieur, Zone à *Semicostatum*, avec *Arnioceras densicostata*, *A. gr. oppeli*, *A. cf. arnouldi*, *Paracoronicerias sp.*, *Euagassiceras gr. sauzeanum*, *Agassiceras scipionianum*. Elles sont accompagnées de rares brachiopodes et de quelques bivalves fouisseurs (*Pleuromya striatula*), de cardinies et de pectinidés (*Amussium hehli*), et de quelques gryphées (*Gryphaea arcuata*).

Dans le secteur de Flachères – Le Béal, à l'Ouest de Privas et à l'approche du seuil de l'Escrinet, les variations de faciès et d'épaisseurs sont rapides et spectaculaires. Elles rendent difficiles l'individualisation des « Calcaires à entroques de Privas » et ses subdivisions. La limite entre les « Calcaires à entroques inférieurs » et les « Calcaires à chailles inférieurs » correspond à une surface perforée (Elmi *et al.*, 1993a, b) et, suivant les affleurements et les niveaux concernés, on note la présence d'oolithes ou de détritiques quartzeux, ces derniers parfois abondants. Les éléments de datation sont rares, mais la présence de *Gryphaea arcuata incurva*, *Euagassiceras sp.* et *Arnioceras oppeli* indique le Sinémurien inférieur, Zone à *Semicostatum*.

**l2c. Couches du Château d'Aubenas, au Sud de l'Escrinet ; Calcaires à entroques supérieurs, à l'Est de l'Escrinet (Sinémurien supérieur = Lotharingien).** Le régime de sédimentation différentielle installé de part et d'autre du seuil de l'Escrinet se poursuit pendant le Sinémurien supérieur. L'équivalent stratigraphique des « Couches du Château d'Aubenas » déposées au Sud de ce point haut, encore dépourvu de sédiments liasiques, est la formation des « Calcaires à entroques supérieurs », troisième unité lithostratigraphique faisant partie du groupe des « Calcaires à entroques de Privas » (Elmi et Mouterde, 1965 ; Elmi, 1984a).

Les « **Couches du Château d'Aubenas** » ont une distribution très irrégulière, sans doute due à des érosions partielles plus ou moins précoces après leur dépôt ; leur épaisseur varie entre 3 et 15 m. En continuité avec les « Couches du Bosc », ce sont des calcaires bioclastiques à silex marqués par un fort détritisme quartzeux ; les feldspaths y sont par contre très rares. Le faciès

varie d'un calcaire bioclastique à grains fins, à un calcaire plus grossièrement bioclastique, avec grains de quartz, intraclastes variés et pelloïdes.

Les « **Couches du Château d'Aubenas** » occupent une position stratigraphique semblable aux assises du secteur de Privas datées du Sinémurien supérieur (« Calcaires à silex inférieurs » des « Calcaires à entroques de Privas »). À la base, la présence de *Gryphaea arcuata incurva* indique que cette unité débute vraisemblablement dans le Sinémurien inférieur (Zone à *Semicostatum*) ; les gryphées sont fréquemment silicifiées. La masse principale des « Couches du Château d'Aubenas » appartient au Sinémurien supérieur grâce à la présence au Bosc d'*Asteroceras obtusum* espèce-indice de la zone de base du même nom du Sinémurien supérieur (= Lotharingien).

À l'Est de l'Escrinet, les calcaires bioclastiques et gréseux du Château d'Aubenas sont donc remplacés par les « **Calcaires à entroques supérieurs** » (Elmi *et al.*, 1993a, b). Riches en entroques brisés, usés ou broyés, ils ont un développement très variable (0 à 10 m) ; localement et hors du secteur Privas – Coux, ils forment une assise d'environ 5 m riche en petits lithoclastes de couleur ocre à jaunâtre. Vers l'Est, ils se chargent en nodules phosphatés (secteur de Veilles), et vers l'Ouest, en granules de fer (secteur du Charalon – Petit Tournon). Ce terme carbonaté, et à grain fin à moyen à la base, s'enrichit progressivement vers le haut en grains de quartz de granulométrie croissante, en particulier près de Privas (vallées du Mézayon et du Charalon).

Les ammonites sont rares ; dans les affleurements de la vallée du Mézayon, elles indiquent la Zone à *Obtusum* et la Zone à *Oxynotum* du Sinémurien supérieur (= Lotharingien) avec *Asteroceras sp.* et *Oxynoticeras subguibalianum*. Dans la vallée des Vielles, *Asteroceras sp.* est associée à des brachiopodes, des gastéropodes de grande taille et une faune diversifiée de bivalves (*Amussium*, *Ctenostreon*, *Plagiostoma gigantea*, *Prohinnites*, *Oxytoma*).

**l3G. Couches de la Garenne, au Sud de l'Escrinet - Calcaires à chailles supérieurs, à l'Est de l'Escrinet (Pliensbachien inférieur = Carixien).** De part et d'autre du seuil de l'Escrinet, où les séries liasiques sont toujours totalement absentes, les différences de faciès des formations reconnues sont moins marquées qu'au Sinémurien *s.l.*

Au Sud de l'Escrinet se développent les « **Couches de La Garenne** » (Elmi et Mouterde, 1965 ; Elmi, 1984a). Ce sont des calcaires noirs, à entroques, montrant un enrichissement quartzeux ou gréseux massif, et riches en silex ; ces derniers sont dus à la silicification différentielle d'anciens terriers d'organismes fousseurs. Parmi les éléments détritiques, les feldspaths deviennent abondants et de grande taille. Une silicification peut aussi affecter les bioclastes. Cette formation, dont l'épaisseur maximale ne dépasse pas quelques mètres dans le secteur de Vesseaux, s'amincit latéralement et peut disparaître totalement. Tel est

le cas sur les bordures du sous-bassin d'Aubenas, non seulement vers le Nord, aux abords du seuil de l'Escrinet, mais aussi vers le Sud, sur la dorsale de Saint-Julien-du-Serre, où les calcaires à chailles et entroques de La Garenne font place à des niveaux lenticulaires de brèches à bélemnites.

L'âge de ces unités est difficile à préciser du fait de la rareté des ammonites sur la feuille Privas. Plus au Sud, sur la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996), la présence de *Uptonia jamesoni* au Sau, près d'Uzer, indique le Carixien inférieur (Zone à Jamesoni) ; *Liparoceras sp.* (macroconque), *L. (Becheiceras) gr. becheinautiliforme* et *Oistoceras figulinum* à la Chapelle-sous-Aubenas indiquent le sommet du Carixien (Zone à Davoei, Sous-zone à Figulinum) et peut-être la base du Domérien.

À l'Est de l'Escrinet, d'épaisseur très variable (0 à 30 m), l'équivalent stratigraphique des « Couches de la Garenne » est désigné sous le terme de « **Calcaires à chailles supérieurs** » (Elmi, 1984a) ou « Calcaires à silex supérieurs » (Elmi *et al.*, 1993a, b). Ce terme est la quatrième unité lithostratigraphique faisant partie du groupe des « Calcaires à entroques de Privas » (Elmi et Mouterde, 1965 ; Elmi, 1984a). À Veyras, entre l'Escrinet et Privas (Elmi, 1964a, b), ces calcaires quartzeux et à entroques (5 m) débutent par une brèche à ciment calcaire qui contient des galets de calcaires à grains fins remaniés à partir des couches de la formation sous-jacente. Ils sont bien développés au Sud du secteur de Flachères où ils contiennent un abondant matériel détritique.

Les ammonites sont extrêmement rares. Elles ne sont connues que par une seule citation ancienne (Ebray, 1864) qui peut être rapportée à *Androgynoceras capricornus* (Zone à Davoei, Sous-zone à Capricornus). Les calcaires à entroques et à chailles superposés qui couronnent ce terme, ont livré *Oistoceras figulinum* du sommet du Carixien (Sous-zone à Figulinum ; Alméras et Elmi, 1987).

Les « Calcaires bleus » de la partie supérieure du petit relief de La Pize, dans le quart nord-est de la feuille, sont considérés comme un possible équivalent latéral des « Calcaires à chailles supérieurs » du sous-bassin de Privas (Elmi, 1984a).

**13V. Calcaires de Vaumalle et couches bréchiques (Pliensbachien supérieur = Domérien).** Sur toute la bordure ardéchoise, en particulier sur les feuilles Aubenas et Privas, le Domérien est très incomplet, voire totalement absent ; il n'existe que sous forme de dépôts minces et discontinus (Elmi, 1964a, b).

Le Domérien inférieur (Zone à Stokesi) existe sous forme de lambeaux discontinus, plus au Sud, sur la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996). Sur la feuille

Privas, ce sous-étage pourrait être représenté très localement par des brèches phosphatées dans le secteur de la dorsale de Saint-Julien-du-Serre (Elmi 1984a).

Le Domérien inférieur et le Domérien moyen sont absents sur la feuille Privas, dans tout le secteur du sous-bassin correspondant (environs de Saint-Priest – Privas et de Coux – Veyras), et dans la portion du sous-bassin d'Aubenas comprise sur la feuille, environs de Saint-Étienne-de-Boulogne et Saint-Julien-du-Serre.

Le Domérien supérieur est représenté soit par des calcaires gréseux, soit par un faciès de brèches à entroques et brachiopodes essentiellement de la partie supérieure de l'étage (Zone à Spinatum).

La coupe-type de cette unité lithostratigraphique est à quelques kilomètres à l'Ouest de Privas le long de la RD304, au lieu-dit Le Béal, et dans le ravin de Vaumalle, immédiatement au Nord de Saint-Priest (Elmi et Mouterde, 1965 ; Elmi *et al.*, 1993b). Dans l'ensemble, ce sont des calcaires bioclastiques, de couleur fréquemment rougeâtre, à nombreux entroques, souvent riches en brachiopodes et bélemnites. Dans le détail, cette formation débute par des calcaires à entroques quartzeux, surmontés par des faciès conglomératiques (calcaires fins à galets de calcaires et de quartz) à *Homeorhynchia acuta* et rares *Pleuroceras*. Viennent ensuite des calcaires à entroques gréseux, beiges ou roses, à litages obliques, couronnés par une surface durcie sur laquelle reposent des lentilles de marnes noires du Toarcien inférieur.

À signaler l'importance de cette suite d'affleurements, le long de la RD304 et dans le ravin de Vaumalle, qui permet en outre d'observer la quasi-totalité de la série liasique depuis les « Calcaires noduleux cendrés supérieurs » de l'Hettangien, jusqu'aux « Calcaires du Riou petit » du Toarcien.

Sur la dorsale de Saint-Julien-du-Serre, les « Calcaires de Vaumalle » sont blanchâtres, avec de gros entroques, des éléments quartzeux grossiers et des bivalves (faciès à *Aequipecten*). Ils ont livré une faune diversifiée de brachiopodes (*Homoeorhynchia acuta*, *Quadratirhynchia quadrata*, *Prionorhynchia quinqueplicata* et *Liospiriferina rostrata*) du Domérien supérieur (Elmi et Mouterde, 1965 ; Alméras et Elmi, 1987).

Les « Calcaires de Vaumalle » et ses formations encadrantes, « Calcaires à chailles supérieurs » formant substratum, et les « Marnes et calcaires noirs de Coux » au toit, peuvent aussi être observés sous le hameau de La Jaubernie et le long du chemin des Baumes au Cros du Roure, immédiatement au Nord – Nord-Est de Privas (Elmi *et al.*, 1993b). Cet affleurement et le paysage associé sont d'ailleurs parmi les plus fameux de la géologie ardéchoise puisque E. Haug (1911) en donne une photographie dans son traité ; il permet en outre d'observer les « Calcaires noirs de Vesseaux » et les « Calcaires du Riou-Petit » du Toarcien.

Au Sud de l'Escrinet, compte tenu de conditions d'affleurement parfois difficiles (étroites bandes faillées), à cause de leurs faciès très proches, d'un diachronisme affectant la base de certaines d'entre elles, de lacunes touchant essentiellement le Domérien, il n'a pas toujours été possible de reconnaître, distinguer et dater avec précision les quatre formations sinémuriennes et plienschbachiennes : « Couches du Bosc », « Couches du Château d'Aubenas » (Carixien), « Couches de la Garenne » et « Couches de Vaumalle » (Domérien).

Dans le témoin topographique résiduel jurassique de La Pize, le faciès des calcaires gréseux qui reposent sur les calcaires bleus attribués au Carixien, suggère de les mettre en équivalence des calcaires domériens de Vaumalle. Cependant, aucun élément de datation ne permet de confirmer cette corrélation.

l4-j1-3a. **Marnes et calcaires noirs de Coux, Minerai de fer de Saint-Priest, Calcaires noirs de Vesseaux, Calcaires du Riou-Petit (Toarcien) et niveaux condensés (Aalénien-Bathonien inférieur).** Un ensemble sédimentaire varié, d'une dizaine à une quinzaine de mètres d'épaisseur maximale est cartographié sous cette notation compréhensive ; il englobe le Toarcien, l'Aalénien, le Bajocien et l'extrême base du Bathonien inférieur. Les unités lithostratigraphiques concernées, de faciès très variés, souvent condensées, sont d'épaisseur réduite et entachées de lacunes plus ou moins développées (Elmi, 1967 ; Elmi, 1984a, b).

Sur la feuille Privas elle-même, dans le sous-bassin de Privas, les « **Marnes et calcaires noirs de Coux** » du Toarcien inférieur (Zone à Tenuicostatum et Zone à Serpentinus) sont développés depuis le secteur de Coux, en bordure orientale de la feuille, jusqu'au droit de Privas et Saint-Priest ; ils n'existent pas à hauteur de Le Béal et sont absents sur le seuil du Col de l'Escrinet. Au-delà, et en direction du Sud-Ouest, des « Schistes cartons », également datés du Toarcien inférieur, se déposent dans le sous-bassin d'Aubenas jusqu'à hauteur de Vesseaux et au Nord d'Aubenas.

Au-dessus viennent les « **Calcaires noirs de Vesseaux** », également présents dans le sous-bassin de Privas et dans celui d'Aubenas, au Sud de l'Escrinet, jusqu'au-delà de Vesseaux où ils se réduisent à partir de la dorsale de Saint-Julien-du-Serre. Cette unité, datée du Toarcien moyen (Zone à Bifrons et Zone à Variabilis), n'existe pas sur le seuil de l'Escrinet et dans le secteur de Le Béal. Cependant, le faciès des calcaires noirs noduleux de Vesseaux se retrouve à hauteur de Saint-Priest, à partir duquel il est développé jusqu'à Privas et Coux. Localement, un faciès de minerai de fer (« **Minerai de fer de Saint-Priest** ») existe à la base des calcaires noduleux noirs, à hauteur de Saint-Priest et Le Béal. De minces placages de minerai de fer peuvent aussi exister vers le sommet des flancs du point haut de l'Escrinet.

Les faciès à entroques des « **Calcaires du Riou-Petit** » terminent la série toarcienne (Zone à Thouarsense, Zone à Insigne, Zone à Pseudoradiosa et Zone à Aalensis) ; cependant, localement, dans le secteur de Saint-Julien-du-Serre, sous-bassin d'Aubenas et dans le secteur de Saint-Priest et des Mines, sous-bassin de Privas, la partie supérieure des « Calcaires du Riou-Petit » est datée de l'Aalénien inférieur. Ce faciès de calcaires à entroques est développé dans les deux portions des sous-bassins de Privas et d'Aubenas intéressés par la feuille Privas.

Dans le secteur de Vesseaux et La Conchy, la partie supérieure des « Calcaires du Riou Petit » fait place à de minces niveaux de brèches à oncolithes et oursins réguliers (*Caenocidaris roysi*). Les « Calcaires du Riou-Petit » n'existent pas sur le seuil de l'Escrinet, mais les brèches se retrouvent au-delà de Privas, dans le secteur de Coux. Les « Calcaires du Riou-Petit » et les brèches sont couronnés par une surface durcie et perforée soulignant une discontinuité sédimentaire majeure d'importance régionale.

Les « **niveaux condensés** », qui reposent sur cette discontinuité majeure, ont des faciès et une distribution géographique et bio-chronostratigraphique très variée, dans un ensemble entaché de lacunes.

Dans le sous-bassin de Privas, ce sont des « brèches » (Aalénien moyen et supérieur), des « calcaires à dragées » (Bajocien inférieur) et des minerais de fer ; « minerai doux » et « minerai cristallin » (Bajocien supérieur, Zone à subfurcatum, Zone à Garantiana et Zone à Parkinsoni), strictement localisés dans le secteur des Mines, entre Privas et Saint-Priest. Ces unités de type « minerai de fer » n'existent pas de part et d'autre de ce secteur, ni à hauteur de Coux et de Saint-Priest, ni sur le seuil de l'Escrinet.

À ce propos, on se doit de rappeler que les minerais de fer de Privas – Saint-Priest, encore exploités au début du XX<sup>e</sup> siècle, sont restés célèbres pour la richesse de leur faune (Roman, 1935), en particulier les ammonites, mais aussi des brachiopodes (Alméra et Elmi, 1996), des bivalves et des gastéropodes. La diversité des faciès sédimentaires des coupes des mines du secteur de Veyras et les ammonites récoltées, avaient d'ailleurs conduit F. Roman à envisager une succession d'unités sédimentaires réduites, discontinues et marquées de lacunes, dans l'intervalle Toarcien moyen - Bathonien inférieur.

Des brèches, dont certaines ont un faciès à oncolithes, existent aussi dans le sous-bassin d'Aubenas, près de Vesseaux (Bajocien supérieur, Zone à Subfurcatum) et Saint-Julien-du-Serre (Aalénien moyen et supérieur, Bajocien inférieur, Bajocien supérieur, Zone à Subfurcatum).

Dans le sous-bassin de Privas, à hauteur de Coux, ravin de Chamée, des brèches ont livré *Parkinsonia parkinsoni*. Elles sont mises en équivalence

au moins partielle avec le « Minerai doux » (Bajocien supérieur, Zone à Subfurcatum et Zone à Garantiana) et avec le « Minerai cristallin » (Brèche à *Isocrinus nicoleti* - Sayn et Roman, 1928, 1930 ; Bajocien supérieur, Zone à Parkinsoni). Ces brèches se présentent souvent en remplissage de fissures dans les formations plus anciennes.

La distribution géographique, la géométrie, les variations d'épaisseur et de faciès, et l'âge des formations reconnues dans l'intervalle Toarcien - Bathonien inférieur montrent une grande diversité. À titre de comparaison on peut rappeler les données majeures portées dans la notice de la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996).

Dans le secteur de la dorsale de Saint-Julien-du-Serre, à la limite des feuilles Privas et Aubenas, au Chambon de Saint-Privat (Coupe de la D256, le long de la vallée du Luol), des observations bio-chronostratigraphiques très précises ont été effectuées pour cet intervalle grâce à une abondante faune d'ammonites. Le Toarcien moyen (Zone à Bifrons) a été reconnu dans un complexe (1 m), fortement quartzeux, de calcaires à entroques noirâtres et taches rouilles, de marnes calcaires et de calcaires noirs à oolithes blanches, considéré comme équivalent des « Calcaires de Vesseaux ». Un équivalent des « Calcaires du Riou-Petit » (Toarcien supérieur, Zone à Thouarsense, Sous-zone à Fallaciosum ; Zone à Dispensum, Sous-zone à Insigne ; Zone à Pseudoradiosa, Sous-zone à Levesquei ; Zone à Aalensis, Sous-zone à Mactra) est représenté par des calcaires quartzeux à entroques et bélemnites, gris ou beiges, ponctués de roux (2 m), couronnés par une surface durcie. L'Aalénien inférieur (Zone à Opalinum, Sous-zone à Comptum) et l'Aalénien moyen (Zone à Murchisonae, Sous-zone à Opalinoides) sont présents dans une croûte calcaire rougeâtre veinée de noir et de roux à gros *Balanocrinus roysi*. Enfin, des calcaires ferrugineux et glauconieux fortement quartzeux et à oncolithes sont datés de l'Aalénien supérieur (Zone à Concavum).

Dans la vallée du Buis, au-dessus du méandre du Bosc et jusqu'au Sartre, à l'Est d'Ucel (bordure méridionale de la feuille Privas), les unités rapportées au Toarcien - Bajocien se présentent sous forme de minces lentilles discontinues d'épaisseur décimétrique. Le Toarcien moyen (Zone à Bifrons, Sous-zone à Sublaevisoni) est présent dans des calcaires gris à passées rougeâtres et verdâtres. Des calcaires quartzeux noirs à passées ferrugineuses, feldspaths corrodés, galets calcaires et concrétions stromatolithiques appartiennent au Toarcien supérieur (Zone à Pseudoradiosa, Sous-zone à Levesquei). Des calcaires noirs sont datés du Toarcien supérieur (Zone à Aalensis). L'Aalénien inférieur (Zone à Opalinum, Sous-zone à Comptum) est reconnu dans des calcaires à entroques et autres bioclastes (bivalves). Des calcaires gréseux à cailloux noirs, gros bioclastes (bivalves et entroques souvent recristallisés) sont les seuls témoins reconnus du Bajocien supérieur (Zone à Humphriesianum).

Dans certains secteurs de la feuille Privas, une ou plusieurs des formations regroupées sous la notation compréhensive l4-j1-3a peuvent manquer ou n'ont pas été reconnues en affleurement vu leur caractère discontinu et leur épaisseur réduite.

Les deux termes lithologiques stratigraphiquement équivalents reconnus dans le relief résiduel de La Pize sont réduits à quelques mètres (Elmi et Mouterde, 1964 ; Elmi, 1967). Ils comprennent des calcaires oolithiques, gréseux et spathiques, chloriteux et ferrugineux, et des brèches à oncolithes, respectivement attribuées par ammonites à la Zone à Bifrons (*Hildoceras bifrons*, *H. lusitanicum* et *Harpoceras subplanatum*) et à la Zone à Variabilis (*Harpoceras bicarinatum*, *Phymatoceras pulchrum*) du Toarcien moyen. Le Toarcien inférieur, Zone à Serpentinus, pourrait être présent dans un mince niveau de brèches à la base des calcaires oolithiques chloriteux et ferrugineux ; le Toarcien supérieur est absent.

Quant au Dogger inférieur, il est aussi extrêmement réduit. L'Aalénien est totalement absent. Seule la base du Bajocien supérieur, Zone à Subfurcatum, serait présente condensée dans un mince niveau de brèches, équivalentes de celles de Coux, de même âge, et des lentilles de calcaires fins, spathiques et légèrement gréseux. La faune est assez abondante avec *Cadomites cf. deslongchampsii*, *Vermisphinctes martinsi*, *Oecotraustes genicularis*, *Partschiceras viator*, *Phylloceras sp.* et *Rhynchonella niobe*. Le Bajocien terminal est totalement absent.

**j3a-b. Calcaires à *Cancellophycus* (Bathonien inférieur pars. et moyen pars.).** Les « Calcaires à *Cancellophycus* » sont bien développés dans le sous-bassin d'Aubenas dont ils occupent principalement le centre, depuis Aubenas jusque plus au Nord dans les secteurs de Saint-Julien-du-Serre – Vesseaux et Auriolles – Saint-Étienne-de-Boulogne – La Gette. Sur la feuille Privas, ils ont une épaisseur moyenne de 20 m. Ils se réduisent à partir de La Conchy – Saint-Étienne-de-Boulogne et sont absents sur le seuil de l'Escrinet. Au-delà de ce point haut, ils se développent à nouveau vers l'Est, dans le sous-bassin de Privas, à partir de Saint-Priest, jusque vers les Mines, Privas, Coux et Flaviac en bordure orientale de la feuille (Elmi, 1967 ; Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996).

Ce sont des calcaires argileux fins, devenant de plus en plus argileux vers leur sommet. Ils se présentent en bancs compacts stratodécroissants (0,20 à 0,40 m) et d'interbancs tendres, marneux, dont l'épaisseur et l'argilosité augmentent de la base, où ils peuvent manquer, vers le sommet. Ils sont riches en *Zoophycos* (= *Cancellophycus*, nom de genre ichnologie mis taxonomiquement en synonymie, mais conservé dans la nomenclature lithostratigraphique ; Olivero, 1993) ; les *Zoophycos* correspondent à des terriers en forme de lames qui s'enroulent en spire hélicoïdale, vraisemblablement primitivement occupés par

un organisme vermiforme. Les bancs de calcaires fins sont riches en filaments (*Bositra*) et les bioclastes sont rares et inframillimétriques ; ils contiennent des silex rognonneux, décimétriques, correspondant à la silicification incomplète de terriers et de bioturbations de type *Thalassinoides*. Des figures de glissements synsédimentaires sont fréquentes, surtout dans la moitié supérieure de la formation, plus argileuse.

La macrofaune est surtout représentée par de petits bivalves posidonomes pélagiques (*Bositra buchi* et *Silberlingia dalmasi*). Les éléments de datation sont rares mais permettent toutefois de les rapporter au Bathonien inférieur *pars.* (Zone à Aurigerus ?) et moyen *pars.* (Zone à Progracilis), grâce à la présence de grands exemplaires d'ammonites du groupe *Procerites* et *Gracilisphinctes* (Busnardo et Elmi, 1961). L'âge Bathonien moyen, Zone à Subcontractus, est confirmé par la découverte de *Tulites subcontractus* à Vessex dans la partie septentrionale du sous-bassin d'Aubenas, sur la feuille Privas (Elmi *et al.*, 1993b).

Dans le secteur de Saint-Priest et des Mines, les « Calcaires à *Cancellophycus* » débutent par des calcaires feuilletés et un faciès de type minéral également feuilleté (Elmi, 1984b) ; ces deux unités reposent respectivement sur les calcaires aaléniens du Riou-Petit (Saint-Priest) ou sont en continuité avec les faciès de minerais bajociens (Les Mines). De minces niveaux de brèches et de calcaires glauconieux peuvent s'observer sur les flancs du seuil de l'Escrinet. Non formellement datées, ces diverses unités qui reposent sur des couches rapportées à l'Aalénien-Bajocien et qui sont recouvertes par les « Calcaires à *Cancellophycus* », sont rattachées par encadrement au Bathonien inférieur.

Au Col de l'Arénier (Pourchères), un banc de calcaires fins à filaments, plus ou moins glauconieux et à galets calcaires remaniés, repose directement sur la série bariolée triasique. Les rares ammonites récolées (*Gonolkites*, *Morphoceras* et *Nannolytoceras* ; Elmi, 1967) donnent un âge Bathonien inférieur.

Dans le témoin jurassique isolé de La Pize, quelques mètres de « Calcaires à chailles », gréseux et cristallins, considérés comme partiellement équivalents de la partie inférieure des « Calcaires à *Cancellophycus* », sont rapportés au Bathonien inférieur grâce à la présence de *Procerites sp.*, *Parkinsonia gr. pachypleura* et *Nannolytoceras tripartitum*. Ils constituent l'une des assises les plus récentes qui couronnent le petit compartiment faillé occidental de ce relief résiduel.

j3b-c. **Couches de la Clapouze, au Sud de l'Escrinet - Couches d'Argevillières, à l'Est de l'Escrinet (Bathonien moyen *pars.* - supérieur *pars.*).** Les « Couches de la Clapouze » (ou « Calcaires de la Clapouze » ; Elmi, 1967 ; Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996) sont bien développées

dans le sous-bassin d'Aubenas. Sur la feuille Privas (Elmi *et al.*, 1993b), entre le Col de l'Escrinet et Saint-Étienne-de-Boulogne, une succession d'affleurements dans le vallon le long de la RD304, toutefois en partie couverts par les déblais des travaux routiers, permet d'observer cette formation ainsi que les formations sus-jacentes : « Couches de Plat-Redon », « Couches de Gette » et « Couches du Fesc ». Parmi ces affleurements, la coupe de la Clapouze (l'Engoigne) et la coupe du Monument de la Gette au Nord du hameau de La Conchy, sont considérées comme les topotypes de cette formation (Elmi, 1967).

Les « Couches de La Clapouze » débutent par des calcaires fins contenant encore quelques *Zoophycos* mais sans silex rognonneux. Les bancs calcaires sont stratodécroissants et discontinus vers le haut de la formation où les interbancs marneux sont de plus en plus épais et marqués. Dans le même temps, les *Zoophycos* deviennent très rares puis disparaissent bien avant le sommet de la formation. De la Clapouze à Vesseaux, l'épaisseur de cette formation varie significativement avec une moyenne de 20 m. Dans le secteur de Saint-Étienne-de-Boulogne (La Clapouze et La Gette), elle atteint 32 m, pour se réduire à 15 m au Plat Redon et 9 m au Fesc.

Les « Couches de la Clapouze » apparaissent diachrones, selon une variation qui suit celle du sommet des « Calcaires à *Cancellophycus* » sous-jacents. Les ammonites (*Procerites*, *Choffatia*, *Homoeoplanulites*, *Bullatimorphites*, *Oxyerites*) sont rares et souvent déformées ne permettant pas des datations très précises (Bathonien inférieur à moyen et supérieur très probablement), sauf dans quelques cas. Sur la feuille Privas, à La Conchy, elles sont précisément datées du Bathonien moyen (Zone à *Subcontractus*, Zone à *Morrisi* et Zone à *Bremeri*) et de l'extrême base du Bathonien supérieur (Zone à *Retrocostatum*, Sous-zone à *Julii*), cette unité étant plus fossilifère avec *Hemigarantia julii*, *Tulites angulicostatus*, *Oxyerites oppeli*, *Oecotraustes davaiensis*, *Strungia haugi*, *S. subinflexa*, *Eohecticoceras costatum*, *Prohecticoceras retrocostatum*, *P. waageni*, *Siemiradzka sp.*, *Choffatia subbackeriae*, *Homeoeoplanulites acuticostata*. Plus au Sud, dans les secteurs de Vesseaux, Saint-Étienne-de-Boulogne et Saint-Julien-du-Serre, elles n'occupent que la partie supérieure du Bathonien moyen (Zone à *Bremeri*), montant peu à peu dans le Bathonien supérieur (Zone à *Retrocostatum*, Sous-zone à *Julii*). Au-delà, vers le Sud, sur la feuille voisine Aubenas (Elmi *et al.*, 1996) et sur la feuille Largentière (Elmi *et al.*, 1975), elles sont uniquement dans le Bathonien supérieur.

Vers l'Est et au-delà du point haut de l'Escrinet, de Saint-Priest à Saint-Julien-en-Saint-Alban, se développent les « Couches d'Argevillières », dont l'épaisseur atteint une vingtaine de mètres près de Saint-Priest (La Garde). Elles se poursuivent donc jusqu'au-delà de la bordure orientale de la feuille, avec une épaisseur identique dans les secteurs des Mines, Coux et Flaviac. Une coupe-type de cette formation peut être prise dans le ravin du Chalot, près d'Argevillières, au Sud de Veyras. Ce sont des calcaires argileux fins avec interbancs marneux de

plus en plus épais vers leur sommet. Quelques *Zoophycos* sont encore présents à la base, dans les bancs carbonatés, mais ils disparaissent très vite. À l'identique des « Calcaires à *Cancellophycus* », les « Couches d'Argevillières » présentent des figures de glissements synsédimentaires.

Stratigraphiquement mises en corrélation avec une partie des « Couches de La Clapouze », les « Couches d'Argevillières » sont datées du sommet du Bathonien moyen (Zone à Bremeri) par la présence d'ammonites de ce sous-étage, notamment près de Flaviac : *Bullatimorphites perisphinctoides*, *Tulites sp.*, *Siemiradzkia pseudorjanensis*, *S. matisconensis*, *S. aff. demariae*, *Choffatia arisphinctoides*, *Homoeoplanelites sp.*, *Wagnericeras sp.*, *Cadomites sp.*, *Oxyerites sp.*, *Paroecotraustes sp.*, *Nodiferites munieri*. On note aussi l'association de bivalves pélagiques *Posidonomya alpina* et *P. dalmasi*.

Le seuil de l'Escrinet est dépourvu de dépôts équivalents en âge aux « Couches de la Clapouze » et aux « Couches d'Argevillières ».

j3c-4a. **Couches de Plat-Redon, Couches de Gette et Couches du Fesc, au Sud de l'Escrinet - Couches de l'Arénier sur le seuil de l'Escrinet - Couches de Saint-Priest et Couches de Gette à l'Est de l'Escrinet (Bathonien supérieur *pars.* - Callovien basal).** Au Sud de l'Escrinet, entre La Conchy, Vesseaux et Saint-Julien-du-Serre, superposées aux « Couches de la Clapouze », viennent les « **Couches de Plat Redon** » (Elmi, 1967 ; Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996) qui sont des marnes tendres, micacées, grises ou noires, à nodules, vermiculations et fossiles pyriteux (20 m en moyenne). Viennent au-dessus les « **Couches de Gette** » (20 m en moyenne), marnes noirâtres ou grises à passées rouges, avec passées et nodules calcaires. À dominante marneuse, ces deux formations totalisent effectivement une épaisseur d'un peu plus d'une quarantaine de mètres à Saint-Étienne-de-Boulogne (La Gette), topotype de cette dernière formation. Cet ensemble s'épaissit en direction du Sud, vers Aubenas, où il peut dépasser 50 m ; par contre, entre Vesseaux et Auriolles, il se réduit à 25-30 m, pour revenir à 40-45 m à La Conchy. Ces deux formations sont souvent difficiles à délimiter car le passage de l'une à l'autre est très progressif (marnes noires, délitables et feuilletées, qui admettent quelques passées plus calcaires à la base et au sommet). Viennent ensuite les « **Couches du Fesc** » (35 m), alternances de bancs de marnes calcaires noires décimétriques, parfois discontinues, et d'intervalles marneux gris d'épaisseur très variable (0,10 à 2,50 m), se délitant en plaquettes et en miches. La pyrite et la limonite sont abondantes et donnent souvent une teinte brun-roux aux affleurements (Vesseaux, coupe du Fesc et Saint-Étienne-de-Boulogne, coupe de La Gette). Cette formation est riche en bivalves pélagiques *Posidonomya alpina*, *Bositra buchi*.

Les faciès essentiellement marneux et tendres de ces trois formations assurent une transition très progressive entre le Bathonien et le Callovien, et les limites entre unités lithostratigraphiques et unités bio-chronostratigraphiques sont parfois assez difficiles à positionner très précisément (Elmi, 1961).

Les « Couches de Plat Redon » sont bien datées du Bathonien supérieur, Zone à *Retrocostatum*, Sous-zone à *Histicoides*, par une faune abondante et diversifiée : *Epistrenoceras histicoides*, *E. contrarium*, *Hemigarantia julii*, *Tulites sp.*, *Treptoceras sp.*, *Oxycerites oppeli*, *Prohecticoceras costatum*, *E. biflexuosum*, *Prohecticoceras waageni*, *Siemiradzka sp.*, *Choffatia arisphinctoides*, *Homeoeoplanulites sp.* *Micromphalites bousqueti*, *Parapatoceras bentzi*. Localement, elles pourraient même atteindre le Bathonien terminal, Zone à *Discus* (?).

Les « Couches de Gette » sont un peu moins précisément datées ; les ammonites sont rares et le plus souvent écrasées et déformées. On note cependant la présence de *Choffatia gr. furcula*, *Oxycerites sp.*, *Macrocephalites cf. macrocephalus*, *Jeanneticeras sp.*, et *Holcophylloceras mediterraneum*, *Ptychophylloceras hommairei*. Ces ammonites indiquent le passage Bathonien terminal - Callovien basal, correspondant vraisemblablement à la partie inférieure de la Zone à *Bullatus*, Sous-zone à *Bullatus s.l.* (?), voire la partie tout à fait sommitale de la Zone à *Discus* (?) du Bathonien terminal.

Quant aux « Couches du Fesc », elles sont datées avec certitude du Callovien inférieur (Zone à *Bullatus*, Sous-zone à *Bullatus* = Zone à *Herveyi*, Sous-zone à *Kamptus* ; Elmi *et al.*, 1996). La faune d'ammonites est particulièrement homogène, abondante et diversifiée avec *Bullatimorphites sp.*, *Bomburites sp.*, *Macrocephalites compressus*, *Dolikephalites gracilis*, *D. subcompressus*, *Kamtokephalites grantanus*, *K. bedfordensis*, *K. intermedius*, *Paroecotrastes bronni*, *Jeanneticeras sp.*, *Oxycerites subcostarius*, *O. calloviensis*, *Grossouvria bucharica*, *Reineckeites revili*, *Parapatoceras tuberculatum*, *P. distans* et *P. trigeri*.

À l'Est de l'Escrinet, à partir de Saint-Priest (La Garde) et jusque vers Saint-Julien-en-Saint-Alban, la transition Bathonien-Callovien est assez semblable à celle au Sud de l'Escrinet. Elle est successivement assurée par trois formations.

À la base, les « **Couches de Saint-Priest** » (15 à 20 m en moyenne) sont des marnes calcaires feuilletées noires, admettant des bancs de calcaires argileux gris, compacts et fossilifères. Avec *Epistrenoceras contrarium*, *Hemigarantia julii*, *P. densecostatus*, *Bullatimorphites sp.*, *Treptoceras microstoma*, *Oxycerites oppeli*, *Prohecticoceras retrocostatum*, *Oecotrastes davaiensis*, *Paroecotrastes variabilis*, *Prohecticoceras dominjoni*, *P. mondegoense*, *P. angulicostatum*, *P. waageni*, *Choffatia subbackeriae*, *Parapatoceras tenue*, elles sont datées du Bathonien supérieur (Zone à *Retrocostatum*, Sous-zone à *Histicoides* probable).

Elles sont, surmontées par les « **Couches de Gette** » (15 à 20 m en moyenne), représentées par des marnes noires micacées légèrement gréseuses, parfois très carbonatées. Assez peu fossilifères, elles sont attribuées à la base du Callovien inférieur (Zone à Bullatus ?) car en Ardèche, cette formation, qui contient entre autres de grands spongiaires, assure généralement le passage entre le Bathonien et le Callovien.

Enfin, viennent les « **Couches du Fesc** » (20 à 25 m en moyenne), formées d'alternances marnes-calcaires qui ont fourni des ammonites du genre *Kamtokephalites*, du Callovien inférieur (Zone à Bullatus, Sous-zone à Bullatus ? = Zone à Herveyi, Sous-zone à Kamptus ; Elmi *et al.*, 1996).

À l'image du sous-bassin d'Aubenas au Sud de l'Escrinet, l'ensemble de ces trois formations dans le sous-bassin de Privas peut atteindre la cinquantaine de mètres en épaisseurs cumulées. Conformément à cette géométrie, les « Couches de Saint-Priest » sont considérées comme un équivalent stratigraphique des « Couches de Plat Redon ».

Les « Couches de l'Arénier », alternances de marnes-calcaires d'une épaisseur moyenne de 25 m, s'étalent sur la partie haute du seuil de l'Escrinet, depuis le Nord de La Conchy, à hauteur du Col de l'Escrinet, jusqu'au-delà du Col de l'Arénier, à l'Ouest de Saint-Priest. Il est bon de rappeler que depuis le début du Jurassique, ces dépôts sont les premiers à être bien représentés sur ce point haut, jusqu'alors quasi-totalement dépourvu de sédimentation. Au voisinage du col de l'Escrinet, près de l'Auberge Faure, au col de l'Arénier et à Beaulieu, affleurent des marnes et des calcaires à *Posidonomya alpina* qui ne peuvent être assimilés ni aux « Couches de la Clapouze », ni aux « Couches de Saint Priest », d'où leur distinction vis-à-vis de ces formations (Elmi, 1967).

Les faunes d'ammonites récoltées dans la partie inférieure des « Couches de l'Arénier » sont identiques à celles de la partie inférieure des « Couches de la Clapouze » et indiquent un âge Bathonien moyen (Zone à Subcontractus, Zone à Morrissi et Zone à Bremeri) et l'extrême base du Bathonien supérieur (Zone à Retrocostatum, Sous-zone à Julii et Sous-zone à Histicoides). Celles récoltées dans la partie supérieure sont comparables à celles des « Couches de Gette » ; elles caractérisent le passage Bathonien terminal (partie tout à fait sommitale de la Zone à Discus, Sous-zone à Discus ?) - Callovien basal (partie inférieure de la Zone à Bullatus, Sous-zone à Bullatus ?).

j4a. **Couches de Naves et Couches des Vans (Callovien inférieur pars.).** Les « Couches de Naves » et les « Couches des Vans » (= « Calcaires des Vans »), associées aux « Couches des Assions » (= « Calcaires des Assions »), sont les deux premières formations de la « trilogie lithostratigraphique callovienne » identifiable sur toute la bordure ardéchoise, y compris sur le seuil de l'Escrinet, sur la feuille Privas (Elmi, 1967 ; Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996).

Reconnues sur tous les secteurs de la feuille Privas occupés par les séries jurassiques, les « **Couches de Naves** » sont des marnes feuilletées, délitées et grises en surface, noires et compactes en profondeur, et des marnes calcaires grises à noires, parfois très argileuses, feuilletées, légèrement micacées et silteuses et finement gréseuses, à fossiles pyriteux. Leur épaisseur varie d'une quinzaine de mètres, dans la portion du sous-bassin d'Aubenas comprise sur la feuille Privas (Saint-Étienne-de-Boulogne, La Gette), à une dizaine de mètres dans le sous-bassin de Privas (Saint-Priest, La Garde). Réduites à 5 m d'épaisseur, elles existent sur le seuil de l'Escrinet (Col de l'Arénier). Elles sont riches en petits bivalves pélagiques (*Bositra buchi*) et bélemnites (*Belemnopsis semihastatus*, *B. hastatus*, *Rhopaloteuthis guilleroni*).

L'âge Callovien inférieur, Zone à *Gracilis*, Sous-zone à *Pictava* (= Zone à *Koenigi*, partie inférieure *s.l.*) est attesté par une faune d'ammonites abondante et diversifiée, conservées à l'état de moules internes pyriteux à limoniteux : *Dolikephalites gracilis*, *Pleurocephalites folliformis*, *Rehmannia gr. revili*, *Proplanulites teisseyrei*, *P. gr. koenigi*, *P. trifurcatus*, *Oxycerites subcostarius*, *Strungia vouttensis*, *Eulunulites assionense*, *Phlycticeras pustulatum*, *Jeanneticeras eugenei*, *J. meridionale*, *J. grossouvrei*, *Grossouvria pseudoscopinensis*, *Reineckeia sp.*, *Parapatoceras tuberculatum*, *Phylloceras sp.*, *Ptychophylloceras sp.*, *Holcophylloceras sp.* (Elmi, 1967). Les brachiopodes sont présents avec *Rhynchonella oppeli* et *Terebratula dorsoplicata*.

Les « **Couches des Vans** » sont des alternances de calcaires argileux gris-bleuté à patine rousse, en bancs minces (0,05 à 0,20 m) et d'interbancs de marnes gris-noir feuilletées décimétriques à métriques, développées sur une épaisseur assez variable : 30 à 40 m dans le sous-bassin d'Aubenas (secteur de Saint-Étienne-de-Boulogne, La Gette), 20 m entre le Col de l'Escrinet et le Col de l'Arénier, 25 à 30 m dans le sous-bassin de Privas (Saint-Priest, La Garde). Elles reposent sur le dernier banc, généralement plus compact, des « Couches du Fesc ». Verticalement, on note toujours un enrichissement progressif en carbonates, de la base vers le sommet. Dans les secteurs où la formation est la plus épaisse (Saint-Étienne-de-Boulogne – Vesseaux), et en particulier dans sa partie supérieure, existent des niveaux plus carbonatés, de plus en plus nombreux et à fossiles roux ; à l'Est de l'Escrinet (sous-bassin de Privas), ils n'ont pas été individualisés.

La faune d'ammonites est toujours abondante et diversifiée, montrant une composition sensiblement différente entre la base et le sommet de la formation, indiquant des âges très précis, et quelque peu différents.

Les bancs de calcaires argileux et les marnes de la partie inférieure sont très friables et mal délimités. Ils ont livré *Dolikephalites gracilis*, *Rehmannia sp.*, *Jeanneticeras sp.*, *Oxycerites subcostarius*, *Paraecotraustes bronni*,

*Grossouvria arcicosta*, *Reineckeites revili*, *Parapatoceras tuberculatum* du Callovien inférieur, Zone à Gracilis, Sous-zone à Laugier (= Zone à Koenigi partie moyenne *s.l.*, horizon à *pseudochanasiense* ; Elmi, 1967).

Les bancs calcaires deviennent plus nombreux, plus compacts et mieux délimités dans la partie supérieure. La faune d'ammonites comprend *Dolikephalites gracilis*, *D. dolius*, *Rehmannia cf. rehmanni*, *Reineckeia spinosa*, *Collotia sp.*, *Grossouvria sp.*, *Oxyerites subcostarius*, *Zieteniceras sp.*, *Chanasia navense*, *C. chartroni*, *Jeanneticeras prahecuense*, *J. reissi*, *J. pleurospanium*, *Phlycticeras pustulatum*, *Indosphinctes pseudopatina*, *Ptychophylloceras hommairei* de la Zone à Gracilis, Sous-zone à Michalskii (= *Ardescicum* ; Elmi, 1967).

**j4a-b. « Barre calcaire » : Couches des Assions, niveau carié et niveau rognonneux fin (sommet Callovien inférieur et moyen pars.).**

Le troisième terme de la trilogie callovienne est une barre calcaire dans laquelle on trouve, superposés de bas en haut, les « Couches des Assions », un « Niveau carié » et un « Niveau rognonneux » (Elmi, 1967 ; Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996). Plus résistante que les formations qui l'encadrent, cette barre calcaire donne une petite falaise de quelques mètres de développement ou un escarpement qui se suit dans le paysage tout le long de la bordure ardéchoise. Sur la feuille Privas, elle ne dépasse pas 5 à 8 m d'épaisseur.

Bien que les formations de la « trilogie lithostratigraphique callovienne » (« Couches de Naves », « Couches des Vans » et « Couches des Assions ») soient identifiables sur toute la bordure ardéchoise, il est parfois difficile de faire la part de chacune d'elles dans certaines bandes d'affleurements étroites, souvent limitées par des failles.

Les « Couches des Assions » sont des calcaires légèrement argileux, gris clair terreux à patine grise ou brune, en bancs décimétriques généralement mal délimités et irréguliers, alternativement compacts ou délités, à texture feuilletée et laminée, avec nodules de pyrite irrégulièrement répartis. Les bancs les plus compacts, en particulier vers le sommet, sont plus ou moins riches en bioclastes et silts quartzeux ; les filaments sont abondants, associés à des pelloïdes. Les foraminifères (textulariidés et nodosariidés) sont très rares. La bioturbation, assez intense, interrompt les faisceaux de lamines en donnant des miches décimétriques ; cette activité des organismes fouisseurs intervient aussi sur la disposition assez désordonnée des fossiles de bivalves pectinidés et *Parvamussium*, des petites coquilles pélagiques de *Bositra buchii* et des ammonites. Sur la feuille Privas, l'épaisseur des « Couches des Assions » reste voisine de la dizaine de mètres en moyenne. Toutefois, elles présentent des variations assez brutales en rapport avec le seuil de l'Escrinet et au col de l'Arénier, où elles ne dépassent pas 5 m, contre 20 m vers Privas, 15 m près du monument de La Gette et dans la haute vallée de l'Ouvèze, à l'Ouest de Privas.

Les ammonites se présentent sous forme de moules internes, irrégulièrement et fortement écrasés par la compaction, mais riches et diversifiés permettant une datation très précise (Elmi, 1967 ; Elmi *et al.*, 1996) : Callovien inférieur terminal, Zone à Gracilis, Sous-zone à Patina, horizon à *boginense* et horizon à *posterius* (= Sous-zone à Enodatum, horizon à enodatum). On relève entre autres : *Hecticoceras hecticum*, *H. boginense*, *H. posterium*, *Chanasia michalskii*, *C. navense*, *C. ardescicum*, *Zieteniceras lemoinei*, *Z. striatulum*, *Jeanneticeras pleurospanium*, *J. girodi*, *J. pauper*, *J. praheccquense*, *Oxycerites cf. mamertensis*, *Collotia paronai*, *Rehmannia petitclerci*, *Ptychophylloceras hommairei*, et plus rarement *Zugokosmoceras enodatum*.

Le « **Niveau carié** » est un calcaire gris clair à grain fin se délitant en minces plaquettes (0,5 à 1 cm), avec petits bioclastes (entroques) et très nombreux filaments, grains de glauconie et nodules de pyrite (jusqu'à 3 ou 4 cm) ; on note la présence de quelques foraminifères pélagiques (protoglobigérines) et de radiolaires. Ce niveau peut être réduit à un seul banc ou en comporter plusieurs qui sont alors mal délimités. En conséquence, l'épaisseur du « Niveau carié » est toujours faible (0,20 et 0,50 m) sauf entre Coux et Privas (1,5 à 4 m) et dans la région de Saint-Étienne-de-Boulogne (1 à 3 m). Des bioturbations (grandes pistes sinueuses d'annélides) et les nodules de pyrite, oxydée en limonite pulvérulente, donnent son aspect carié et vacuolaire à la roche.

Les ammonites, toujours abondantes et diversifiées, généralement aplaties et recouvertes d'une patine rousse à rosâtre (Elmi, 1967 ; Elmi *et al.*, 1996), caractérisent la base du Callovien moyen (Zone à Anceps = Zone à Jason ; Sous-zone à Tyranniformis = Sous-zone à Jason) : *Reineckeia anceps*, *Reineckites douvillei*, *Zugokosmoceras jason*, *Lunuloceras suevum*, *L. metomphalum*, *L. fallax*, *Putealicerias arkelli*, *Ptychophylloceras hommairei*. La faune comprend aussi quelques rares brachiopodes térébratulidés *Ptychothyris dorsoplicata*.

Le « **Niveau rognonneux** » se présente sous forme d'un banc unique et continu (0,20 à 0,35 m), tout au moins sur la feuille Privas, observé dans toutes les coupes ; il couronne la petite falaise qui termine la « trilogie callovienne ». Ce terme imagé fut employé pour la première fois par G. Sayn et F. Roman (1928) et repris plus tard par F. Roman (1950). Les « rognons », qui correspondent à des fragments de calcaires remaniés, sont cependant rares. Ce banc est un calcaire à grain fin, compact, glauconieux, riche en nodules de pyrite correspondant souvent à des remplissages de perforations de lithophages ou à des bioturbations diverses. On note la présence de quelques protoglobigérines, de spicules de spongiaires, de radiolaires, de très petits entroques et de rares grains de quartz (Dromart, 1986). La surface supérieure de ce « Niveau rognonneux », durcie, rubéfiée, parfois avec encroûtements stromatolithiques et souvent perforée, matérialise une discontinuité régionale majeure, connue sur toute la bordure cévenole. Cette discontinuité souligne une lacune conséquente

qui intéresse le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur sur une grande partie de la bordure ardéchoise.

Les fossiles sont assez rares. Près de Saint-Étienne-de-Boulogne (La Gette), ces calcaires ont livré une faune du Callovien moyen, partie inférieure de la Zone à Coronatum (Sous-zone à Baylei, horizon à *villanyensis* ; (Elmi, 1967 ; Elmi *et al.*, 1996). On note : *Lunuloceras romani*, *L. paulowi*, *Putealicerias sp.*, *Choffatia waageni*, *Reineckeia sp.* et *Reineckeites sp.*

Dans le petit compartiment faillé oriental du témoin jurassique isolé de La Pize, quelques mètres de marnes calcaires et de calcaires argileux sont cartographiés comme faisant partie de la trilogie calloviennne. Difficilement visibles, ces assises pourraient appartenir aux « Calcaires des Assions ».

j5b-c. **Série grumeleuse inférieure : Cordon grumeleux, Calcaires grumeleux compacts, Couches de Chanabier (Oxfordien moyen - supérieur pars.)**. À partir de l'Oxfordien, le long de la bordure ardéchoise, depuis le Sud-Ouest près des Vans – Naves sur la feuille Bèssèges, ainsi qu'en direction du Nord-Est sur les feuilles Largentière, Aubenas et Privas, jusqu'à Flaviac, se développent les « faciès ardéchois » (Elmi, 1961 ; Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996). Au-dessus du niveau rognonneux du Callovien moyen (Zone à Coronatum) et de la discontinuité qui le couronne, vient la « série grumeleuse inférieure » (20 à 30 m) qui comprend de manière assez constante trois unités lithostratigraphiques : le « Cordon grumeleux », les « Calcaires grumeleux compacts » et les « Couches de Chanabier ».

Par rapport à la série type des Vans (feuille Bèssèges ; Elmi *et al.*, 1989), les calcaires gris bleuté du « Niveau bleu de Naves », représentant de rares témoins datés de l'Oxfordien inférieur (Elmi, 1967 ; Dromart, 1986), n'ont pas été retrouvés, ni sur la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996), ni sur la feuille Privas. Par comparaison avec les faciès de type « Terres noires » où l'Oxfordien inférieur est présent, cette absence confirme la lacune généralisée de ce sous-étage dans le secteur considéré. De même, par rapport à la série marneuse avec « minerais lithoïdes » du Callovien supérieur (feuille Crest, Chenevoy *et al.*, 1977), ce sous étage n'a pas été retrouvé sur la feuille Privas. En résumé, le « Cordon grumeleux » et les « Calcaires grumeleux compacts » apparaissent brutalement à l'Ouest de Flaviac alors que disparaissent les assises de l'Oxfordien inférieur et du Callovien supérieur existant immédiatement à l'Est de la bordure orientale de la feuille Privas.

Le « **Cordon grumeleux** » (2 à 3 m ou 3 à 5 m suivant les coupes) est un ensemble facilement délitable de minces bancs de calcaires (0,15 à 0,40 m) à pâte fine, glauconieux et pyriteux, grumeleux et noduleux ou ondulés, séparés par de fins lits marneux. L'ensemble est de couleur rousse à la base, passant au bleu verdâtre au sommet. Ce niveau tendre, entre les couches calloviennes

résistantes sous-jacentes et les calcaires oxfordiens compacts sus-jacents, donne naissance à un talus, voire un véritable abri sous roche. Les bancs calcaires sont irréguliers à la base ; ils deviennent plus réguliers vers le sommet tout en restant ondulés. Dans la partie médiane de l'unité, ils présentent parfois une disposition en forme de petits dômes de faible extension et amplitude verticale qui évoquent la morphologie des monticules boueux (« mud-mounds »). Les minces joints marneux sont pincés et montrent des figures de bourrage. Les grumeaux sont des petits fragments de calcaires à bioclastes (entroques), de couleur foncée. Le microfaciès est une micrite à fins bioclastes (entroques, spicules de spongiaires, fragments d'algues *Globochaete* et articles de crinoïdes pélagiques *Saccocoma*) ; la microfaune comprend des protoglobigérines, des radiolaires, des ostracodes et des foraminifères benthiques.

Une abondante faune d'ammonites mais de très petite taille (Roman et Brun, 1924 ; Atrops, 1984) permet de dater la majeure partie de ce « Cordon grumeleux ». L'Oxfordien moyen, Zone à Plicatilis, est présent à la base avec *Subvertebriceras sowerbyi* et *Cawtoniceras sp.* tandis que dans la partie moyenne on peut trouver *Dichotomosphinctes sp.*, *Taramelliceras sp.* et *Trimarginites sp.* Au sommet, dans le mètre terminal, la présence de rares *Gregoryceras riasi* et de nombreux *Sowerbyceras tortisulcatum* indique le passage à la Zone à Transversarium.

Les « **Calcaires grumeleux compacts** » (4 à 5 m) se présentent sous forme d'alternances de bancs de calcaires gris-noir à patine rousse, légèrement tachetés, de marnes grumeleuses et de calcaires grumeleux, souvent pyriteux délités en bancs de 0,15 à 0,25 m (Dromart, 1986, 1989). Les grumeaux sont abondants, aussi bien dans les calcaires que dans les marnes. Ils sont formés par des encroûtements bactériens qui constituent parfois de petites constructions stromatolithiques étalées et peu élevées. Les grumeaux sont de deux types : des intraclastes micritiques et des éléments granulaires à structure oncolithique. Le microfaciès se présente comme une vase carbonatée argileuse à radiolaires, protoglobigérines, ostracodes, pelloïdes et bioclastes (débris d'échinodermes et fragments d'algues *Globochaete*) ; les radiolaires sont plus abondants dans les bancs les plus carbonatés.

La faune d'ammonites (Roman et de Brun, 1924 ; Atrops, 1984) comprend *Ochetoceras canaliculatum* (espèce la plus fréquente et la plus abondante), *Trimarginites sp.*, *Taramelliceras sp.*, *Perisphinctes sp.*, *Dichotomoceras sp.* et *Sowerbyceras tortisulcatum* de l'Oxfordien moyen, Zone à Transversarium. Quelques bélemnites (*Hibolites cf. diceratina*) complètent parfois cette faune.

Les alternances sont plus régulières dans les « **Couches de Chanabier** » (4 à 5 m) où les limites entre les bancs calcaires décimétriques et les interbancs marneux sont plus franches. Les grumeaux et structures associées sont toujours dues à des encroûtements bactériens (Dromart, 1986, 1989). Les assises

terminales sont une alternance régulière qui s'enrichit progressivement en carbonates vers le haut. Le microfaciès est une micrite à rares bioclastes, protoglobigérines, filaments courbes, spicules de spongiaires, ostracodes, radiolaires et articles de crinoïdes pélagiques *Saccocoma*.

Les ammonites (Roman et Brun, 1924 ; Atrops, 1984), souvent abondantes, sont localisées dans un niveau plus tendre d'aspect très noduleux positionné vers le tiers inférieur de cette unité. Avec *Dichotomoceras divisus* et *Sowerbyceras tortisulcatum*, elles indiquent la Zone à Bifurcatus. Cette unité biostratigraphique, primitivement rangée dans l'Oxfordien moyen, est désormais attribuée à l'Oxfordien supérieur. Dans les niveaux tout à fait terminaux, les interbancs marneux redeviennent dominants par rapport aux bancs calcaires et les ammonites indiquent le début de la Zone à Bimammatum de l'Oxfordien supérieur (Atrops, 1984). Les « Couches de Chanabier » renferment aussi des Bélemnites : *Duvalia monsalvensis*, *D. dumortieri* et *D. veyrisensis*.

Quelques mètres de calcaires d'aspect grumeleux couronnent le petit relief du compartiment faillé le plus oriental du témoin jurassique de La Pize. Malgré des difficultés d'observation, le faciès de ces assises évoque celui du « Cordon grumeleux » qui débute la série de l'Oxfordien moyen, auquel il est stratigraphiquement et cartographiquement rattaché.

**j5c. Couches de Joyeuse (Oxfordien supérieur pars.).** Les « Couches de Joyeuse » ont une épaisseur totale assez variable (30 à 40 m) ; à peu de distance au-delà de la limite sud de la feuille Privas, sur la feuille Aubenas, dans la montagne des Échelettes près de Lussas, elles atteignent près de 60 m.

Les « Couches de joyeuse » débutent par des bancs roux (1,50 à 3 m) qui fournissent un bon repère lithostratigraphique, matérialisé par un ressaut dans la topographie sur la majeure partie de la bordure ardéchoise (Atrops et Elmi, 1984 ; Elmi *et al.*, 1996). Souvent au nombre de trois, ces bancs sont des calcaires fins, compacts, noirâtres à patine rousse et à nodules pyriteux ; ils contiennent des coccolithes.

Ils livrent *Epipeltoceras semimammatum* et *Glochiceras sp.* de la Zone à Bimammatum, Sous-Zone à Semimammatum (= Sous-zone à Hypselum) de l'Oxfordien supérieur (Elmi, *in* Elmi *et al.*, 1975 ; Atrops, 1984).

Au-dessus, vient une alternance de bancs calcaires à grain fin (0,25 à 0,70 m), gris-noir à patine rousse, et de marnes noires (0,10 à 0,25 m), parfois feuilletées et à disposition stratodécroissante, qui représentent les « Couches de Joyeuse » proprement dites ; les bancs marneux peuvent admettre de rares passées grumeleuses. L'épaisseur de cette unité est en général assez variable sur la bordure cévenole (15 à 35 m), mais elle reste voisine de la vingtaine de mètres sur la feuille Privas. Par rapport à la feuille Aubenas, la composante marneuse

est dominante au sein de cette alternance qui devient de plus en plus argileuse vers le sommet avec des marnes calcaires grises et de minces bancs calcaires fins, gris et à patine rousse. Les grumeaux ont pratiquement disparu, mais on note la présence d'intraclastes.

La faune est moins abondante que dans les assises sous-jacentes, mais elle est assez diversifiée et caractérise toujours l'Oxfordien supérieur (Elmi, *in* Elmi *et al.*, 1975 ; Atrops, 1984). A la partie inférieure, on trouve *Epipeltoceras semimammatum*, *Glochiceras sp.*, *Orthosphinctes sp.*, *Sowerbyceras sp.* et *Phylloceras sp.* qui indiquent encore la présence de la Sous-zone à Semimammatum, base de la Zone à Bimammatum. À la partie supérieure, *Epipeltoceras bimammatum*, *Preataxioceras virgulianum* et *Euaspidoceras sp.* indiquent que la Sous-zone à Bimammatum, partie moyenne de la Zone à Bimammatum, est atteinte.

**j5c-6a. Calcaires lités du Pouzin (Oxfordien terminal - Kimméridgien basal).** Les « Calcaires lités du Pouzin » (= Calcaires bien lités ; Roman, 1939, 1950) sont de couleur gris-noir à gris-beige et à patine blanchâtre ; à grain fin et contenant des nodules de pyrite centimétriques, ils ont une cassure esquilleuse caractéristique (Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996). Ils sont observables dans la montée des Échelettes (Atrops, 1982), vallée de la Louyre, à l'Est-Sud-Est de Saint-Privat (bordure septentrionale de la feuille Aubenas). Leur épaisseur est très variable sur l'ensemble de la bordure ardéchoise ; sur la feuille Privas, ils atteignent 50 m en moyenne. Dans la topographie, cette formation majoritairement constituée d'assises résistantes, donne deux falaises successives ; la seconde, la plus supérieure dans la série, la plus importante et la plus massive, est séparée de la première, la plus inférieure, par un ressaut excavé dans un ensemble plus tendre. Cette formation constitue donc le premier escarpement de la bordure des plateaux calcaires du Jurassique supérieur. Essentiellement calcaire, elle se présente en bancs réguliers stratocroissants (0,30 à 0,50 m dans la partie inférieure et 0,50 à 2 m, vers le sommet). La microfaune est réduite à quelques radiolaires, des filaments courts et quelques spicules de spongiaires ; les intraclastes sont présents, mais rares et très petits.

Par sa faune d'ammonites (Atrops, 1982, 1984), la partie inférieure et moyenne de la formation se rattache encore à la partie moyenne de l'Oxfordien supérieur. La présence de la Zone à Bimammatum, Sous-zone à Bimammatum, puis de la Sous-zone à Hauffianum est démontrée avec *Ochetoceras marantium*, *Biplices sp.*, *Orthosphinctes tiziani*, *Taramelliceras callicerum* et *Epipeltoceras bimammatum*.

La falaise supérieure correspond à la Zone à Planula, identifiée grâce à la présence de rares *Idoceras planula* dans sa partie moyenne. Quelques bancs plus minces et plus délités existent au sommet de cette falaise ; ils sont formés de calcaires gris, fins et légèrement grumeleux, marqués par de la bioturbation. Ils

ont livré *Sutneria galar* et *Orthosphinctes polygiratus* de la Sous-zone à Galar (Atrops, 1982, 1984). Cette unité biostratigraphique serait, soit la plus sommitale de l'Oxfordien supérieur, soit la plus basale du Kimméridgien inférieur. Cette dernière solution semblant être celle adoptée par la majorité des biostratigraphes du Jurassique supérieur, la transition entre Oxfordien et Kimméridgien se placerait au tout sommet des « Calcaires lités du Pouzin », d'où leur rattachement partiel au Kimméridgien basal. Cette partie sommitale de la formation, moins massive, amorce la « vire kimméridgienne » qui va se développer plus haut dans la série.

**j6aL. Série grumelleuse supérieure : Calcaires de la Louyre (Kimméridgien inférieur).** Au sommet de la falaise escarpée de l'Oxfordien supérieur, la base des « Calcaires de la Louyre », attribués à la base du Kimméridgien, forme un talus plus tendre. Développés sur environ 40 m et ne subissant que peu de variation en épaisseur, ils constituent une série bien litée, en bancs plus ou moins calcaires, résistants ou tendres, formant des niveaux en saillies ou des vires en creux (Atrops, 1982 ; Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996). Ces assises, essentiellement micritiques, sont riches en filaments allongés, courbes ou flexueux, associés à quelques foraminifères (Protoglobigérines et Lenticulines), de rares radiolaires, des articles de crinoïdes pélagiques *Saccocoma* et des fragments de l'algue problématique *Globochaete*. La partie haute de la formation peut présenter des figures synsédimentaires de glissements et de contournements (slumps). Entre les villages de Saint-Privat et de Lussas (bordure septentrionale de la feuille Aubenas), le ravin de la Louyre et la Butte de Serre-Redon (topotypes de la formation ; Atrops, 1982) offrent d'excellents affleurements.

À leur partie inférieure, les « Calcaires de la Louyre » se présentent sous la forme d'une alternance d'aspect largement grumelleux à la base, d'une quinzaine de mètres d'épaisseur de bancs résistants (0,20 à 0,60 m), gris clair moucheté de sombre, et de minces interbancs marno-calcaires tendres, délités (Dromart et Atrops, 1988). Vers la partie moyenne se développent trois bancs massifs (3 m environ) qui font relief et constituent un très bon repère lithostratigraphique utilisable sur toute la bordure ardéchoise. Cette particularité lithostratigraphique, associée à d'autres, est une des caractéristiques de la série kimméridgienne ardéchoise qui apparaît très monotone et homogène, facilitant ainsi les corrélations. Ces alternances ont livré *Sutneria platynota*, *Orthosphinctes polygiratus*, *Orthosphinctes desmoides*, *O. debelmasi*, *Ataxioceras guilhrandense*, ammonites de la Zone à Platynota de la base du Kimméridgien inférieur (Atrops, 1982, 1984).

Au-dessus, vient une vire qui se développe sur une dizaine de mètres dans des bancs plus tendres datés de la Sous-zone à Hippolytense, base de la Zone à Hypselocyclum, partie moyenne du Kimméridgien inférieur avec

*Ataxioceras hippolytense*, *A. lussasence*, *Orthosphinctes inconditus* et *Taramelliceras* gr. *strombecki*.

Sur une quinzaine de mètres, vient ensuite une alternance de bancs massifs, terminée par une barre calcaire (2 à 3 m) formant un ressaut bien marqué. Des ammonites, *Taramelliceras strombecki*, *Ataxioceras lothari*, *A. oppeli* et *A. hypselocyclum*, datent cet ensemble de la Sous-zone à Lothari, sommet de la Zone à Hypselocyclum.

Les « Calcaires de la Louyre » se terminent avec une vire plus tendre (3 à 4 m), excavée dans des calcaires et des marno-calcaires grumeleux en petits bancs délités. Des slumps et des glissements affectent ces niveaux. Dénommée « vire à *Crussoliceras* », cet intervalle a effectivement livré *Crussoliceras* sp., *Taramelliceras trachynotum*, *Progeronia* sp. et *Garnierisphinctes* sp., ammonites caractéristiques de la Zone à Divisum du sommet du Kimméridgien inférieur. Le microfaciès est une micrite à protoglobigérines, radiolaires, *Globochaete alpina*, *Saccocoma alpina*, *Tolypamina* sp. ; un encroûtement des grumeaux est essentiellement dû à une activité bactérienne et à des foraminifères nubéculaires.

**j6bB. Calcaires de la Baume (Kimméridgien moyen).** Avec les « Calcaires de la Baume » (30 à 35 m ; Atrops, 1982, 1984), la série devient plus calcaire au-dessus de la « vire à *Crussoliceras* », donnant de nouveau des paysages escarpés bien marqués dans la topographie (Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996).

Ils débutent par trois bancs calcaires (3 m) qui forment un petit ressaut ; ils livrent des ammonites de la partie terminale du Kimméridgien inférieur (Zone à Divisum, Sous-zone à Uhlandi-Tenuicostatum, horizon à *balderum*), dont l'espèce-indice *Idoceras balderum*.

Viennent au-dessus des calcaires (20 m environ), massifs, mouchetés et compacts, à patine blanche, bien lités et en bancs relativement épais (0,80 à 1 m), irrégulièrement intercalés de quelques passées mameuses ou marno-calcaires, légèrement grumeleuses et peu épaisses. La microfaune comprend quelques radiolaires et filaments, des articles de *Saccocoma* et des fragments de *Globochaete* ; quelques petits intraclastes sont présents. Une bioturbation marquée affecte le toit des bancs ; des silex peuvent localement exister. La présence assez fréquente de *Streblites laeviplicatus*, *Taramelliceras compsum*, *Creniceras dentatum*, *Sutneria cyclodorsata* et *Nebrodités* sp. dans ces calcaires lités indique un âge Kimméridgien supérieur, Zone à Acanthicum.

Ces faciès sont surmontés par des marnes et des marno-calcaires (5 m) intercalés de minces bancs de calcaires lités à *Aulacostephanus phorcus* de la Zone à Eudoxus.

Les « Calcaires de la Baume » se terminent par des calcaires massifs (5 à 7 m) dont le dernier banc est légèrement glauconieux. Vers le sommet ont été récoltés de rares *Aulacostephanus phorcus* et *A. peregrinus* de la Zone à Eudoxus. Cette unité lithologique massive et résistante forme la base de la falaise escarpée du Kimméridgien supérieur-Tithonien qui se développe au-dessus.

**j6CP. Calcaires ruiniformes de Païolive (Kimméridgien terminal).**

Constituant une assise importante dans le relief de la falaise du Jurassique terminal, les « **Calcaires ruiniformes de Païolive** » (25 à 30 m) sont des calcaires massifs gris, à patine blanchâtre ou gris-jaunâtre, micritiques, faiblement grumeleux, mouchetés de taches centimétriques plus sombres (Elmi, 1984b ; Elmi *et al.*, 1996). Ils sont bien développés sur toute la bordure ardéchoise, en particulier sur les feuilles voisines (Béssèges, Largentière Aubenas et Crest). Les bancs, massifs et épais (2 à 3 m), ont une stratification peu nette ; ils peuvent renfermer localement des silex, dans leur partie moyenne, et présenter une dolomitisation irrégulière. Des figures de glissement peuvent exister au sommet de la formation (Dromart *et al.*, 1993). Les grumeaux sont généralement encroûtés par des bactéries et des foraminifères. La microfaune comprend de nombreux filaments, de rares articles de *Saccocoma*, de nombreux fragments de *Globochaete* et quelques radiolaires.

*Aulacostephanus eudoxus*, indice de zone du Kimméridgien supérieur, a été récolté à la base de cette formation. La Zone à Beckeri, dernière unité biostratigraphique du Kimméridgien supérieur, est certainement présente dans cette formation (Atrops, 1982, 1984), avec une faune d'ammonites qui comporte fréquemment des *Taramelliceras* et des *Glochiceras*. Ces calcaires montent vraisemblablement jusqu'à l'extrême base du Tithonien inférieur. Quelques aptychus (mâchoires d'ammonites) sont présents.

**j7. Calcaires blancs (Tithonien).** On range généralement sous ce terme très général de « **Calcaires blancs** », des calcaires micritiques et des calcaires à grumeaux hémioncolithiques et mamelons stromatolithiques. Ils correspondent plus ou moins au « Marbre - ou - Calcaire de Chauzon » ou « Calcaires de Chomérac » ou encore « Calcaires pseudobrêchiques » des auteurs. D'une épaisseur de 30 m environ sur la feuille Privas, cette formation contient parfois des silex à la base. Les assises les plus micritiques contiennent d'assez nombreux radiolaires, des articles de *Saccocoma*, des fragments de *Globochaete*, ainsi que de rares foraminifères et de très petits intraclastes. La datation des diverses unités lithologiques rattachées à cette formation est fondée sur les ammonites et les calpionelles (Le Hégarat et Rémane, 1968 ; Le Hégarat, 1973 ; Atrops 1984 ; Elmi, 1984b ; Cecca, 1988 ; Cecca *et al.*, 1989a et b ; Elmi *et al.*, 1993b ; Elmi *et al.*, 1996).

Dans le cadre d'une révision biochronostratigraphique de l'étage « Ardescien » (Toucas, 1890, = Tithonien supérieur, Cecca *et al.*, 1989a, b)

de la région stratotypique, une étude exhaustive des séries de référence et des faunes a été menée sur les affleurements ardéchois.

Les unités lithologiques associées ou rattachées aux « Calcaires blancs » peuvent être observées dans la vallée de La Payre, à Broyon, au Nord-Nord-Est de Saint-Symphorien-sous-Chomérac, secteur central de la bordure orientale de la feuille Privas et bordure occidentale de la feuille Crest. La carrière de Broyon est d'ailleurs célèbre pour son importance dans l'étude de la limite Jurassique - Crétacé. Elle présente aussi un grand intérêt pour illustrer les phénomènes dynamiques qui ont lieu à la fin du Jurassique (slumps, turbidites et conglomérats calcaires), liés à d'importantes variations du niveau marin.

Sur la feuille Privas, les coupes de Baumas – Hameaux de la Rose et d'Arbonne, à l'Ouest de Chomérac dans le secteur des anciennes carrières, apportent des données complémentaires.

Enfin, des affleurements permettent aussi d'observer ces unités lithologiques à l'Ouest du plateau de Coiron, dans la coupe de Champ Blanc, commune de Saint-Laurent-sous-Coiron, près du col de Valaurie, au Sud-Est de Saint-Étienne-de-Boulogne et d'Auriolles.

Dans cette optique litho-bio-chronostratigraphique (Cecca *et al.*, 1989a, b), et suite à la redéfinition de l'étage, le Tithonien débute par des calcaires marno-grumeleux, suivis de calcaires noduleux gris-bleu, argileux, alternant avec des marnes ; cet ensemble (10 m environ), se termine par des calcaires à grain fin à taches sombres. Ils forment un replat au sommet de la falaise du Kimméridgien terminal. La partie inférieure de cet ensemble renferme de rares ammonites, usées et encroûtées, telles que *Hybonotoceras hybonotum* et *Glochiceras lithographicum* de la base du Tithonien inférieur, Zone à Hybonotum-Lithographicum.

Un peu plus haut, les ammonites sont représentées par *Subplanites contiguus*, *S. gevreyi*, *Aspidoceras sp.* et *Semiformiceras fallauxi* tout au sommet, qui donne un âge encore Tithonien inférieur, Zone à Fallauxi. La Zone à Fallauxi (Sous-zone à Richter) est aussi identifiée près de Lussas, (commune de Saint-Laurent-sous-Coiron), sur la bordure nord de la feuille Aubenas, à quelque distance de sa limite avec la feuille Privas, avec *Richterella richteri*, *Neochetoceras kochi*, *N. caracteis*, *Parapallasiceras toucasi*, *Damubisphinctes sp.*, *Pseudodiscosphinctes chalmasi*, *Ptychophylloceras ptychoicum* et *Calliphylloceras kochi*.

Le Tithonien supérieur est représenté par les « Calcaires blancs » proprement dits (6 à 8 m), à patine grise, assez compacts, en bancs bien lités et à joints ondulés. À Broyon, ils peuvent débiter par un niveau de brèches ; des passées conglomératiques peuvent exister, par exemple à Saint-Laurent-sous-Coiron. La

masse principale (6 m à Broyon) est un calcaire massif à grain fin dont le dernier banc comporte plusieurs surfaces durcies, ferrugineuses, avec perforations de lithophages. Ils contiennent les premières Calpionelles (Zone A à *Crassicolaria*), très abondantes.

Au-dessus, la « Brèche de Chomérac », non incluse dans l'Ardésien de Toucas, livre des faunes de la Zone à Jacobi et des Calpionelles de la Zone B (*Calpionella*). Conformément aux échelles biostratigraphiques désormais admises pour la limite Jurassique - Crétacé, avec les calcaires argileux à intercalations marneuses qui viennent au-dessus, ces deux unités lithologiques appartiennent au Crétacé inférieur, Berriasien, Zone à Grandis.

## Crétacé

Au même titre que les régions de Berrias (feuille Bessèges) et de Vogüé (feuille Aubenas), le secteur de Chomérac (feuille Privas, gisements de la Boissière et de Sabatas, coupe de Baumas-hameau de la Rose, coupe d'Arbonne) et à proximité, le secteur de Brune (feuille Crest ; coupe de la carrière de Broyon, coupe du ruisseau de l'Ozon-Fontasse), sont d'une importance historique. En effet, ils sont devenus des localités classiques dans la littérature concernant la limite Jurassique-Crétacé, suite aux premiers travaux de A. Toucas (1888, 1889, 1890) et de W. Kilian (1907) qui seront suivis par de nombreux autres, comme ceux de F. Roman et G. Mazenot (1937), G. Mazenot (1939), G. Le Hégarat (1965, 1973) et plus récemment de F. Cecca *et al.* (1989a, b) et R. Jan du Chêne *et al.* (1993). Un historique relativement complet sur les différentes conceptions de cette limite (« limite traditionnelle » *sensu* Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon, 1963, *versus* « limite officielle/actuelle » *sensu* Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon – Neuchâtel, 1973) est donné par P.-J. Hoedemaeker (1981, 1982, 1996) ; cet auteur montre également l'évolution du schéma zonal par ammonites.

Le Crétacé débute avec l'étage Berriasien (Busnardo et Le Hégarat, 1965 ; Le Hégarat, 1973 ; Flandrin *et al.*, 1975 ; Ogg *et al.*, 2012). Depuis le colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon – Neuchâtel, 1973, Flandrin *et al.*, 1975), la limite inférieure du Berriasien est placée à la base de la zone à Jacobi (*sensu lato*), contrairement à l'opinion de G. Le Hégarat (1973), qui la plaçait entre la zone à Jacobi (*sensu stricto*) et la zone à Grandis (*sensu stricto*), qu'il considérait donc respectivement comme la dernière zone du Jurassique et la première zone du Crétacé. Le consensus issu de ce colloque offre l'avantage de faire coïncider la base du Berriasien avec la base de la zone B des calpionelles (*Calpionella alpina* zone ; Le Hégarat et Remane, 1968 ; Enay et Geysant, 1975 ; Cecca *et al.*, 1989a, b ; Le Hégarat et Ferry, 1990 ; Zakharov *et al.*, 1996 ; Ogg *et al.*, 2004, 2008). Cette conception a été adoptée par le « Lower Cretaceous Cephalopod Team » (Hoedemaeker *et al.*, 1990) et par la commission qui lui a succédé, « l'IUGS Lower Cretaceous Cephalopod Working Group - Kilian

group» (Hoedemaeker *et al.*, 2003 ; Reboulet *et al.*, 2011). Durant les discussions sur la position de la limite Jurassique-Crétacé (colloque 1973 ; Flandrin *et al.*, 1975), il a été proposé de regrouper les zones à Jacobi (*s.s.*) et à Grandis (*s.s.*) de G Le Hégarat (1973) en une seule zone, à cause de la difficulté de les différencier sur le plan faunique ; ce regroupement zonal a été nommé la zone à Jacobi/Grandis (voir aussi Enay et Geysant, 1975). D'autres dénominations ont été proposées pour identifier cette unité biostratigraphique reconnue actuellement sous le terme de zone à Jacobi (*s.l.*), zone à Grandis (*s.l.* ; Yegoyan, 1975 ; Enay, 1984) et zone à Euxinus (Hoedemaeker, 1981, 1982 ; Cecca *et al.*, 1989a, b).

Le Lower Cretaceous Cephalopod Team a choisi *Berriasella jacobi* comme espèce-indice de cette zone (Hoedemaeker *et al.*, 1990). La zone à Jacobi (= zone à Euxinus) a parfois été subdivisée en une sous-zone inférieure à Jacobi et une sous-zone supérieure à Grandis (Hoedemaeker, 1981, 1982 ; Cecca *et al.*, 1989 ; Hoedemaeker *et al.*, 1990 ; Le Hégarat et Ferry, 1990). Même si cette subdivision en deux sous-zones a été ensuite abandonnée par le Lower Cretaceous Cephalopod Team (Hoedemaeker *et al.*, 1993), elle subsiste parfois dans la littérature comme dans le « Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Brussels, 1995 » (Zakharov *et al.*, 1996) et le « Geologic Time Scale 2004 » (fig. 19.1 in Ogg *et al.*, 2004).

Selon cette conception de la limite Jurassique-Crétacé (Tithonien-Berriasien ; Colloque Lyon – Neuchâtel, 1973), la partie supérieure des Calcaires Blancs est d'âge Berriasien, car la base de la zone B des Calpionelles se situe au sein de cette unité lithostratigraphique (Cecca *et al.*, 1989a, b). Les Calcaires Blancs se terminent par une discontinuité qui est surmontée par la Brèche de Chomérac, dont l'extension paléogéographique est donnée par ces mêmes auteurs. Elle renferme des ammonites de la célèbre faune dite de Chomérac (Toucas, 1890), datée de la sous-zone à Jacobi (Le Hégarat, 1973 ; *cf.* horizon à Jacobi de Mazenot, 1939) avec des éléments remaniés d'âges plus anciens (Tithonien, zones à Fallauxi et à Microcanthum, Cecca *et al.*, 1989a, b). Cette brèche représente l'horizon de La Boissière (« Tithonique supérieur » de Chomérac ; Mazenot, 1939). La Brèche de Chomérac est surmontée par les « marno-calcaires à pyriteux » des anciens auteurs (Roman et Mazenot, 1937 ; Le Hégarat, 1965), formation qui date de la sous-zone à Grandis (Le Hégarat, 1973 ; Cecca *et al.*, 1989a, b). Sur la feuille Privas, la Brèche de Chomérac a été cartographiée avec la formation des Calcaires Blancs en accord avec la conception de cette formation faite par F. Cecca *et al.* (1989a, b), qui la font se terminer avec la brèche. En effet, les éléments bréchiques remplissent les creux des Calcaires Blancs (Le Hégarat, 1973 ; Cecca *et al.*, 1989a, b).

Récemment (The Geologic Time Scale, 2012), la limite Jurassique-Crétacé (et la base du Berriasien) a été positionnée prioritairement à la base de la polarité magnétique du Chron M18r, c'est-à-dire (chrono) stratigraphiquement plus haut

que la base de la zone à Jacobi (Ogg *et al.*, 2012). La séquence de polarité magnétique établie sur le stratotype de Berrias a été corrélée avec la séquence océanique d'anomalies magnétiques ; la polarité BER.Z.R.9, localisée dans la sous-zone à Grandis, pourrait correspondre au chron M18r (Galbrun, 1985 ; Galbrun *et al.*, 1986). La base du Chron M18r semble correspondre approximativement à la base de la sous-zone à Grandis (Hoedemaeker and Hengreen, 2003 ; Ogg *et al.*, 2004, fig. 19.1). Si la corrélation proposée par ces derniers auteurs est correcte, la conception de la limite Jurassique-Crétacé adoptée dans le GTS 2012 (Ogg *et al.*, 2012) correspondrait à celle de G. Le Hégarat (1973). Dans cette hypothèse, l'unité lithostratigraphique des Calcaires Blancs et la Brèche de Chomérac appartiendraient en totalité au Tithonien (j7).

Au vu de la dernière proposition faite dans l'échelle des temps géologiques (GTS 2012, Ogg *et al.*, 2012), et afin d'être homogène avec ce qui a été fait dans les notices des feuilles Crest (Chenevoy *et al.*, 1977), Bessèges (Elmi *et al.*, 1989) et Aubenas (Elmi *et al.*, 1996), il a donc été choisi ici de n'utiliser que l'indice du Tithonien/Tithonique pour nommer la formation des Calcaires Blancs (Brèche de Chomérac incluse) et de faire commencer le Berriasien avec les alternances calcaires-marnes (voir n1).

Sauf indication, le schéma zonal utilisé pour la description des terrains Berriasien, Valanginien et Hauterivien est la Zonation Standard établie par le Kilian group (Reboulet *et al.*, 2011).

#### • **Berriasien**

**n1. Alternances calcaires-marnes (à dominante calcaire) - Berriasien.** Le Berriasien est caractérisé par une succession de calcaires argileux, beiges ou gris, en bancs de 15 à 25 cm d'épaisseur séparés par des interbancs de marnes généralement de moindre épaisseur ; des grains de pyrite sont localement présents dans les calcaires. On note parfois la présence de brèches synsédimentaires. Les épaisseurs des couches sont très variables car la série s'organise en petites séquences de dépôts où les bancs calcaires sont plus épais au sommet, et bien souvent séparés par des petits joints marneux de quelques centimètres. Ceci est notamment visible dans le secteur nord-est de Chomérac, plus précisément au Nord du hameau de la Grise et au Nord du hameau de Sabatas (butte 213 ; *cf.* carte topographique 1/25 000). Des bancs de 50 à 100 cm d'épaisseur ont été mesurés dans le secteur du Perret (à environ 2 km à l'Ouest du village de Darbres) ; un peu plus au Sud de ce hameau, G. Le Hégarat (1973, p. 328) signalait de fortes épaisseurs de bancs calcaires (100 à 150 cm) et d'interbancs marneux (50 à 60 cm) dans la sous-zone à Privasensis de la coupe du Sévenier, près de Saint-Laurent-sous-Coiron (feuille Aubenas).

Aucune coupe complète de cet étage n'a pu être levée sur la feuille Privas. Dans le secteur de Chomérac, les cultures couvrent une importante superficie et

un ensemble de petites failles (NNE-SSW et NW-SE) décale constamment la série. Cette tectonique a également pour conséquence de faire remonter le panneau de la formation des Calcaires Blancs sur lequel est bâti le hameau de la Boissière. La mesure des pendages dans le secteur de Chomérac donne des valeurs qui diffèrent parfois assez fortement (crochons de faille) du pendage moyen de la région qui se fait d'une dizaine de degrés vers le Sud-Est. Des conditions d'affleurement analogues se retrouvent dans la région de Darbres, où les affleurements berriasiens sont isolés et ponctuels. Néanmoins, une succession complète de cet étage peut être observée en dehors de la feuille Privas, à proximité des secteurs de Chomérac et de Darbres. Il s'agit respectivement des coupes du Serre-des-Fourches, près de Brune (feuille Crest), et de la coupe du Sévenier (feuille Aubenas ; Le Hégarat, 1973). En se référant à ces coupes, la puissance de la série berriasiennne est estimée entre 30 à 35 m.

Le passage entre la formation des Calcaires Blancs du Tithonien et les alternances calcaires-marnes du Berriasien est bien visible dans la tranchée de la route départementale D2 traversant la butte du lieu-dit Arbonne (*cf.* carte topographique 1/25 000 ; Roman et Mazenot, 1937 ; Le Hégarat, 1973 ; Cecca *et al.*, 1989a, b, fig. 15). La surface durcie qui scelle les Calcaires Blancs (en bancs massifs, sublithographiques, se délitant en fragments anguleux) est profondément érodée et des creux d'environ 1 m sont comblés par des marnes à galets arrondis avec ammonites (*Haploceras carachtheis* morphe *elimatum* et *Berriasella* (*Berriasella*) *cf. subcallisto*) ; c'est la Brèche de Chomérac qui est datée de la sous-zone à Jacobi (partie inférieure de la zone à Jacobi ou Euxinus) par F. Cecca *et al.* (1989a, b ; *cf.* Le Hégarat, 1973). À son toit, elle présente une surface durcie marquant la limite avec les calcaires-marnes du Berriasien (sous-zone à Grandis, partie supérieure de la zone à Jacobi ou Euxinus) visibles sur 1 à 2 m d'épaisseur. Les premiers bancs de l'alternance calcaires-marnes suivent les irrégularités de la paléo-topographie sous-marine, visibles au sommet des Calcaires Blancs, que la brèche n'a pas parfaitement égalisés.

En revanche, il n'est plus possible d'observer le passage entre la formation des Calcaires Blancs et de la Brèche de Chomérac (Tithonien) et celle des alternances calcaires-marnes (Berriasien) au niveau de la coupe de Baumas – hameau de la Rose (500 m à l'Ouest de Chomérac) décrite par F. Cecca *et al.* (1989a, b, fig. 14). Au sommet de leur coupe, ces auteurs signalaient également la présence de « marnes à fossiles pyriteux d'âge berriasien » qu'ils datent de la sous-zone à Grandis. Cet horizon fossilifère, situé à la base des alternances calcaires-marnes berriasiennes, est l'équivalent des « marno-calcaires à fossiles pyriteux » de F. Roman et G. Mazenot (1937), faune qui, comme le signalaient ces auteurs, est stratigraphiquement superposée de quelques mètres à celle de la Brèche de la Boissière. Dans la région de Chomérac, plusieurs gisements de fossiles pyriteux ont été découverts par ces deux auteurs qui donnent des listes fauniques importantes : deux gisements situés dans les champs à 200-300 m au Nord-Ouest et au Nord-Est de la

Boissière et un gisement plus riche localisé 200 m au Nord et au Nord-Est de Sabatas. Aucun de ces gisements n'a été retrouvé, mais quelques ammonites pyriteuses ont été récoltées dans les champs à 200 m à l'Ouest de Sabatas (Berriasellidés et Phylloceratidés). F. Roman (1950) fournit une coupe schématique nord-sud des environs de Chomérac où il indique ce niveau à fossiles pyriteux (« *j8b, Tithonique supérieur à fossiles pyriteux* »). F. Roman et G. Mazenot (1937) signalent également un gisement de moindre qualité à 500 m au Sud-Est d'Alissas, sur le rebord sud de la route de Privas à Chomérac. Il s'agit vraisemblablement du secteur situé entre Arbonne et Vaneille (vers le secteur des Tuiles ; cf. carte topographique 1/25 000), où quelques ammonites pyriteuses (Haploceratidés et Phylloceratidés) et des bélemnites ont été trouvées.

Dans le secteur de Sabatas (notamment à proximité du chemin de la butte 213 ; cf. carte topographique 1/25 000), des ammonites ont été récoltées sur plusieurs affleurements, sans pouvoir les positionner en stratigraphie : les *Berriasella* sp. et *Fauriella* sp. sont assez bien représentés ; *Lytoceras* sp., *Ptychophylloceras* sp. et *Holcophylloceras* sont présents en quelques exemplaires.

Dans le secteur de Vaneille (Ouest de Chomérac, Sud-Est d'Alissas), la sous-zone à Paramimounum (zone à Boissieri) a été reconnue par G. Le Hégarat (1973).

À Champ Blanc (cf. carte topographique 1/25 000), situé à environ 500 m à l'Ouest de Lachamp de Chapus (au Nord-Ouest de Darbres), les Calcaires Blancs se terminent par une surface durcie (Le Hégarat, 1973) ; F. Cecca *et al.* (1989a, b, fig. 18) donnent une petite coupe montrant le passage entre cette formation, dont les derniers mètres sont couverts par la végétation et les alternances calcaires-marnes qu'ils datent de la sous-zone à Grandis. G. Le Hégarat (1973) mentionne des spécimens des espèces suivantes provenant de l'affleurement de Champ Blanc et qu'il inclut dans la sous-zone à Grandis : *Parapallasiceras busnardoï*, *Berriasella* (*B.*) *jacobi*, *B.* (*Picteticeras*) *chomeracensis*, *B.* (*P.*) *oxycostata*, *Fauriella* (*Strambergella*) *aff. carpathica*, *Fauriella floquinensis* et *F. shipkovensis*. Cet auteur cite également un exemplaire de *Delphinella ellenica*, espèce qui débute dans la sous-zone à Subalpina (zone à Occitanica).

À 1,5 km à l'Est de Champ Blanc, le contact Tithonien-Berriasien peut être observé au niveau de la ruine du moulin de Chapus (cf. carte topographique ; 3 km au Nord de Darbres). Au-dessus des gros bancs massifs de la formation des Calcaires Blancs qui affleurent en une falaise d'une dizaine de mètres de hauteur, viennent quelques bancs calcaires, d'épaisseur décimétrique, ayant un débit en plaquettes, de couleur beige, assez riches en grains de pyrite ; ils ont livré quelques ammonites : *Fauriella* (*F. floquinensis* ?), *Berriasella* sp.,

*Neolissoceras sp.*, *Lytoceras sp.*, *Ptychophylloceras semisulcatum* et *Bochianites néocomiensis*.

Dans le ravin au Sud de Perret (Ouest de Darbres), au-dessus de la surface durcie et rubéfiée qui surmonte les Calcaires Blancs de la zone à Jacobi, G. Le Hégarat (1973, p. 329) note que les niveaux de la sous-zone à Grandis sont très fossilifères. Au niveau de cette coupe, il reconnaît également la zone à Occitanica avec ses trois sous-zones (Subalpina, Privasensis, Dalmasi). Au-dessus de la route, cet auteur mentionne des bancs à *Dalmsiceras dalmasi* qui ont pu être retrouvés dans ce travail cartographique. Le dernier banc montre des figures d'érosion et porte des encroûtements ferrugineux. Il supporte un intervalle marneux qui contient des fragments de bancs en cours de dislocation qui ont un débit en boules plus prononcé en allant vers le haut ; cette brèche d'épaisseur infra-métrique pourrait être datée de la sous-zone à Callisto *sensu* G. Le Hégarat (1973) par comparaison avec la coupe du Sévenier (voir ci-après). Au-dessus, il y a des marnes grises (environ 50 cm ; âge indéterminé) contenant des nodules calcaires de taille centimétrique. Ensuite, il y a une lacune de visibilité de 4 m environ et, au-dessus d'un petit sentier, les marnes grises du Valanginien affleurent sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur et ont fait l'objet de récoltes de fossiles pyriteux (voir n2) ; vers leur base, elles comportent des petits bancs de calcaires silteux de couleur ocre.

La succession lithologique de Perret peut être comparée avec la coupe du Sévenier, qui lui est proche de quelques kilomètres, et pour laquelle G. Le Hégarat (1973) donne une description plus détaillée et un lever. Cet auteur reconnaît les sous-zones à Jacobi, Grandis, Subalpina, Privasensis et Dalmasi, en notant que la sous-zone à Privasensis y est une des plus dilatées de l'Ardèche (« *sédimentation très active* ») ; puis il constate la lacune des sous-zones à Paramimounum et à Picteti ; enfin, la zone à Boissieri semble représentée uniquement par la sous-zone à Callisto (*sensu* Le Hégarat, 1973) au niveau d'un intervalle bréchique (2 m d'épaisseur avec « *galets de calcaire marneux dans un ciment marno-calcaire* »). Une configuration analogue a été décrite sur la coupe du Serre des Fourches au Nord de Brune (feuille Crest ; Le Hégarat, 1973, p. 333, figs 10 et 11). Au Berriasien supérieur (sous-zones à Paramimounum et à Picteti), « *ces deux régions (Saint-Laurent-sous-Coiron et Brune) formaient alors sans doute des sortes de rides (haut-fond) balayées par des courants empêchant tout dépôt* » (Le Hégarat, 1973). Au contraire, à cette époque, à Chaumette (Sud d'Alissas ; feuille Privas) et aux Petits Broyons (au Sud de Broyon, feuille Crest), régions situées entre ces haut-fonds, la sédimentation se poursuivait de façon relativement continue avec parfois des dépôts de brèches provenant probablement des pentes latérales (Le Hégarat, 1973).

Le passage Berriasien-Valanginien a pu être également observé dans le ruisseau de Chaumette (Le Hégarat, 1973, p. 332). Le Berriasien terminal est caractérisé par une brèche épaisse de 2 m. Quelques bancs plus haut, un sill

basaltique d'environ 1 m d'épaisseur se suit sur une longueur d'une trentaine de mètres. Il est surmonté par les marnes valanginiennes dans lesquelles des ostracodes marins ont été déterminés comme *Cytherella dissimilis* qui ne paraissent débiter qu'avec cet étage (Le Hégarat, 1973).

Le sommet du Berriasien est visible en rive droite de la rivière La Payre, à côté du passage à gué, environ à 250 m au Sud-Ouest de Rodèche (Sud-Ouest de Chomérac). À proximité, les marnes valanginiennes à ammonites pyriteuses affleurent au niveau de la butte 226 juste au Nord de Flacher (*cf.* carte topographique ; voir n2). Le passage entre les deux étages se fait donc au niveau de la route qui relie les deux hameaux ; le contact direct n'est pas visible. La base de l'affleurement du passage à gué, près de Rodèche, est caractérisée par un slump de bancs calcaires berriasiens sur lequel coule la rivière. Au-dessus du slump, il y a deux paquets de 4 à 5 bancs calcaires, épais de 10 à 30 cm, et séparés par de petits joints marneux ; entre ces deux ensembles, il y a un intervalle marneux de 25 cm d'épaisseur. Le deuxième paquet de bancs est surmonté par un niveau marneux d'épaisseur décimétrique variable car il est coiffé par un petit slump de bancs calcaires ; les marnes sont caractérisées par la présence éparse de boules calcaires de taille centimétrique.

#### • **Valangien**

n2. **Marnes et alternances calcaires-marnes (à dominante marneuse) - Valanginien.** Le Valanginien est principalement représenté par une formation marneuse et par des alternances calcaires-marnes à dominante marneuse ; cette distinction ne correspond pas à la limite des sous-étages. F. Roman (1950) estimait « l'épaisseur de l'ensemble du Valanginien de 200 à 250 mètres ». Compte tenu des pendages, une épaisseur minimale de 400 à 500 m serait plus probable, proposition qui est faite avec beaucoup de réserves au vu des conditions de terrain (voir commentaires ci-après). Sur la feuille Crest (Chenevoy *et al.*, 1977), le Valanginien a été traversé sur 460 m (sondage de Montoisson). Sur la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996), le Valanginien des régions de Lussas, Villeneuve-de-Berg (sondage) et Saint-Maurice-d'Ardèche est épais respectivement de 980 m, 890 m et 740 m (diminution d'épaisseur du Nord au Sud). Sur la feuille Bessèges, aucune épaisseur n'est donnée et il est simplement indiqué que « *le Valanginien de la plaine de Beaulieu est moins épais que celui de Lussas (feuille Aubenas)* » (Elmi *et al.*, 1989).

La puissante sédimentation hémipélagique entraîne une raréfaction des niveaux fossilifères. Les ammonites trouvées dans les affleurements couverts par la feuille Privas sont assez souvent mal préservées et parfois seule une détermination générique peut être donnée.

Comme pour les feuilles Crest (Chenevoy *et al.*, 1977) et Bessèges (Elmi *et al.*, 1989), aucune subdivision cartographique n'a pu être faite pour le

Valanginien de la feuille Privas. Les terrains sont cultivés lorsque la pente n'est pas trop forte. Sinon, ils sont dénudés et profondément érodés (ravins). Les formations valanginiennes sont aussi localement recouvertes par les éboulis basaltiques, notamment dans la vallée de Rochessauve. Au contact avec le plateau basaltique du Coiron ou avec les faisceaux calcaires de l'Hauterivien, les terrains valanginiens sous-jacents sont généralement abrupts et très souvent difficiles d'accès, voire inaccessibles. La succession relevée par F. Roman (1950) au quartier de Bijou (carte topographique 1/25 000) vers Champ la Lioure (Sud de Chomérac), près de l'ancienne station de chemin de fer, montre actuellement trop de lacunes d'observation. Les conditions d'affleurement n'ont donc pas permis de donner une coupe complète de cet étage. De plus, la monotonie de la lithologie et la présence supposée de failles rendent les corrélations hasardeuses d'un site à l'autre pour reconstituer une coupe. Par comparaison avec les terrains proches du Jurassique supérieur et du Berriasien, l'allure structurale change beaucoup avec le Valanginien. Les failles semblent moins nombreuses, soit qu'elles soient oblitérées par la série marneuse et les alternances calcaires-marnes à dominante marneuse, soit qu'elles demeurent difficiles à déceler du fait des fortes épaisseurs des formations.

Dans le secteur de Chante-Perdrix (carte topographique 1/25 000), situé sur le versant nord du plateau basaltique de Lerou, d'épais filons de calcite ont été repérés et quelques fort pendages ont été mesurés (crochons de failles ?). Plus au Sud-Est, dans la partie supérieure du ravin des Communs (carte topographique 1/25 000) au Sud de Saint-Bauzile (*cf.* site fossilifère détaillé ci-après), un petit dyke basaltique (50 cm d'épaisseur ; 10 m de longueur) montre un décalage de 5 m au niveau d'une faille ; quelques mètres plus haut, on trouve un filon de calcite de 10 cm d'épaisseur. À quelques centaines de mètres de ce site, on peut observer en regardant vers le Nord un décalage dans la série alternante, sans réellement pouvoir en mesurer l'amplitude (15 à 20 m ?) à cause de l'absence de niveau repère bien net (*cf.* monotonie de la série). Ces deux points donnent approximativement une direction N-S pour cette faille.

Plusieurs dykes (0,70 à 2 m d'épaisseur ; plusieurs dizaines de mètres de longueur) ont été recensés dans les formations marneuses du Valanginien. Ils sont orientés N110 à N140 ; certains s'alignent parfaitement selon une direction N125, suivant probablement le tracé de failles (au Sud de Saint-Pierre-la-Roche et de Cougourdas).

La présence d'une faille (N20-N30 ?) est supposée dans les alternances calcaires-marnes du Valanginien, entre Cougourdas et Chanègue, sans que l'on puisse la situer précisément. Cette hypothèse tient compte des positions topographiques (altitude) du contour géologique Valanginien-Hauterivien entre ces deux secteurs et du pendage (9°SSE). Néanmoins, il ne faut pas exclure des variations de pendage (valeurs plus faibles) de la formation de l'Hauterivien

entre Cougourdas et Chanègue (cf. épais terrains marneux du Valanginien ?) ; dans ce cas, l'hypothèse de la présence d'une faille ne serait pas justifiée.

Enfin, le passage progressif entre les marnes grises et les alternances calcaires-marnes à dominante marneuse ne permet pas de tracer correctement une limite cartographique dans les conditions évoquées précédemment (cf. conditions d'affleurement, monotonie de la lithologie et failles). F. Roman (1950) écrivait que si « *les marnes prédominent dans le Valanginien inférieur du Bas Vivarais, les marno-calcaires s'y développent progressivement dans le Valanginien supérieur* ». La transition entre les deux formations valanginiennes se situe approximativement au niveau de Saint-Bauzile, entre le ravin de Fassemale au Nord, où affleurent largement les marnes grises, et le ravin de la Grangette au Sud (carte topographique 1/25 000), où apparaissent les alternances calcaires-marnes qui sont ensuite bien visibles dans les ravins des Communs et du Rieutord (carte topographique 1/25 000).

Sur la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996), le Valanginien est séparé en 4 unités cartographiques : 1) les marnes de Lussas (n2a), 2) les laminites de Mirabel (n2b), 3) les marnes de Rambouillet (n2c) et 4) les marnes de Mongol et alternances de Forcemâle (n2d). Sur la feuille Privas, la formation des laminites de Mirabel n'a pas été reconnue ; elles sont diffuses au sein des ensembles marneux, à l'image de ce qui a été observé sur la feuille Bessèges (Elmi *et al.*, 1989).

La partie inférieure du Valanginien est représentée par des marnes grises, plus ou moins silteuses, avec des intercalations de petits bancs de calcaires argileux (quelques cm d'épaisseur), à patine ocre parfois, formant des petits paquets de quelques décimètres d'épaisseur dans lesquels les interbancs de marnes sont épais de 10 à 20 cm. Entre ces paquets de bancs, l'épaisseur des intervalles marneux est assez variable (quelques décimètres à quelques mètres). Par endroit, les bancs de calcaires argileux sont un peu plus épais (5 à 10 cm) et s'organisent alors en faisceaux plus larges (quelques mètres d'épaisseur). La série comporte aussi des passées silteuses, parfois finement gréseuses (fines calcarénites), qui forment des plaquettes (patine ocre) millimétriques à centimétriques montrant parfois des laminations. Cette formation à dominante marneuse affleure sporadiquement au niveau des ravins et des ruisseaux de la vallée de La Payre (Rochessauve) et au Nord de Saint-Bauzile dans le ravin de Fassemale. Les faisceaux de petits bancs forment quelquefois des entablements qui dominent faiblement la plaine cultivée de Chomérac (d'Ouest en Est à proximité de l'ancienne voie ferrée : buttes 300, 226 et 195, carte topographique 1/25 000). À l'Ouest du plateau du Coiron, les marnes affleurent au Nord et à l'Est de Darbres (ravins de l'Auzon et de Barbes) et à l'Ouest de la digitation basaltique du serre de Bonnet.

Aucun macrofossile n'a été trouvé dans cette série marneuse, sauf à la partie basale de la formation qui est caractérisée par la présence de fossiles pyriteux ; niveau qui a été reconnu dès la réalisation la feuille Privas 1/80 000 (1<sup>re</sup> édition, 1908) sur laquelle les gisements de Bijou et Champ la Lioure (carte topographique 1/25 000) sont cités dans la notice explicative (Boule *et al.*, 1909). A. Toucas (1888, 1890) évoque la formation des « marnes grises à petites ammonites ferrugineuses » pour le Valanginien ; il faut signaler qu'il a probablement parfois confondu cette formation avec les marno-calcaires à fossiles pyriteux du Berriasien (Cecca *et al.*, 1989). Les marnes valanginiennes à ammonites pyriteuses ont été reconnues sur la bordure ardéchoise (Roman, 1950) : Chomérac, Vogué, Ruoms (Sayn et Roman, 1904) et Berrias (Donze et Le Hégarat, 1965).

Dans le présent travail cartographique, quatre sites ont été identifiés.

Dans le ravin situé immédiatement au Sud du Perret, les marnes grises du Valanginien affleurent sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Un premier niveau de fossiles pyriteux a été récolté dans leur partie inférieure. La petite taille des ammonites (diamètre bien souvent inférieur à 2 cm) rend leur détermination spécifique, voire générique, difficile. La faune (314 ammonites récoltées) est dominée par les Phylloceratidés (53,5 % ; avec *Phylloceras (Hypophylloceras) tethys*, *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Holcophylloceras sileciacum* et les Haploceratidés (35,5 % ; *Neolissoceras*) ; le reste de l'assemblage est composé par des Lytoceratidés (3% ; *Protetragonites quadrisulcatum*), des Olcostephanidés (1,5 % ; *Olcostephanus* sp. ind.) et des Neocomitidae (6,5 % ; *Kilianella* et *Thurmanniceras*). Un spécimen de *T. pertransiens*, espèce-indice de la première zone du Valanginien, a été récolté dans les premiers mètres des marnes indiquant ainsi la zone à Pertransiens. La macrofaune est aussi composée par des bélemnites (très souvent cassées), de rares aptychus et des brachiopodes (une quinzaine de rhynchonellidés récoltés : *Lacunosella contracta* et *L. guerini*) ; un calice de crinoïde a également été trouvé. Dans la partie supérieure de l'affleurement de marnes du Perret (au-dessus d'un petit niveau slumpé), les fossiles pyriteux sont moins nombreux. La composition de l'assemblage faunique est assez similaire à ce qui vient d'être décrit précédemment ; il se différencie par la présence de gastéropodes (11 pyriteux) et deux petits fragments d'os et de bois fossilisés.

L'intervalle relativement riche en fossiles pyriteux a été aussi reconnu et récolté à Flacher (butte 226, carte topographique 1/25 000) au Nord-Est de Champ la Lioure (Sud-Ouest de Chomérac). Les ammonites (55 spécimens déterminés) sont de très petite taille (diamètre souvent inférieur à 1 cm). Là aussi, les Phylloceratidés et les Haploceratidés sont les plus abondants ; néanmoins, il faut noter la présence d'ammonites orthocones (6 spécimens de *Bochianites*, probablement *B. neocomioensis*) et des Terebratulidés appartenant au genre *Oblongarcula* (*O. cf. oblonga*). Ce gisement doit correspondre à celui

mentionné par G. Sayn et F. Roman (1904) et F. Roman (1929, 1950) près du quartier Bijou (cf. carte topographique 1/25 000) ; ce dernier auteur donne une description et une coupe très schématique, au niveau de Chomérac, de la partie inférieure de ces marnes entre le cimetière de ce village et le quartier de l'ancienne gare.

D'après A. Toucas (1888), le gisement de Lemps (« *marnes grises* »), près de Chomérac, fait partie de ceux « où l'on peut récolter les plus beaux échantillons d'ammonites ferrugineuses du Valengien ». Malheureusement, ce site n'a pu être reconnu (gisement pillé ou recouvert naturellement ou par anthropisation ?) car seuls quelques exemplaires d'assez mauvaise qualité ont été trouvés à l'Ouest de ce hameau (vers la côte 236, carte topographique 1/25 000 ; 3 *Neolissoceras*, 3 *Phylloceras* et 4 bélemnites).

Enfin, quelques spécimens pyriteux ont été trouvés dans le ruisseau de Chaumette (Sud-Ouest d'Alissas).

L'intervalle à fossiles pyriteux qui caractérise la partie basale de la formation marneuse a été identifié sur la feuille Aubenas (Sévenier, près de Saint-Laurent-sous-Coiron ; Est de Voguë-Gare ; Le Hégarat, 1973 ; Elmi *et al.*, 1996) et sur la feuille Crest (Serre-des Fourches, Le Hégarat, 1973) où il a été également daté de la zone à Pertransiens.

Dans la partie supérieure du Valanginien, les marnes (souvent silteuses) sont bien représentées mais la prépondérance des faisceaux se fait plus nette, avec des bancs de calcaires argileux le plus souvent, épais (pouvant atteindre 15 à 25 cm dans la partie supérieure des faisceaux) et plus serrés pour donner parfois une alternance calcaires-marnes comparable à celle observée dans le bassin vocontien. L'épaisseur des interbancs marneux est variable, de 10 à 15 cm dans la partie supérieure des faisceaux, à plus d'un mètre en dehors de ceux-ci. La série est particulièrement bien visible dans les ravins des Communs et du Rieutord (carte topographique 1/25 000), situés au Sud de Saint-Bauzile, et dans ceux de Bourdarie et d'Ajoux (carte topographique 1/25 000), situés respectivement à l'Est et à l'Ouest de Saint-Pierre-La-Roche.

Cinq sites ont fait l'objet d'une exploitation de macrofossiles.

Au Sud-Ouest des Roussilles, près de Saint-Bauzile, des récoltes ont été faites dans les bancs de calcaires argileux de la partie médiane du ravin des Communs (approximativement à l'altitude de 300 m ; carte topographique 1/25 000). L'assemblage suivant indiquerait la zone à *Campylotoxus* : *Busnardoites* ?, *Kilianella*, *Karakaschiceras* ?, *Olcostephanus*, *Neolissoceras grasianum*, *Neolissoceras (Vergoliceras) salinarium* et probablement *N. (V.) cornutum*.

Dans la partie sommitale du ravin des Communs, une vingtaine de bancs de calcaires argileux de l'alternance calcaires-marnes ont été exploités sur un intervalle de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au niveau d'un petit promontoire qui se situe au-dessous du double virage en épingle (altitude 430 m) de la route Saint-Bauzile – Le Rieu surplombant le ravin. La base de l'intervalle est à environ 350 m d'altitude (cf. emplacement du dyke et de la faille associée). La faune d'ammonites est riche en *B. neocomiensis* ; *N. (V.) salinarium* est assez fréquent. Les assemblages sont parfois complétés par quelques spécimens appartenant aux genres *Busnardoites*, *Kilianella*, *Neohoploceras* ?, *Lytoceras*, et *Olcostephanus*. Un spécimen incomplet et déformé d'Olcostephanidé de quelques centimètres de diamètre pourrait être rapporté soit au *Saynoceras* soit au *Valanginites*. L'association de ces taxons et la relative abondance des *B. neocomiensis* (Reboulet, 1996) indiquerait la zone à *Campylotoxus* (partie supérieure ?). Quelques bivalves (pectinidés), gastéropodes et bélemnites complètent la macrofaune. Enfin, il faut noter au niveau de ce site, la présence d'une intrusion horizontale de basalte (sill d'un mètre de longueur) entre 2 bancs calcaires situés juste au-dessus de la route formant un virage en épingle.

Dans les affleurements situés à environ 500 m au Nord-Est du Rocher de Barris (entre le chemin qui mène du Petit Barris à Salavayre, hameau localisé sur la feuille Crest, et le sommet du ravin), les taxons suivants ont été déterminés : *Karakaschiceras*, *Kilianella*, *Neocomites* (*N. platycostatus* ?), *Busnardoites* ?, *N. (V.) salinarium*, *P. quadrisulcatum*, *P. (H.) tethys*. Cet assemblage indiquerait la zone à *Campylotoxus*, peut être sa partie supérieure. À proximité de Salavayre, M. Chenevoy *et al.* (1977) ont déterminé quelques ammonites de la partie supérieure du Valanginien inférieur.

Entre le ravin d'Azinières et la base de la petite bute 434 (carte topographique 1/25 000), à peu près à mi-distance entre Barris et Monoprat, il y a un intervalle à dominante marneuse qui est surmonté par un intervalle à dominante calcaire où quelques faisceaux de bancs calcaires s'individualisent et ont fait l'objet d'une récolte de macrofossiles. La faune d'ammonites est principalement composée de *Teschenites* : *T. flucticulus* (rare), *T. pachydicanus* (rare) et *T. callidiscus* (commun) qui est l'espèce-indice de la sous-zone à *Callidiscus* appartenant à la dernière zone du Valanginien (zone à *Furcillata*). À l'instar de ce qui est observé dans les séries valanginiennes du bassin vocontien (Reboulet, 1996), *T. callidiscus* semble ici bien représentée. Il a également été trouvé des *N. grasianum*, *B. neocomiensis*, *Olcostephanus* (*O. densicostatus* ?), *Lytoceras* et un *Dichotomites* sp.

Un assemblage similaire à ce dernier a été identifié au Sud du col des Tribles.

Les passages Berriasien-Valanginien et Valanginien-Hauterivien sont présentés respectivement dans les parties n1 (Berriasien) et n3 (Hauterivien) de cette notice.

### • **Hauterivien**

L'Hauterivien hémipélagique est très peu représenté sur la feuille Privas ; il est localisé dans le coin sud-est de la carte. Une coupe continue d'une partie de l'Hauterivien inférieur a été levée en détail près du hameau de Cougourdas, plus précisément sur le versant sud des Rochers de Rouille (fig. 5). Sur les 111 m de cette succession, 3 formations ont été distinguées : 1) Faisceau glauconieux, 2) Vire marneuse et 3) Faisceaux calcaires « michoïdes » de Cougourdas. Elles ont été datées par ammonites de la zone à *Radiatus*. Des formations similaires ont été distinguées sur la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996) et les mêmes indices cartographiques ont donc été utilisés sur la feuille Privas (n3a, n3b et n3c). La schématisation de la série stratigraphique de l'Hauterivien de la montagne de Berg (notice de la feuille Aubenas ; Elmi *et al.*, 1996, fig. 7, p. 82) permet seulement d'apprécier les variations d'épaisseur des ensembles lithologiques entre les deux localités précédemment citées. Par contre, la coupe de l'Hauterivien de la feuille Bessèges est plus détaillée (Elmi *et al.*, 1989, fig. 8, p. 58-59).

Outre le site de la colline des Rochers de Rouille (plus précisément au sommet du ravin de Bourdarie, *cf.* carte topographique 1/25 000), le passage Valanginien-Hauterivien a pu être observé au col des Tribles et à l'Ouest d'Ajoux (plus précisément dans le ravin de Bourgiout, *cf.* carte topographique 1/25 000). La coupe de Cougourdas est coiffée par la formation des Basaltes du Plateau et ses éboulis. Les formations volcaniques recouvrent également, plus ou moins les alternances calcaires-marnes hauteriviennes sur les sites d'Ajoux (ravin de Bourgiout), du serre de la Pège et du sommet de Berguise (nom indiqué sur la feuille Aubenas), colline qui se situe entre les hameaux de Chanègue et de Monoprat ; pour les deux derniers sites, les 3 formations (n3a, n3b, n3c) n'ont pas pu être distinguées et un Hauterivien indifférencié est indiqué (n3). Même si des ammonites ont été trouvées sur l'ensemble de ces sites, la présentation intéressera principalement les assemblages de la coupe de Cougourdas qui a fait l'objet d'une récolte plus intensive avec environ 400 spécimens déterminés.

**n3a. Faisceau glauconieux de Cougourdas - Alternances de calcaires et de marnes glauconieux - Hauterivien inférieur, zone à *Radiatus*.** La partie inférieure de l'Hauterivien est représentée par une alternance de calcaires et marnes glauconieux formant un faisceau épais de 20 m environ. L'abondance de la glauconie est assez variable. Les marnes sont parfois assez silteuses. Les bancs calcaires sont généralement massifs et épais (20 à 40 cm le plus souvent) et présentent parfois des traces de bioturbations.

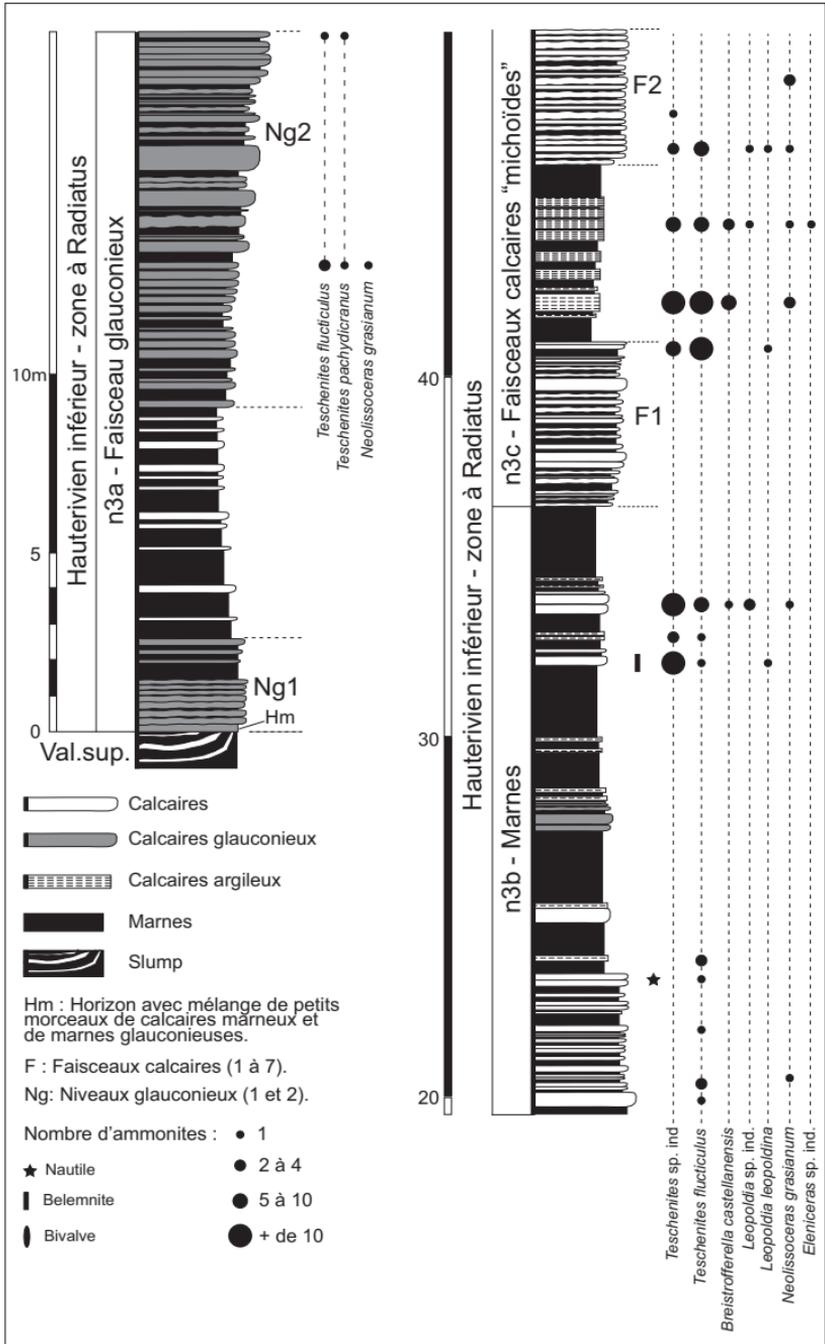


Fig. 9 - Coupe détaillée de l'Hauterivien de Cougourdas près de Saint-Pierre-La-Roche

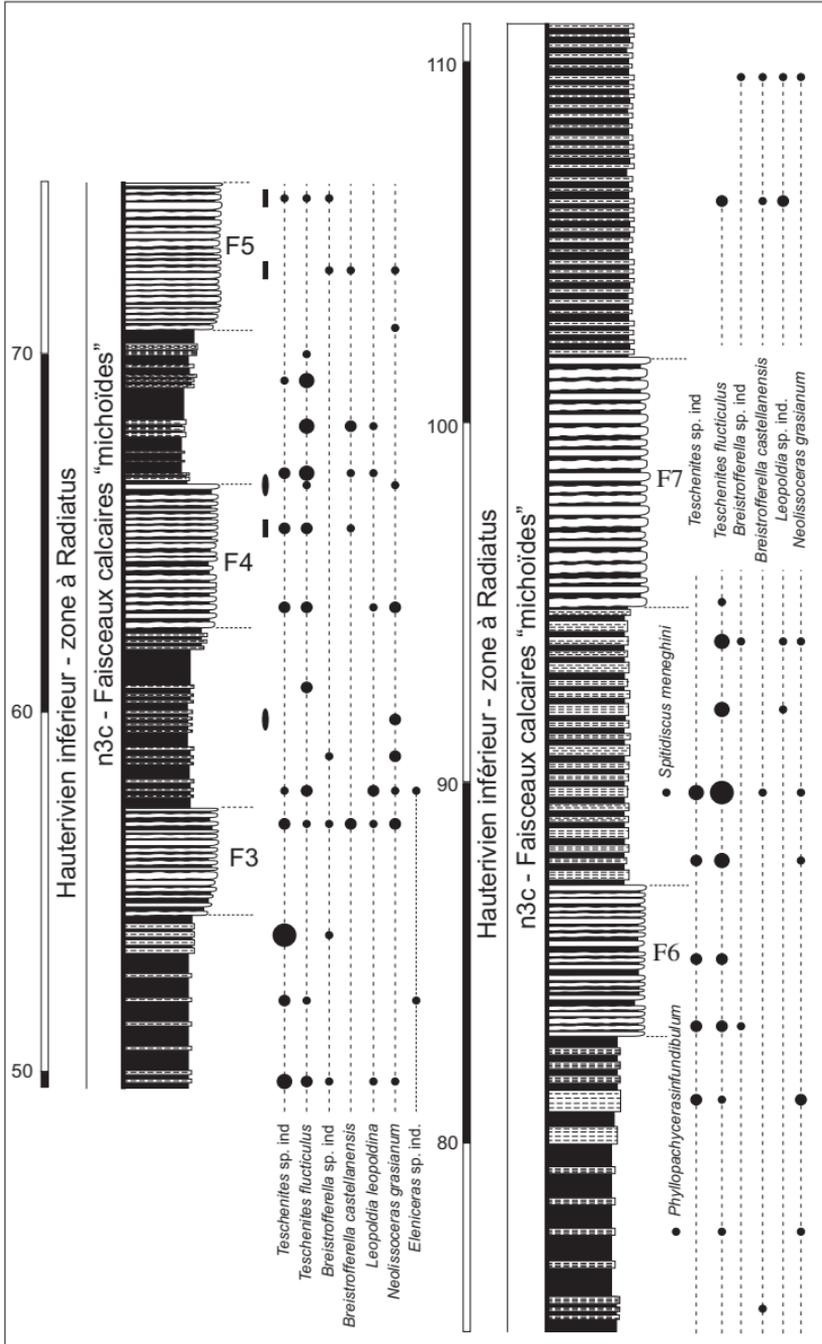


Fig. 9 - Coupe détaillée de l'Hauterivien de Cougourdas près de Saint-Pierre-La-Roche

Sur la coupe de Cougourdas, on peut distinguer 2 niveaux où la richesse en glauconie est très forte (Ng1) à forte (Ng2, fig. 9) ; ils sont séparés par une alternance calcaires-marnes où la glauconie est plus rare ou absente. Le premier niveau glauconieux (Ng1) est caractérisé par des bancs calcaires qui sont assez friables et présentent assez souvent un débit en boules. À la base de ce niveau, qui surmonte les alternances calcaires-marnes du Valanginien supérieur du ravin de Bourdarie, se trouve un horizon centimétrique (Hm ; fig. 9) composé d'un mélange de petits morceaux (quelques centimètres) de calcaires argileux et de marnes silteuses riches en glauconie (mélange lié à une bioturbation intense lors d'une phase de condensation marquée ?). Cet horizon n'a pas été repéré sur les autres affleurements de la carte Privas et n'a jamais été cité dans les notices des autres feuilles de la bordure ardéchoise (cf. Bessèges, Elmi *et al.*, 1989 et Aubenas, Elmi *et al.*, 1996). Aucun fossile n'a été trouvé dans cet horizon. Enfin, le contact Valanginien-Hauterivien apparaît irrégulier avec une surface ondulée et la partie supérieure de certains slumps du Valanginien terminal semble parfois tronquée par la formation glauconieuse hauterivienne.

Cette formation basale (n3a) de l'Hauterivien est un niveau repère remarquable par la présence de la glauconie, mais aussi par la richesse en ammonites (probablement liée à une moindre « dilution » du matériel fossile lors d'un plus faible taux de sédimentation). Ainsi, sur le versant sud du serre de la Pège et le versant ouest du sommet de Berguise (vers Chanègue), certains bancs de calcaires glauconieux constituent parfois de véritables lumachelles à ammonites où *T. flucticulus* domine nettement. La faune est composée d'autres taxons moins abondants : *T. pachydicranus*, *Eleniceras* (aff. *tchekitevi* ?) *Olcostephanus* sp. ind., *N. grasianum*. De rares *Acanthodiscus* sp. ind. ont été récoltés. Sur la coupe de Cougourdas, la formation glauconieuse forme une corniche qui surplombe le ravin de Bourdarie et seules quelques strates du Ng2 ont pu être exploitées ; l'assemblage faunique est principalement composé de *Teschenites* (fig. 9).

Cette formation est l'équivalent du « Faisceau glauconieux basal de Forcemâle » de la feuille Aubenas (n3a, Elmi *et al.*, 1996), où son épaisseur varie de 12 à 17 m.

**n3b. Vire marneuse de Cougourdas - Alternances calcaires-marnes à dominante marneuse - Hauterivien inférieur, zone à *Radiatus*.** Au-dessus de la corniche (Faisceau glauconieux, n3a), se place une vire à dominante marneuse de 17 m d'épaisseur (fig. 9) sur laquelle est installé le chemin qui relie Cougourdas à Saint-Pierre-La-Roche. Elle est plus dilatée (40 m environ) au ravin de Bourgiout à l'Ouest d'Ajoux. Cette formation correspond à une alternance où les bancs calcaires ou de calcaires argileux sont séparés par des interbancs marneux relativement épais ; la glauconie est rare ou absente. De nombreux *Teschenites* et quelques *Leopolodia*, *Breistrofferella* et *N. grasianum* ont été déterminés.

Cette formation à dominante marneuse pourrait correspondre aux « Marnes inférieures de Malavas » de la feuille Aubenas (n3b, Elmi *et al.*, 1996), où leur épaisseur a été estimée à 100 m.

**n3c. Faisceaux calcaires « michoïdes » de Cougourdas - Marnes et faisceaux de bancs calcaires à faciès « michoïde » - Hauterivien inférieur, zone à Radiatus.** La troisième formation hauterivienne est composée d'une alternance calcaires-marnes qui est organisée en une succession de faisceaux à dominante calcaire séparés par des intervalles à dominante marneuse. Sur la coupe de Cougourdas, 7 faisceaux calcaires ont été individualisés (F1 à F7, fig. 9). Les bancs calcaires des faisceaux présentent soit une stratification régulière, soit une surface ondulée avec un débit, plus ou moins marqué, en corps ovoïdes (débit en « miches de pain » ou faciès « michoïde »). Les calcaires sont souvent silteux. Les intervalles à dominante marneuse sont composés de marnes grises et de calcaires argileux qui ont un débit en plaquettes (calcaires délités). Si l'épaisseur des faisceaux calcaires est relativement constante (environ 4 m pour F1 à F6 ; 7 m pour F7), celle des intervalles marneux tend à augmenter : 4 à 5 m d'épaisseur dans la partie inférieure de la formation et 7 à 8 m d'épaisseur dans sa partie supérieure. Corrélativement, l'épaisseur et le nombre des bancs calcaires délités augmentent au sein des intervalles marneux de la partie supérieure de la formation (au-dessus de F5, fig. 9). L'épaisseur totale de la formation n3c est de 75 m.

Sur la coupe de Cougourdas, une récolte de fossiles a été faite aussi bien dans les faisceaux calcaires que dans les intervalles à dominante marneuse (fig. 9). La série stratigraphique est assez riche en ammonites, notamment au niveau des bancs délités de l'intervalle marneux situé entre F1 et F2. D'une manière générale, la faune est largement dominée par les *Teschenites* (*T. flucticulus*). Les *N. grasianum* sont assez fréquents ; les *Eleniceras* sont relativement rares. Concernant les taxons à valeur biostratigraphique, *Leopoldia* (*L. leopoldina*) et *Breistrofferella* (*B. castellanensis*) sont communs à fréquents. Leur présence jusqu'au sommet de la coupe indique que l'ensemble de la formation se situe dans la zone à Radiatus ; par contre, aucun spécimen d'*Acanthodiscus radiatus* n'a été trouvé. Enfin, il faut noter qu'un spécimen de *Phyllopachyceras infundibulum* a été récolté dans l'intervalle à dominante marneuse situé entre F5 et F6. Cette espèce apparaissant tardivement dans la zone à Radiatus des séries pélagiques du bassin vocontien (Reboulet, 1996), on peut supposer qu'elle ne manquerait que la partie la plus supérieure de cette zone sur la coupe de Cougourdas.

Sur la feuille Aubenas (Elmi *et al.*, 1996, fig. 7, p. 82), le sommet de la zone à Radiatus a été placé à la base de la formation des Marnes de Valvignères (n3d) surmontant la formation des Faisceaux michoïdes de Saint-Pons (n3c), qui serait l'équivalent de la formation des Faisceaux calcaires michoïdes de Cougourdas. Ainsi, la zone à Radiatus correspond approximativement aux formations n3a,

n3b et n3c pour une épaisseur cumulée de 370 m. Même en considérant le fait que la zone à Radiatus apparaît incomplète sur la coupe de Cougourdas (la zone sus-jacente à Loryi n'ayant pas été identifiée), l'épaisseur cumulée (111 m) des formations n3a, n3b et n3c (datées de la zone à Radiatus) de la feuille Privas est nettement inférieure à celle de la feuille Aubenas. Sur la feuille Bessèges (Elmi *et al.*, 1989, fig. 8, p. 58-59), l'épaisseur de la formation n3a (qui serait l'équivalent des formations n3a + n3b + n3c des feuilles Aubenas et Privas) est environ de 170 m.

L'épaisseur des séries sédimentaires de la zone à Radiatus varie donc approximativement du simple au double entre les feuilles Privas et Bessèges, d'une part, et celle Aubenas d'autre part. Une variation d'épaisseur aussi importante peut être également évoquée pour les séries valanginiennes (voir n2). Pour l'intervalle considéré ici (Valanginien et Hauterivien *p.p.*), il apparaît donc que la feuille Aubenas correspond à une zone de plus forte accumulation sédimentaire (subsidence plus active) par rapport aux zones situées plus au Nord (feuille Privas) et plus au Sud-Ouest (feuille Bessèges). L'effondrement plus marqué de la « zone centrale » (feuille Aubenas) a aussi probablement contribué à « chenaliser » les sédiments provenant du continent et de la plate-forme. Cette configuration structurale expliquerait la localisation relativement restreinte des laminites de Mirabel, formation du Valanginien inférieur (zone à Campylotoxus) individualisée seulement au niveau de la feuille Aubenas et non reconnue sur les feuilles Bessèges et Privas ; elle est interprétée par Elmi *et al.* (1996) comme un vaste cône de déjection sous-marin de bas de talus.

## CÉNOZOÏQUE

### Formations volcaniques

Sur la feuille Privas, l'essentiel des formations volcaniques est regroupé dans le quart Sud-Est de la carte (**Plateau du Coiron**). Deux autres unités de moindre importance peuvent toutefois être distinguées. La première unité, le district de Gourdon-Mezilhac, constitue le prolongement vers le Sud-Est du massif volcanique miocène du **Velay oriental** (feuille Le Monastier) et se raccorde au plateau des Coirons dans la région du col de l'Escrinet. La seconde unité, qui se réduit aux deux complexes volcaniques (du Pic de l'Étoile) et de la Coupe d'Aizac et de Crau, au Nord de Vals-les-Bains, est à rattacher au volcanisme basaltique quaternaire du **Bas-Vivarais**.

### Volcanisme du Velay oriental (Miocène)

Le volcanisme basaltique de l'Ardèche moyenne affleure largement sur les feuilles voisines de Burzet et du Monastier.

Les laves sont des basaltes à néphéline riches en enclaves enallogènes (dont la variété souligne l'hétérogénéité du socle), en mégacristaux (clinopyroxènes et amphiboles) et agrégats polycristallins de haute pression (pyroxénites à olivine) et en enclaves issues du manteau supérieur (péridotites, pyroxénites).

Sur la feuille Privas, au Nord-Ouest (région de Mezilhac), ce district est formé d'une succession de lambeaux de coulées aux formes émoussées et reposant directement sur le socle, d'intrusions de basalte et d'extrusions de laves différenciées. Vers le Sud-Est, des coulées en forte inversion de relief, relativement continues et fortement chenalisées, apparaissent. Dans les deux cas, les pyroclastites sont pratiquement absentes, ou alors uniquement conservées en semelle sous les coulées. Quant aux points d'émission, ils sont toujours difficiles à identifier. Les coulées ont des épaisseurs décamétriques à pluridécamétriques.

L'âge de ce district reste mal connu. Sa situation et sa morphologie conduisent à envisager un âge miocène, comparable à celui du plateau vellave. Trois datations ont été réalisées dans le cadre du lever de cette feuille. Les résultats corroborent cette hypothèse et confèrent un âge miocène moyen à supérieur à ce district. On notera la similitude d'âge entre la phonolite de Grésières et celles de la partie sud du Velay (graben des Boutières, Mergoïl *et al.*, 1993). L'âge du basalte de l'Areilladou (14 Ma) semble peu compatible avec ce que l'on sait de l'histoire volcanique du Velay. En effet, de tels âges ne sont connus que dans la partie nord du Velay (Mergoïl *et al.*, 1993).

sc $\beta^2$ . **Scories basaltiques.** La mise en place des produits stromboliens (scories, bombes fuselées, bombes en bouses de vaches passant à des pseudocoulées, coulées) a été soit initiale, soit très précoce (Berger, 1973, 1981). Une période d'activité strombolienne, plus ou moins concomitante d'une phase d'effondrement, a suivi. Tous ces produits contiennent, en plus d'enclaves de roches connues à l'affleurement, quelques pyroxénolites à spinelles, d'abondants nodules de péridotites, ainsi que des fragments du socle profond, en particulier des norites (Berger, 1973).

$\beta^2$ ol. **Basalte à olivine.** Coulées et intrusions sont en général constituées de basaltes aphyriques à moyennement porphyriques (phénocristaux d'olivine et d'augite salitique). Ils ont des compositions allant des basanites (indice de différenciation I.D. < 35, pourcentage de feldspathoïde normatif > 5) aux hawaïtes (50 > I.D. > 35).

$\phi$ . **Phonolite.** Les laves différenciées ne sont représentées sur cette carte que par l'extrusion du Sud de Grésières. Il s'agit d'une phonolite de teinte gris-verdâtre, à texture porphyrique fluidale et à débit en lauzes.

## Volcanisme des Coirons

Les formations volcaniques du plateau des Coirons (Faujas de Saint-Fond, 1778 ; Boule, 1906 ; Jérémine, 1927 ; Grangeon, 1960 ; Den Boer, 1957 ; Frain de la Gaulayrie, 1973 ; Velde et Frain de la Gaulayrie, 1974 ; Camus et Kieffer, 1978a, b ; Naud, 1987) s'étendent sur les feuilles d'Aubenas et de Privas. Elles correspondent à un empilement de coulées basaltiques se superposant en un plateau de 22 km de long sur 16 km de large au maximum, d'orientation générale N135 et s'abaissant régulièrement depuis la Serre de Blandine (1 017 m) au Nord-Ouest, jusqu'à Coirnel (592 m) au Sud-Est (feuille Aubenas). Ces coulées sont de nature essentiellement basaltique (basaltes alcalins à feldspathoïde modal). Elles recouvrent des formations sédimentaires datées du Trias à l'Oligocène, l'essentiel du substratum étant représenté par des marnes et des calcaires marneux valanginiens et hauteriviens facilement érodables.

Le massif volcanique des Coirons est constitué de coulées et filons de nature essentiellement basaltique -basaltes alcalins à feldspathoïde modal- (Frain de la Gaulayrie, 1973 ; Velde et Frain de la Gaulayrie, 1974). On trouve également, sous forme de filons, une grande variété de roches qui vont des basanites à analcime et néphéline jusqu'à des termes saturés en silice.

Les laves basaltiques correspondent pétrographiquement à des basanites (indice de différenciation  $< 35$ , néphéline normative  $> 5\%$ ) et des hawaïtes ( $50 > ID > 35$  ;  $5\% > \text{néphéline normative} > 1\%$ ). Deux types texturaux sont distinguables : le premier est aphyrique et se rencontre surtout dans les coulées basanitiques basales ; le second, porphyrique (jusqu'à 35 % de phénocristaux), caractérise les coulées sommitales. Ces deux types se rencontrent aussi dans les filons. Les phénocristaux sont toujours représentés par l'augite titanifère et l'olivine plus ou moins iddingsitisée, en proportions variables, auxquelles s'ajoutent localement de la hornblende brune montrant des figures de déstabilisation, et des oxydes ferro-titanés dans les hawaïtes. La mésostase est constituée de plagioclase, de minéraux opaques, de clinopyroxène et d'olivine en association avec feldspath alcalin, néphéline et parfois analcime. On peut reconnaître, dans certains échantillons, des xénocristaux d'olivine et de spinelle mantelliques, ainsi que des minéraux du socle cristallin (quartz, feldspath alcalin).

La majeure partie des laves basaltiques, plutôt pauvres en magnésium, résulterait de la cristallisation fractionnée d'amphibole, olivine et clinopyroxène, à partir d'un magma basaltique à teneur en magnésium normale.

Les roches différenciées (mugéarites) ( $ID > 50$ , hypersthène normatif) se rencontrent uniquement en filons dans la zone axiale et dans l'essaim du col de l'Escriuet. Il s'agit de roches faiblement porphyriques (pourcentage de phénocristaux  $< 7\%$ ). La phase phénocristalline est représentée par la hornblende

brune, souvent zonée et non déstabilisée, un clinopyroxène augitique à coeur vert ferri-salitique et des oxydes ferro-titanés. La mésostase est holocristalline et constituée de plagioclase, d'augite, d'opacques, de feldspath alcalin et parfois d'olivine.

Comme les basaltes, les roches différenciées non déficitaires en silice, trouveraient leur origine dans un processus de cristallisation fractionnée d'un magma mafique initial.

Si l'on se réfère aux données géochronologiques disponibles, les âges des émissions volcaniques des Coirons sont compris entre 8,9 (Tortonien, âge vellave) et 4,5 Ma (Messinien terminal), l'âge moyen étant de  $6,8 \pm 1,1$  Ma, et l'âge le plus représenté 6,5 Ma. Les données de terrain (et en particulier l'absence d'intercalations alluvionnaires et la présence de paléosols d'épaisseur relativement réduite -quelques dizaines de cm- entre les coulées superposées) conduisent à penser que l'essentiel du volume des laves a été émis en un laps de temps relativement court. L'exemple de l'Aubrac, dont 90 % des laves se sont épanchées en moins de 250 000 ans (de Goër de Herve *et al.*, 1991), conforte cette hypothèse. Un pic d'activité au Messinien est donc suggéré pour le Coiron. Mais il est probable que cette activité paroxysmale ait été précédée par des émissions volcaniques d'âge vellave dont on retrouve des traces en bordure du plateau. En effet le plateau des Coirons est relié aux formations volcaniques du Velay par une succession de pointements basaltiques à phonolitiques recoupant ou recouvrant le socle cristallin vellave. Le raccordement entre ces deux districts semble se faire au Nord-Ouest du col de l'Escrinet, mais il est à peu près certain qu'une activité volcanique d'âge vellave a eu lieu à l'emplacement du plateau et que les produits de cette activité sont actuellement recouverts par les coulées plus récentes des Coirons.

Le plateau des Coirons présente un contour en « feuille de chêne » tout à fait caractéristique. Les digitations, soit N-S (versant SW), soit E-W (versant NE), correspondent à des vallées fossiles encaissées et comblées par des coulées basaltiques s'empilant les unes sur les autres (jusqu'à une douzaine dans la région de Darbres). Les vallées actuelles qui entaillent la périphérie du plateau résultent probablement de l'érosion des interfluves séparant les vallées fossiles. Ce dispositif morphologique suggère que les laves des Coirons se sont épanchées sur un paléo-relief déjà différencié ou en cours de différenciation et dominant les paléo-vallées de l'Ardèche et du Rhône.

À partir d'observations de terrain détaillées, G. Naud (1971) a reconstitué une paléotopographie anté-basaltique. Lorsque l'on parcourt à pied le massif depuis Darbres jusqu'à Alissas, en prenant soin de faire des coupes régulières du contact entre formations volcaniques et substratum sédimentaire, et en observant attentivement les éboulis pour y déceler la présence de galets de matériel cristallin -lorsque les affleurements d'alluvions sous-basaltiques sont masqués-,

on peut établir une carte interprétative du développement des alluvions sous-basaltiques (Naud, 1971). Selon G Naud, ces observations ne sont pas compatibles avec l'hypothèse de multiples interfluves à l'emplacement des vallées actuelles.

En effet, si toutes les vallées actuelles remontant vers le Coiron avaient été des interfluves, les coulées auraient rempli des petites vallées. A partir des multiples mesures d'altitude du contact entre formations volcaniques et sédimentaires, le tracé d'une topographie pré-éruptive a pu être esquissé. Le résultat est la mise en évidence d'un axe majeur de drainage orienté *grosso modo* E-W et sécant par rapport à l'orientation des digitations et de petits affluents gauches, voire droits. En outre, il faut s'interroger pour savoir comment tous ces cours d'eau N-S auraient été débarrassés des alluvions cristallines ? Il aurait fallu pour cela qu'ils fissent un coude à angle droit pour rejoindre la massif cristallin de Saint-Cierge (qui est le plus proche), voire encore plus loin. En outre, les alluvions sous-basaltiques les plus proches de l'axe du massif montrent qu'elles se sont déposées dans un creux de la topographie dont la « berge » est orientée E-W, plutôt que N-S. Affirmer qu'il existe moins de coulées vers l'axe du massif, au niveau des reculées dans les terrains sédimentaires, n'est pas toujours exact. En effet, au niveau de ces reculées, il y a souvent des surcreusements dans le matériel sédimentaire qui sont occupés par une coulée qui indique une petite vallée qui, selon G. Naud (*op. cit.*), représente la trace d'affluents gauches de la grande rivière « NE-SW ». On peut en outre observer que localement, sous les coulées, les alluvions sont toutes calcaires et non cristallines. Comment alors intégrer, dans un schéma N-S, les alluvions de « la Payre » ancienne du côté de Rochessauve qui sont entièrement calcaires ? Ces observations argumentent l'hypothèse d'un réseau hydrographique E-W ou NW-SE, avec affluents gauches et droits, eux « N-S » ou S-N, et drainant essentiellement les terrains sédimentaires.

L'encaissement des vallées fossiles est probablement à relier à un épisode de surcreusement général du réseau fluvial. Compte tenu de l'âge du volcanisme, ce surcreusement pourrait correspondre à l'assèchement messinien (entre 7,2 et 5,3 Ma) de la Méditerranée occidentale.

Deux types d'activité volcanique sont représentés dans les Coirons : 1) une activité strombolienne de type central et 2) une activité hydro-magmatique.

**Fa-e. Alluvions fluviales anté-éruptives de la vallée de la Payre.** Connues depuis B. Faujas de Saint-Fond (1803), les alluvions de la vallée de la Payre ont été remarquées ou étudiées depuis longtemps. Ainsi, l'Abbé Roux (*in* J.-L. Soulavie, 1780-1784) pense qu'elles ont été déposées par une rivière qui coulait de l'Ouest vers l'Est, dans une large vallée et qui débouchait dans la dépression rhôdaniennne, au Teil.

G. Marzari-Pencati (1806) donne plusieurs gravures représentant la digitation de Mirabel. Les alluvions de base qu'il nomme « Il pudingue » sont l'objet d'une étude d'une dizaine de pages. L. Bacconnier, en 1924, étudiant l'altitude des alluvions, conclut qu'une zone d'affaissement devait exister entre Mirabel et Saint-Pons, confirmant, selon lui, l'hypothèse d'un gauchissement de la pénéplaine.

P. Grangeon (1960) a décrit avec précision les différents niveaux alluviaux. Parmi les galets, ceux de granite porphyroïde, semblables à ceux du Pont de la Baume, et ceux de granite à cordiérite, qui rappellent celui de Lapalisse près de Saint-Cirgues-en-Montagne, indiquent, selon lui, que les alluvions anté-éruptives ont été déposées par une rivière qui suivait approximativement le lit de l'Ardèche actuelle jusqu'à Aubenas. L'estuaire de ce cours d'eau se serait alors trouvé dans la région de Rochemaure. Après les premiers épanchements au Post-Pliocène inférieur et un dernier dépôt alluvial au Villafranchien (à Mirabel et Saint-Gineys-en-Coiron), l'Ardèche se serait détournée pour prendre la place qu'elle occupe actuellement.

En revanche, P. Bout (1966) a émis une hypothèse différente à propos de la mise en place des alluvions : celles-ci ne seraient pas fluviales mais lacustres et leur dépôt aurait été influencé par la subsidence.

Selon G. Naud (1971), il existe quatre niveaux d'alluvions intrabasaltiques ; elles n'ont pas été différenciées sur la carte géologique. Elles affleurent essentiellement dans la digitation de Mirabel. Vers la cote 604, il s'agit de graviers, de sables fins, de limons sableux entrecoupés de croûtes grésifiées ferrugineuses pouvant représenter des paléosols. Leur âge demeure controversé : Mio-Pliocène (âge absolu des basaltes), voire Villafranchien (mammifères fossiles d'origine confuse).

β<sup>1</sup>. **Basalte (Miocène supérieur)**. Les repères stratigraphiques permettent de penser que les premières éruptions des Coirons, de nature basaltique, se sont déroulées au Miocène (Grangeon, 1960).

**Br. Brèches et cendres bréchiformes. 1 - BrR. Brèche du Ranc.** Les Brèches, souvent litées, remanient des éléments du substratum, lapilli volcaniques et bombes en choux-fleurs. Différents types de brèches sont à distinguer : des brèches d'explosion sous-lacustre et des brèches de diatrème.

*Les brèches d'explosion sous-lacustre* : elles se rencontrent à la base et au sommet des formations diatomitiques de Rochessaive-Avignas.

La **brèche du Ranc (BrR)**, de couleur jaunâtre, se présente en bancs réguliers de 50 cm de puissance en moyenne et grossièrement granoclassés. L'essentiel du

matériau est constitué de fragments millimétriques à pluridécimétriques de diatomite. Des lapilli basaltiques vitreux ou scoriacés sont présents. La matrice est à la fois argileuse et diatomitique. Ces observations suggèrent que cette formation résulte d'une éruption sous-lacustre.

Toujours au Ranc (Nord de Rochessaive), les brèches inférieures sont de couleur brune et se présentent en bancs massifs non granoclassés : les éléments sont de taille (30 à 50 cm en moyenne et jusqu'à plusieurs mètres) et de nature (basalte vitreux, marne calcaire) très variables ; la matrice (20 à 30 %) est selon P. Grangeon (1955) constituée de fragments de basalte vitreux et de marne liés par un ciment d'opale contenant des reliques de diatomées. Des lapilli accréionnés ont été décrits dans cette formation. Ces matériaux pourraient être des brèches de remplissage de diatrèmes sous-lacustres.

**Les brèches de diatrème** : elles affleurent dans la vallée de Darbres et à l'Ouest du Col de l'Escrinet. Dans la vallée de Darbres, ces brèches sont grossièrement stratifiées ; les éléments sont de taille variable (jusqu'à 1 m) et sont surtout représentés par des blocs de basalte. On trouve aussi des éléments calcaires ainsi que, dans certains niveaux, des enclaves de péridotite. Quelques passées riches en fragments de basalte scoriacé sont interstratifiées dans la formation. Ces brèches sont typiquement des formations phréato-magmatiques proximales correspondant à un remplissage de diatrème.

**D. Formations lacustres et diatomite.** Ce sont des formations sédimentaires siliceuses déposées en milieu lacustre, dans des cratères de maar ou bien de barrages en amont de coulées. Sur la feuille Privas, elles ont été reconnues au Ranc, à la Grangette et au Combier. À la Grangette, un lac diatomifère s'est installé dans le cratère ; les dépôts ont ensuite été recouverts par plusieurs coulées. Près de Pourchères, un maar a été le siège d'un dépôt de diatomite (diatomite du Bartas) cité par P. Grangeon (1960) qui a été exploité au XIX<sup>e</sup> siècle. De la diatomite se retrouve également au niveau du maar situé à Eyrebonne.

Immédiatement à l'Est de la feuille Privas, sur la feuille Crest, le gisement de la Montagne d'Andance, à Saint-Bauzile en Ardèche est, en 2012, le plus important gisement lacustre qui soit exploité au monde pour la production de diatomites nobles. Le maar de Saint-Bauzile s'est ouvert au Miocène supérieur dans les marnes du Valanginien. Le principal dépôt exploité atteint 60 mètres d'épaisseur au centre de la structure. En phase terminale de l'activité volcanique régionale, des coulées basaltiques ont envahi le lac et ont ainsi protégé la diatomite.

**Prβ. Projections bréchiqes phréatomagmatiques litées de type maar.** Dans les Coirons ont été reconnus (Camus et Kieffer, 1978a, b) des appareils résultant d'une activité phréatomagmatique -maars et diatrèmes, dont

la densité paraît importante au niveau de l'axe du massif. La substructure d'un appareil phréatomagmatique est conséquente : il s'agit d'une pipe bréchique (diatrème) dont le diamètre, égal vers le haut à celui du maar (souvent plusieurs centaines de mètres), ne se réduit que très lentement en profondeur.

Selon le degré d'évolution morphologique, on peut observer dans le massif des Coirons des dépôts de maars, des cratères ou des diatrèmes à des niveaux d'érosion variables. Les indices portés sur la carte (en partie d'après Camus et Kieffer, 1978a, b) situent les centres éruptifs de ce type qui ont été mis en évidence.

### ***Les maars***

Dans toute la bande qui va de Pourchères à Pranles, il y a plusieurs maars de grande taille. Au pied de la Montagne de Blandine, le maar du Goulet de la Soulière est associé à des tufs lités caractéristiques, riches en enclaves de socle superficiel ou profond, en nodules de péridotites, ainsi qu'en mégacristaux d'amphibole, pyroxène et feldspath.

Au Goulet de la Soulière, les projections phréato-magmatiques atteignent plusieurs dizaines de mètres de puissance et se présentent en petits bancs de 1 à 20 cm d'épaisseur constitués, en proportions équivalentes, d'éléments (entre 1 mm et 1 cm) basaltiques vitreux, parfois vacuolaires, et de fragments du substratum calcaire. On y rencontre aussi quelques blocs anguleux de grande taille (jusqu'à 30 cm) de même nature, des enclaves de péridotite altérée (jusqu'à 10 cm) et des xénocristaux d'amphibole brune. Plusieurs dykes et sills basaltiques d'hawaïte à mégacristaux d'amphibole, augite et titanomagnétite, recoupent ces formations. Ces projections semblent plaquées sur le flanc SE de la Crête de Blandine et tapisser une dépression hémi-circulaire ouverte vers le Sud. Elles pourraient provenir de l'activité d'un maar situé au fond de la dépression au Sud du Goulet. Les dépôts que l'on rencontre de part et d'autre du ruisseau de Barbes, et qui prolongent vers le Sud ceux du Goulet, correspondent à des projections plus distales qui ont été chenalisées par une paléo-vallée. Par sa situation morphologique, le maar du Goulet de la Soulière est à rattacher à l'activité terminale du plateau.

### ***Les diatrèmes***

Les diatrèmes ne sont observables que sur les coupes verticales, c'est-à-dire essentiellement sur la périphérie du massif. Ils sont caractérisés par un remplissage bréchique comparable aux pépérites de Limagne. Ils apparaissent à divers stades d'érosion, depuis le type à cratère conservé, fossilisé sous les coulées postérieures, jusqu'au type presque entièrement érodé :

– à Rochessauve, en arrière du château, la partie haute d'un diatrème avec le cratère du maar et les tufs associés apparaissent en coupe, fossilisés par une

activité strombolienne (scories et coulées) qui a dû succéder immédiatement à l'épisode phréatomagmatique ;

– à la Grangette, un lac diatomifère s'est installé dans le cratère; les dépôts ont ensuite été recouverts par plusieurs coulées.

**Prsc. Projections volcaniques : cendres et scories stromboliennes en amas ou bancs.** Atteignant parfois plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, ces formations sont principalement réparties dans la zone axiale.

L'activité strombolienne a conduit à l'édification de cônes de projections, type « Chaîne des Puys ». Ces cônes, une dizaine sur la feuille de Privas, se sont regroupés majoritairement suivant l'axe du massif (NW-SE). Leur topographie est actuellement très discrète. Ils apparaissent en effet, pour les plus récents, sous la forme de collines surbaissées dominant d'une dizaine de mètres la surface du plateau (au lieu-dit Freyssenet, environ 7 km au Sud-Ouest de Privas, par exemple), pour les plus anciens à la faveur de dépressions topographiques entourées par des coulées (au lieu-dit La Prade, 7 km à l'WSW de Privas, par exemple). Dans les deux cas, ces projections, de couleur rouge, sont typiquement stromboliennes (lapilli et blocs vésiculés, bombes en galettes et en fuseaux). Elles sont toujours armées de nombreux dykes et de sills interstratifiés, dont l'épaisseur varie de quelques dizaines de cm à plusieurs mètres. Ce dispositif évoque des faciès de type « cœur de cône » dégagés par l'érosion. Des projections plus distales sont cependant observables dans quelques secteurs (Serre de Merle par exemple). Elles constituent alors des niveaux décimétriques à plurimétriques intercalés entre les coulées et composées de lapilli basaltiques vitreux très vésiculés, millimétriques à centimétriques et de couleur noire. Ces projections sont souvent riches en cristaux automorphes d'augite et parfois d'olivine. Ces lapilli sont cimentés par une matrice initialement cendreuse, mais actuellement argilolimonitique, conférant à ces projections une teinte allant de l'ocre jaune au marron. Leur position inter-coulée et leur état d'altération suggèrent que ces projections pourraient correspondre à d'anciens niveaux d'écoulement latéral d'aquifères.

**βp. Basalte du Plateau. 1 - Dykes.** Le nombre de coulées est relativement variable à travers le massif. Le réseau hydrographique actuel permet d'observer des coupes longitudinales des digitations majeures et des coupes transversales de la bordure du plateau. Le nombre de coulées est maximal (jusqu'à 9) dans la partie médiane des digitations et décroît vers leur extrémité aval. Le plateau lui-même, entre ces digitations, est apparemment constitué d'un nombre plus réduit de coulées (2 ou 3), dispositif en accord avec le phénomène de chenalisation proposé pour rendre compte de la morphologie du massif des Coirons.

Ces coulées sont d'épaisseur variable, de quelques mètres (sur le plateau) à plusieurs dizaines de mètres (dans les digitations). Elles sont le plus souvent prismées, mais seules les plus épaisses présentent fausses et vraies colonnades

(Serre Lagarde). Quant aux plus minces, elles montrent fréquemment un débit en dalles matérialisant les plans de fluidalité.

Compte tenu des conditions d'affleurement, il est, la plupart du temps, impossible de raccorder précisément coulées et points d'émission, bien que la plupart d'entre eux soient regroupés dans la partie axiale.

Quelques lacs de lave (non individualisés sur la carte) ont pu être reconnus au sommet du plateau (La Condamine, serre de Barras ...). Ils correspondraient au remplissage ; soit d'anciens maars dont les anneaux de tufs ont été démantelés, soit, comme à La Condamine, à d'anciens cratères stromboliens. À la Serre de Barras, des passées pegmatitoïdiques ont été observées. Par leur position morphologique, ces lacs sont à rattacher à l'activité terminale du plateau.

Les **dykes** sont particulièrement abondants dans les Coirons. C. Den Boer (1957) en avait répertoriés et mesurés 152 au sein du massif. Ils sont presque toujours rectilignes et sub-verticaux ; leurs dimensions sont très variables, leur longueur variant de quelques mètres à quelques centaines de mètres, leur puissance de quelques dizaines de centimètres à une dizaine de mètres. Sur la carte ne sont reportés que les plus gros ; une très grande majorité (90 %) présente une direction comprise entre N120 et N150, conforme à l'axe du plateau, et qui marque sûrement un linéament tectonique se prolongeant jusqu'au Velay oriental. Les autres ont des directions voisines de N30 et conformes aux failles du Faisceau Cévenol. Ils se regroupent en essaims au sommet ou à la périphérie du plateau, au sommet, ils sont systématiquement associés à des projections stromboliennes et ils forment un réseau en échelons pratiquement continu, depuis le col de l'Escrinet jusqu'au Grand Devès. Ils correspondent probablement aux filons d'alimentation des appareils volcaniques. Trois essaims périphériques majeurs peuvent être distingués : 1) celui du col de l'Escrinet, 2) celui de Lagarde et 3) celui de Saint-Pierre-la-Roche. Dans ce dernier cas, les filons sont intrusifs dans les formations sédimentaires et souvent bien dégagés par l'érosion.

La nature pétrographique des dykes est extrêmement variée (Velde et Frain de la Gaulayrie, 1974) toutefois, comme pour les coulées, le type le plus fréquent est une basanite à analcime ou analcime et néphéline. On peut distinguer trois types de faciès :

- un faciès très porphyrique où l'olivine et le clinopyroxène se présentent en grands cristaux abondants ;
- un faciès moins porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, l'olivine étant surtout localisée dans la pâte ;
- un faciès porphyrique sans olivine, que ce soit en phénocristaux ou dans la pâte.

## Volcanisme du Bas-Vivarais

L'activité volcanique du Bas-Vivarais est parmi les plus récentes de France. Les datations par  $^{14}\text{C}$  réalisées sur des paléosols et des bois carbonisés récoltés sous les coulées et les projections des volcans du Souillol et du Ray Pic (carte de Burzet) ont fourni des âges compris entre 35 000 et 11 700 ans (Berger *et al.*, 1975). Bien que ces mesures soient anciennes et jugées peu fiables (Mergoïl *et al.*, 1993), il paraît raisonnable d'envisager un âge quaternaire récent pour cet épisode volcanique. Ces âges récents ont d'ailleurs été confirmés par des datations par thermoluminescence (Guérin, 1983), ils seraient compris entre 28 000 ans (coulée de Jaujac, feuille de Largentière) et 83 000 ans (Pic de l'Étoile, feuille Burzet).

Les mesures  $^{14}\text{C}$  peuvent toutefois être affectées par la fixation éventuelle de carbone mort qui peut altérer sensiblement la composition isotopique du carbone pris en compte lors de datations. Ce cas de figure est connu dans les zones volcanisées, particulièrement dans les zones encore actives (ou sub-actives). Tel est, peut-être, le cas en Ardèche où les émissions de  $\text{CO}_2$  sont très fréquentes.

Deux datations ont été réalisées (Berger, 2007) :

- à l'Ouest de la ferme « La Grange » dans les, alluvions sous-basaltiques de la Vallée du Lignon (échantillon JA3 ; Jaujac : fig. 13, point 5), l'âge mesuré est de  $16\,280 \pm 410$  ans ;
- dans alluvions sous-basaltiques, à La Fontolière, Montpezat, au Nord des ruines du Château de Pourcheyrolles (fig. 13, point 4). L'âge mesuré est de  $15\,100 \pm 360$  ans.

E.T. Berger livre d'autres datations dans un bulletin départemental de l'inspection d'académie de l'Ardèche, n° 31 (1997, p. 15-19) intitulé « Le volcanisme récent de l'Ardèche ».

Sur la feuille de Privas, seuls deux complexes volcaniques peuvent être rattachés à l'activité du Bas-Vivarais : la Coupe d'Aizac et le volcan de Crau dans la partie centre-ouest de la carte.

scβ. **Cône de scories strombolien.** Un cratère parfaitement circulaire vaut au volcan d'Aizac le nom de « Coupe d'Aizac ». Il correspond à un cône de scories strombolien de 500 m de diamètre, égueulé au N-NW. La composition d'une lave échantillonnée dans le cratère est celle d'une leucito-néphéline (respectivement 18 et 7 % de néphéline et de leucite normatives) porphyrique (phénocristaux d'olivine et d'augite titanifère).

Nβ. **Basaltes à olivine, basanites à néphéline.** Une coulée basaltique (*sensu-lato*) s'est échappée de la Coupe d'Aizac et a commencé par suivre la vallée du ruisseau de Fuels, jusqu'à son confluent avec la Volane. À cet endroit,

la vallée de la Volane est extrêmement étroite et encaissée et la lave a pu ainsi remonter le thalweg vers l'amont sur environ 800 m (jusqu'à l'éperon du Boucher).

Une autre coulée, longue d'environ 5 km, fortement disséquée par l'érosion, emprunte vers l'aval la vallée de la Volane. Elle apparaît sous la forme de lambeaux de taille variable (de quelques dizaines de mètres à environ 1 km) perchés 20 à 30 m au-dessus du thalweg actuel. Pétrographiquement, la lave correspond à une basanite (néphéline normative entre 8 et 14 %) porphyrique (phénocristaux d'olivine et d'augite salitique).

À l'Est de cette coulée, l'édifice de Crau est entièrement constitué de basalte (*sensu lato*) massif prismé verticalement. Sa forme sub-circulaire (200 × 300 m) évoque une structure de type lac de lave ou de type neck ennoyé dans ses produits de démantèlement. La composition très sous-saturée (leucitonéphélinique) de la lave la rapproche de la coulée de la Volane, suggérant que l'édifice de Crau pourrait en constituer le point d'émission. Une autre interprétation (Berger, 1973) considèrerait que cette coulée était issue de la Coupe d'Aizac. L'attribution de l'édifice de Crau aux jeunes volcans d'Ardèche semble néanmoins douteuse.

## QUATERNAIRE

### Formations superficielles

**CA. Formations de pente colluvionnées.** Ces formations irrégulières, associées à des zones de relief marqué, ont une composition et un degré de compaction qui dépendent étroitement de leur substratum et des glacis sur lesquels elles se sont développées.

**C. Colluvions.** Ces dépôts issus du ruissellement ont été cartographiés dans la partie orientale de la feuille, à l'Est de Privas et au Nord de Chomerac, où ils reposent sur un substrat sédimentaire quasi-plat.

**Eβ. Éboulis basaltiques.** Ils sont composés de blocs hétérométriques de basalte, le plus souvent mal ou non cimentés, particulièrement abondants sur substratum marneux en bordure des digitations du Coiron. Le recul des falaises basaltiques y entraîne la formation d'éboulis à blocs énormes qui se désagrègent progressivement en graviers et en gravillons qui parsèment irrégulièrement les glacis marneux. Dans les zones humides (sources), les matériaux basaltiques, fortement altérés et emballés dans la marne décarbonatée, subissent d'importants mouvements de solifluxion qui décrochent les terrains cultivés et déforment les routes.

Des éboulis basaltiques se trouvent également associés aux formations volcaniques anciennes localisées sur le socle ou sur sa bordure, ainsi qu'au volcan de Crau réputé très récent (*cf. supra*).

**Ec. Éboulis anciens consolidés, grèzes.** Ces éboulis gravitaires anciens sont cimentés. Ils se trouvent essentiellement en pays calcaire. Les blocs en ont été fragmentés sous l'effet des variations climatiques quaternaires. Les grèzes, éboulis d'origine périglaciaire, constituent une forme particulière. Ils sont stratifiés parallèlement aux pentes et composés de fragments calcaires bien calibrés (3 à 8 cm au maximum). Ces éléments sont inclus dans une matrice argileuse de nature variée, rubéfiée ou non (limon argileux brun-roux dérivé des sols d'altération, limon jaune provenant du remaniement des limons loessiques, limons calcaires blancs et pulvérulents résultant de l'altération des calcaires).

**E. Éboulis vifs, récents et actuels.** Ce sont des éboulis de pierrailles qui renferment parfois des blocs de taille plus importante. Ils se rencontrent occasionnellement sur les versants sud des grandes vallées.

**J. Alluvions torrentielles.** Des alluvions de faciès torrentiel ont été observées en deux secteurs : Vaneille et La Grange à l'Ouest de Chomérac.

**F. Alluvions indifférenciées.** Cette formation désigne indifféremment les alluvions Fx, Fy et Fz quand une distinction s'avère impossible.

**Fx. Alluvions anciennes des moyennes et hautes terrasses.** Elles correspondent aux terrasses classiquement attribuées au Riss (3<sup>e</sup> édition de la carte géologique Privas à 1/80 000 ; Moinereau, 1965), qui dominent l'Ardèche d'une vingtaine de mètres. En surface, il s'agit d'un limon sableux gris, acide, reposant sur une argile sableuse, bariolée, imperméable, appelée « ciskas ». L'horizon argileux constitue un plancher pour les nappes perchées et le drainage est nécessaire pour assainir les sols.

**Fy. Alluvions anciennes des basses terrasses.** Ce sont des alluvions sableuses à galets granitiques altérés, bien exposées à Lalevade.

**Fz. Alluvions récentes et actuelles des lits majeurs.** Ce sont des sables, limons, graviers et galets hétérogènes, disposés en lentilles. Ils sont parfois exploités. Les alluvions de l'Ardèche sont à dominante de matériel granitique (en blocs parfois métriques) et cristallophyllien.

**X. Terrils, déblais.** Parmi les formations à rapporter à l'activité humaine (formations dites « anthropiques ») les seule qui aient été reportées sur la carte sont des terrils et déblais issus des anciennes exploitations minières (*cf. infra*).

## ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU SOCLE DE L'ARDECHE CRISTALLINE

### ÉVOLUTION PRÉ-HERCYNIENNE

Les orthogneiss œillés de la Série ardéchoise ont un temps été interprétés comme dérivant d'un socle granitique précambrien (cadomien) dont les Schistes des Cévennes *sensu lato* seraient la couverture paléozoïque, les gneiss fins leucocrates, qui souvent les séparent des gneiss œillés, pouvant alors représenter un horizon volcanique à la base des Schistes des Cévennes (Weisbrod, 1967). Aujourd'hui cependant, dans le Massif central, sur la base de nombreuses datations radiométriques donnant des âges compris entre ~ 520 et ~ 445 Ma, les orthogneiss sont considérés comme des métagranites laccolithiques d'âge cambro-ordovicien, avec leur cortège de leucogranites et d'aplo-pegmatites, intrusifs dans une série (méta)sédimentaire plus ancienne, d'âge fini-protérozoïque et/ou cambrien (synthèse *in* Melleton *et al.*, 2010) ; pour ces métagranites, deux âges préférentiels apparaissent : vers 530 Ma (Cambrien inférieur) et 475 Ma (Ordovicien inférieur). On explique ainsi que les orthogneiss soient à la fois intercalés avec les métapélites cévenoles et globalement placés vers leur base, ce qui n'exclut pas l'existence de plis couchés redoublant localement les contacts métagranites-métasédiments (*cf. infra*).

Toutefois, les métagranites ardéchois de la feuille Privas et des feuilles voisines de Largentière et Burzet ne sont pas bien datés à ce jour. Par la méthode d'évaporation du plomb, les zircons de l'orthogneiss de Vals-les-Bains (feuille Privas) donnent des âges dispersés entre 684 Ma et 445 Ma, avec un maximum entre 550 et 500 Ma ; un grain donne un âge de  $533 \pm 23$  Ma (Mougeot *et al.*, 1997). Plus à l'Ouest (feuille Largentière), les monazites des migmatites, datées par la méthode U-Th-Pb, présentent un héritage à  $550 \pm 86$  Ma (Be Mezeme *et al.*, 2006a) et  $560 \pm 18$  Ma (« migmatites de Puylaurent » = migmatites M3 cévenoles, Cocherie *et al.*, 2005 *in* Be Mezeme, 2005). Ces résultats sont en bon accord avec l'âge Rb-Sr de  $528 \pm 9$  Ma obtenu sur un orthogneiss de l'arc de Fix, 100 km à l'WNW (R'Kha Chaham, 1989). Enfin, dans un travail récent, S. Couzinié *et al.* (2013) observent dans les zircons des granites du Velay et du Tanargue des cœurs hérités dont les âges sont de 600-500 Ma, et ces auteurs estiment possible qu'il s'agisse de zircons hérités des orthogneiss ardéchois. Il est donc vraisemblable que les métagranites ardéchois datent du Cambrien (inférieur) et que la série cévenole encaissante soit précambrienne, ce qui est cohérent avec les âges ordovicien inférieur-moyen des niveaux tuffacés (Gneiss de l'Apié) intercalés beaucoup plus haut dans les Schistes des Cévennes *stricto sensu* (feuille Saint-André-de-Valborgne). Il n'y a pas d'indication plus précise sur l'âge de la Série cévenole et des Schistes des Cévennes *s.s.*

## ÉVOLUTION HERCYNIENNE

### Évolution tectono-métamorphique des Cévennes médianes

#### Tectonique

##### Les déformations précoces (D1-D2)

Dans tous les faciès catazonaux, la structure la plus visible est une schistosité pénétrative (foliation), qui est notée S2 : en effet, dans toute l'épizone-mésosone de basse pression (feuille Largentière), l'examen au microscope montre que cette schistosité macroscopique en transpose systématiquement une autre (S1). Néanmoins, les traces de cette transposition se perdent dans les faciès catazonaux et ce n'est que pour des raisons de continuité que la schistosité régionale de la catazone est également étiquetée S2. Cette surface a été largement retravaillée par un épisode de fusion partielle et plusieurs phases de plissement d'amplitude kilométrique (*cf. infra*).

À l'échelle de l'échantillon et de l'affleurement, S2 est généralement parallèle aux contacts lithologiques (S0) dans tous les faciès métasédimentaires. Néanmoins, des méso-plis P2 ont dû exister, mais paraissent avoir été effacés par les déformations ultérieures, à l'exception des plis affectant les plus gros bancs de « quartzites » qui peuvent être conservés (fig. 10, hors texte vallée de l'Ardèche à Pont de Bayzan, feuille de Burzet immédiatement à l'Ouest de la feuille Privas). Mais, à l'échelle cartographique, une discordance de quelques degrés entre S2 et S0 peut souvent s'observer au contact entre métasédiments cévenols et orthogneiss ardéchois, et des indentations de ce contact peuvent s'interpréter comme des plis isoclinaux P2 synschisteux, très aigus, d'échelle décamétrique.

Par ailleurs, le dépliage des structures plissées post-S2 montre souvent que la pile lithologique affectée était un « sandwich » d'ensembles métasédimentaires et orthodérivés. C'est le cas sur la feuille de Privas, où les orthogneiss migmatitiques et les paragneiss sus-jacents de la haute vallée de la Volane (et leurs prolongements vers l'Est) sont géométriquement disposés sous les orthogneiss (et les paragneiss qui leur sont superposés) affleurant au Sud de la latitude d'Antraigues (voir les coupes interprétatives). Il pourrait s'agir d'une disposition primaire ; toutefois, plus à l'Est, au niveau de Jaujac sur la feuille de Burzet, les pics du Ladenne et du Courcoussat montrent un vaste pli isoclinal kilométrique syn-S2, initialement couché et replié par les plis P3 (Macaudière *et al.*, 1987). La question est alors posée d'une possible généralisation de ce dispositif, qui conduirait à interpréter le dispositif « en sandwich » reconnu sur la feuille de Privas comme le résultat d'une structuration d'ensemble en vastes plis couchés ayant affecté la pile lithologique primaire des Cévennes Médianes. Néanmoins, la position initiale de la Série ardéchoise sous la Série cévenole reste assurée par les observations effectuées sur le bord Sud des Cévennes

médianes (feuille Largentière), où l'on voit clairement les orthogneiss apparaître sous les micaschistes et les paragneiss, en concordance apparente, dans une succession monoclinale (coupe de la Baume). En l'absence de linéation associée à D2, l'orientation et la vergence de cet événement restent inconnues. Il est néanmoins très probable qu'il s'agisse du dernier événement tangentiel majeur à vergence sud affectant le Sud-Est du Massif Central (tabl. 1).

### Les déformations tardives (D3-D4-D5)

La pile lithotectonique issue de D2 a été affectée par deux phases majeures de plissement : D3 et D4, et par une phase plus discrète, D5 (Laumonier *et al.*, 1991).

D3 est pénécemporaine du premier métamorphisme régional de basse pression (M3) et se marque dans la catazone par des plis déversés vers le Nord, d'amplitude hectométrique à kilométrique, avec des répliques à toutes les échelles inférieures. Leur axe, initialement proche de l'horizontale, évolue continûment d'une direction E-W à l'Ouest à une direction N40-50°E tout à fait à l'Est, et leur plan axial pend en moyenne à 40-50° vers le Sud où le Sud-Est, ce qui leur confère une vergence vers le Nord où le Nord-Ouest. Les flancs longs normaux sont beaucoup plus développés que les flancs courts inverses, de sorte qu'avant D4, de vastes portions de la carte étaient occupées par des monoclinaux faiblement pentés (20-30° en moyenne) vers le Sud ou le Sud-Est. Il est assez fréquent d'observer des plis P3 d'échelles déci- à décamétrique (fig. 11). Un très beau pli P3 kilométrique, le pli du Coulet, peut être observé le long de la vallée du Mas et sur les deux crêtes parallèles du Rocher de Malemort et du Rocher de Cégeade (fig. 12, hors texte). Le développement de ces plis P3 est pénécemporain d'un premier événement de fusion partielle (M3) qui donne des métatexites (migmatites « lit par lit », *cf. infra*). Quoique les plis P3 soient surtout postschisteux, déformant S2 en arcs polygonaux dans les têtes de plis, on peut souvent observer l'expression d'une schistosité S3 de crénulation dans les domaines non fondus. Là où se développe la fusion partielle, en revanche, une « schistosité migmatitique » S3m s'exprime vigoureusement, marquée par l'allongement des leucosomes le long du plan axial des plis P3 (Jabbori, 1995 ; Laumonier *et al.*, 1991). À la faveur d'affleurements privilégiés dans les fonds de rivière, on peut localement observer la transposition de S2 par S3m en « macrolithons » décimétriques (Fig. 10c-d). Mais, de façon générale, dans les zones fondues, la schistosité régionale est en toute rigueur devenue une S3 ; elle est parallèle à l'ancienne S2 dans les flancs longs, où les leucosomes restent apparemment parallèles à l'ancienne S2 (mais sous réserve d'un taux d'aplatissement supplémentaire et d'amplitude inconnue) et où elle est donc en toute rigueur une S2-3m et largement transposée en S3m dans les charnières et les flancs courts des plis. L'ancienne S2 n'est en fait préservée intacte que dans les niveaux « résistants » peu ou pas fondus. Dans toute la catazone, les niveaux de quartzite et lithologies associées ne s'observent plus que sous forme de bancs

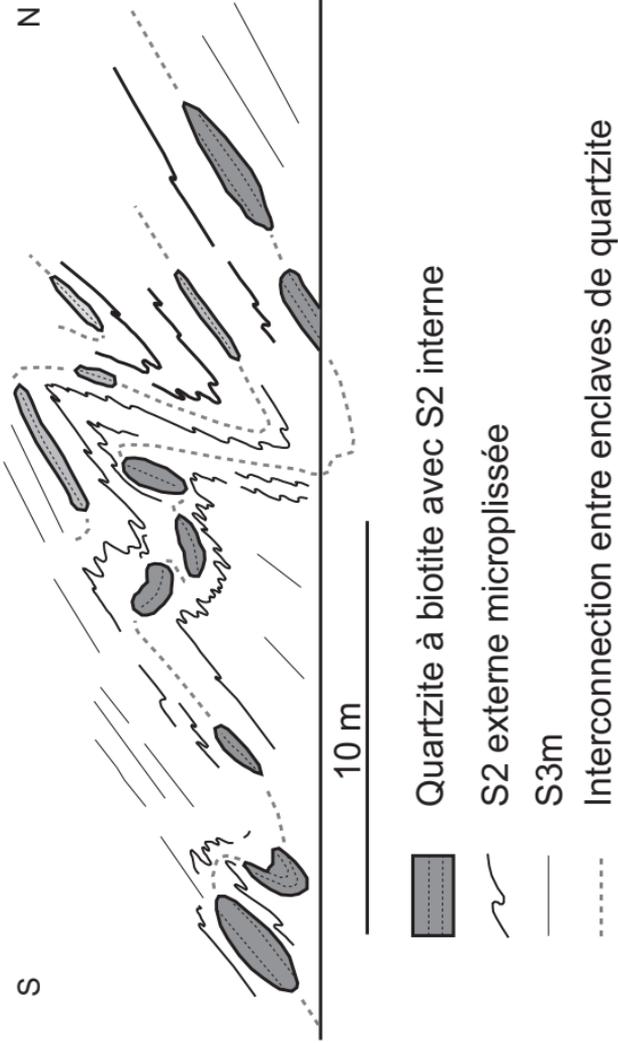


Fig. 11. Pli P3 décamétrique dans les paragneiss migmatitiques (M3), à la sortie nord du village du Bouchet (NW de Génestelle). Comme au Pont de Bayzan (voir Fig. 7), les niveaux de quartzite sont intensément boudinés et, si on peut reconstruire leurs interconnections, c'est en suivant le détail des schistosités S2 externes microplissées. De même qu'au Pont de Bayzan, tout ou partie du boudinage précède la fin du développement du pli P3, et la schistosité interne (S2 préservée) des quartzites boudinés devenus des « enclaves » est discordante sur les schistosités externes (S2, S3m).

boudinés, largement dissociés en raison d'un très important étirement (fig. 10, hors texte, 11, 12 et 13, hors texte). Clairement associé au développement des plis P3, le boudinage apparaît cependant précoce, comme le montre en particulier la discordance que l'on peut fréquemment observer entre la S2 conservée à l'intérieur des niveaux boudinés et la S2 (S2-3, S3m) visible à l'extérieur des boudins : de sorte que l'apparence à l'affleurement est celle d'enclaves de quartzites dans leur matrice migmatitique foliée (fig. 10, hors texte, 11, 12 et 13, hors texte). Il est possible que ce boudinage extrême traduise la présence d'une composante en extension dans la déformation D3 (*cf. infra*). La dissymétrie décrite par J.-P. Burg et O. Vanderhaeghe (1993) dans les leucosomes « lit par lit » de la migmatisation M3 (*cf. infra*), et interprétée par eux comme un critère de polarité, peut avoir eu la même origine.

**D4.** Postérieurement à D3 et accompagnant le refroidissement général de la pile lithotectonique (*cf. infra*), une série de plis droits P4 d'ampleur kilométrique remodèle la pile. Comme pour D3, il existe des plis P4 d'ordre inférieur, allant jusqu'aux plis métriques. Ces plis, dont les axes sont partout parallèles à ceux des P3, sont précoces par rapport au deuxième événement de fusion partielle (événement vellave M4) qui accompagne la mise en place du granite du Velay (fig. 14). Néanmoins, le régime compressif qui leur a donné naissance persiste encore au début de M4, comme le montrent les observations relatives à l'emplacement des vagnérites 2 (*cf. supra*, fig. 3).

**D5.** Un épisode en extension D5 semble étroitement associé à la mise en place du granite du Velay. Il a deux modes d'expression :

– l'extension syn-vellave se marque d'abord par des cisaillements centimétriques à métriques en faille normale affectant des leucosomes de la migmatisation M4 (fig. 15, hors texte), que l'on rencontre, de façon sporadique, sur le flanc sud des « marches d'escalier » ou des dômes dissymétriques qui caractérisent le toit du granite du Velay au sens strict (*cf. infra*) ;

– une dernière phase de plissement, discrète, se marque par des plis à plan axial subhorizontal (P5) affectant des formations redressées, qu'il s'agisse de flancs inverses de P3, ou du résultat de la déformation D4. Un pli hectométrique de phase 5 a été reconnu, au site de la Rocheplate, au-dessus de Laviolle ; il y reploie une charnière de pli P3 (Laumonier *et al.*, 1991), sur le flanc méridional d'une synforme P4. De tels plis sont responsables (au même titre que la déformation D3) du renversement local des séries décrit par J.-P. Burg et O. Vanderhaeghe (1993). Les plis P5 sont recoupés par les granites post-migmatitiques.

### **Les déformations ultra-tardives**

L'épisode extensif précédent est de courte durée, et une tectonique en compression se manifeste dès la fin de la mise en place du granite du Velay

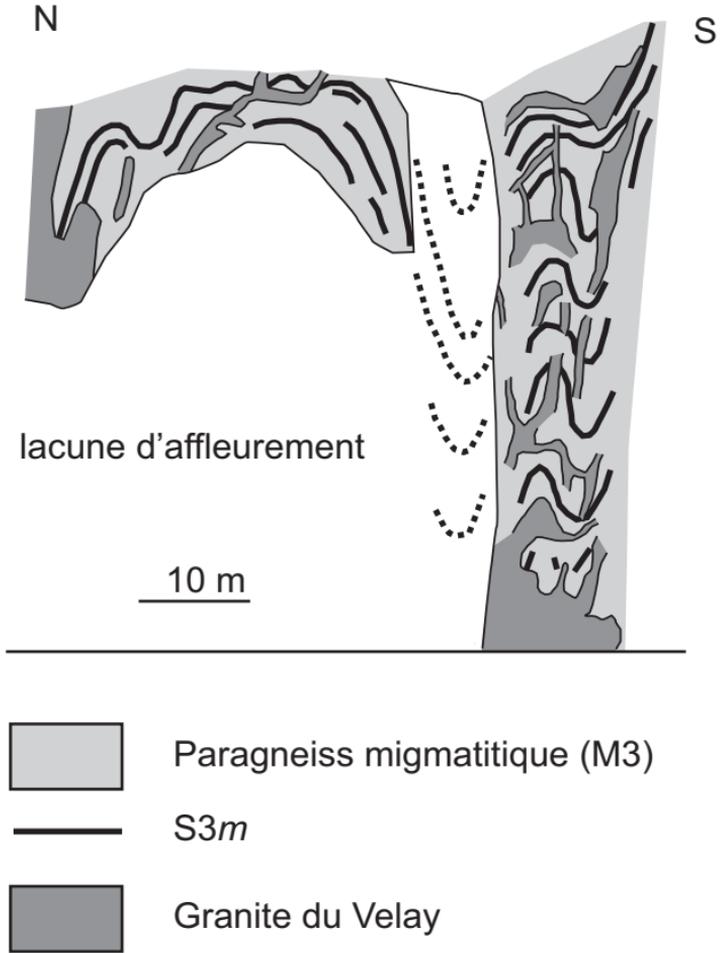


Fig. 14 - Relations entre la granitisation vellave et la déformation D4 (environs de Montpezat, feuille de Burzet). On est ici au cœur d'un antiforme D4 régional et au toit d'une ride de granite du Velay intrusif. On observe un lacis plus ou moins diffus de granite vellave, tantôt intrusif le long des foliations (S3m), tantôt franchement sécant

(reprise en faille inverse de certaines des failles normales ductiles précitées) et ensuite (Jabori *et al.*, 1994). Outre des structures mésostructurales en cisaillement inverse qui se rencontrent sporadiquement, il s'agit essentiellement de structures en décrochement. La principale est la bande de cisaillement senestre N130°E qui déforme les migmatites et le granite du Velay immédiatement à l'Ouest du grand massif de granite des Quatre-Vios, sur le territoire de la feuille Burzet (Laumonier *et al.*, 1991). C'est vraisemblablement en liaison avec ce décrochement que ce massif se met en place à la faveur d'une structure en « pull apart ». La mise en place, dans les conditions mésostructurales, des granites du Tanargue semble également accommoder des structures en compression.

Il existe enfin des structures franchement tardives : décrochement N60 et « virgation de Vals » accompagnant la formation du bassin stéphanien de Prades-Jaujac ; structures en chevauchements ductiles-fragiles plats à vergence Ouest visibles dans les micaschistes catazonaux au nord de Lalevade (lieu-dit Les Bruges).

## **Métamorphisme**

### **Le métamorphisme précoce M2**

On sait de l'étude des formations épi- à mésostructurales de la Série cévenole (feuille Largentière) qu'un événement métamorphique de type barrovien (M2) a accompagné l'événement tectonique D2. Il était de bas degré (épizone à chlorite-muscovite-biotite-grenat), au moins dans tout le domaine au Sud de la vallée de l'Ardèche (Toteu, 1981 ; Toteu et Macaudière, 1984) ; plus au Nord, l'existence de reliques de grenat dans les amphibolites du Montasset et surtout du Suc de la Cham (feuille Burzet) laisse supposer que la mésozone M2 au moins y était atteinte. Néanmoins, on n'a, à ce jour, jamais trouvé de relique de disthène ou de sillimanite prismatique dans l'ensemble des métasédiments et des orthogneiss qui se présentent aujourd'hui sous un faciès catazonal.

### **Le métamorphisme M3**

Un deuxième événement métamorphique M3, post-D2 et synchrone de D3, confère leur aspect actuel aux roches des Cévennes médianes. C'est un épisode de basse pression, qui atteint le haut degré (catazone) sur toute la feuille de Privas à l'Ouest du granite de Rocles (fig. 2). Les roches présentent un assemblage à quartz-biotite-sillimanite-feldspath potassique-oligoclase ± grenat ± cordiérite. La sillimanite est toujours sous un habitus fibreux (fibrolite) et s'associe fréquemment à la biotite. La température atteinte au pic du métamorphisme dans les parties les plus profondes de la pile lithotectonique issue de D2 permet le développement d'une fusion partielle en présence d'eau et l'apparition de migmatites à biotite-sillimanite. Ce sont des migmatites « lit par lit », avec des leucosomes quartzo-feldspathiques et des mélanosomes à

biotite où se concentrent des minéraux accessoires comme la monazite. Du fait de la stabilité de la biotite, les leucosomes des métasédiments grauwackeux ont une composition tonalitique. À l'exception d'un petit domaine non fondu autour de Lalevade, dans le coin sud-ouest de la feuille, les formations des Séries cévenole et ardéchoise sont migmatitiques (M3) sur tout le territoire de la feuille de Privas. Le développement de la fusion partielle est progressif et va s'intensifiant vers le Nord.

### **Le métamorphisme vellave (M4)**

Un troisième événement thermique (M4), qui débute vers la fin de D4 et se poursuit dans des conditions essentiellement statiques, se développe aux dépens des migmatites M3. C'est un deuxième épisode migmatitique, en absence d'eau, qui résulte de la fusion incongruente de la biotite, et notamment de celle des mélanosomes M3 (« déshydratation-melting » des auteurs anglo-saxons). Elle s'accompagne, dans les roches peralumineuses, de la réaction :  $Sil + Bt + Qtz = Crd + Kfs + H_2O$  (1). Cet épisode se traduit par le développement de « poches » leucocrates (leucosomes granitiques à quartz-plagioclase-feldspath potassique) contenant soit de la cordiérite, soit du grenat restitiques (mélanosome) (sub-zone à cordiérite-orthose) (Pl. 3, hors texte) ; plus rarement, la restite est une tourmaline (Weisbrod *et al.*, 1980). L'expression de la fusion partielle dépend de la lithologie initiale. D'une part, la nature de la restite dépend de la composition de la biotite : ferro-magnésienne, dans les métasédiments et les orthogneiss œillés, elle donne de la cordiérite ; ferrifère, dans les leptynites, elle donne du grenat. D'autre part, l'abondance et la morphologie des leucosomes dépend de l'abondance et de la répartition initiales des biotites (*cf. infra*). La cordiérite n'est jamais saine, elle apparaît toujours pinitisée (Dupraz, 1986).

Les enclaves de granite porphyroïde à biotite (*cf. supra* « Description des terrains ») subissent aussi la fusion partielle M4, comme on peut le voir, par exemple, dans la vallée de la Volane en aval du Pont d'Aubert, ou dans celle du Sandron, en amont du Gazel. Il est à noter, en revanche, que les vaugnérîtes précoces, à biotite magnésienne, ne fondent pas, sauf au contact même du granite du Velay, où l'on peut observer la fusion de vaugnérîtes riches en feldspaths donnant des liquides pegmatitiques à cordiérite automorphe à habitus en tonnelet, par exemple au lieu-dit Le Crouzet dans la haute vallée de la Volane.

Les migmatites M4 se développent en relation avec l'intrusion du granite du Velay, dont elles constituent, d'une certaine manière, l'auréole de contact dans les migmatites, et qui s'en nourrit (Barbey *et al.*, 1999).

À proximité du granite du Velay proprement dit, la fusion des Séries cévenole et ardéchoise peut aboutir à la formation de véritables granites d'anatexie, donnant des granites du Velay parautochtones, mélanocrates ou leucocrates selon qu'ils dérivent des métasédiments ou des orthogneiss, respectivement (ce

sont les « lignées claires » et les « lignées sombres » de M. Chenevoy et J. Ravier, 1968).

Malgré l'importance de la fusion partielle M4, elle ne se traduit pas par une modification significative des géométries issues des tectoniques D3 et D4. Ni à l'échelle de l'affleurement (fig. 13), ni à celle des grandes structures (fig. 12), la fusion M4 ne conduit à un effondrement des migmatites, dont la texture « lit-par-lit » est maintenue pour l'essentiel, notamment dans les paragneiss (migmatites M3-4, *cf. supra* « Description des terrains »). Dans les orthogneiss, la granitisation qui tend à effacer la texture M3 sur de grands volumes résulte vraisemblablement d'un processus rétrograde, sous l'effet de l'eau expulsée par la cristallisation des leucosomes à cordiérite (Barbey *et al.*, 2014), et n'a pas non plus suffi à provoquer l'effondrement de l'édifice.

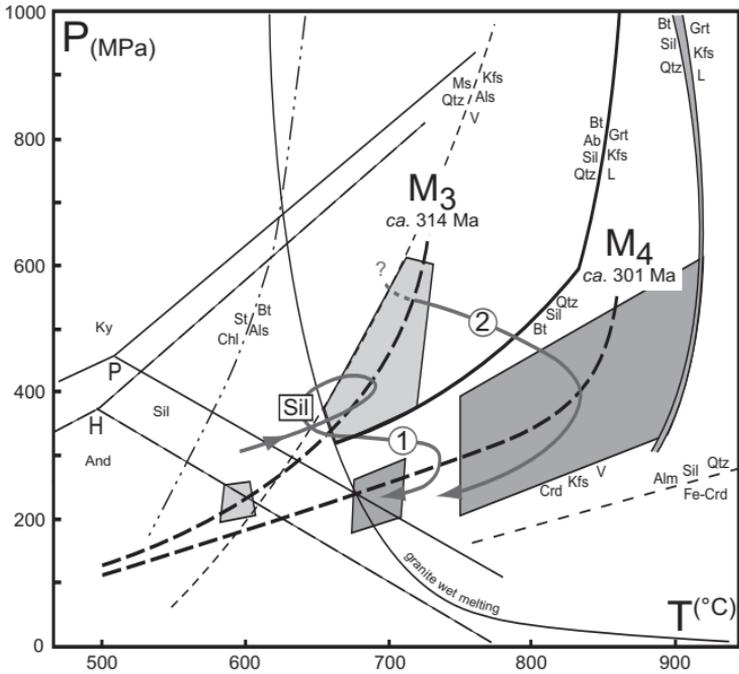
Le front de migmatisation M4 (isograde à cordiérite-orthose), oblique sur les structures issues de D3, est extrêmement irrégulier et suit plus ou moins la morphologie « en dômes et cuvettes » du toit du granite du Velay, qui tend en effet à s'installer dans les coeurs anticlinaux D4. Ce front passe au Nord immédiat de Vals-les-Bains, de sorte que la quasi-totalité des formations cristallophylliennes des Cévennes Médiannes sont aujourd'hui sous ce faciès sur la feuille Privas.

Intercalé entre les événements thermiques M3 et M4, un épisode de refroidissement est attesté par le développement d'associations rétro-morphiques à quartz-sillimanite, le plus souvent dans des cisaillements ré-exploitant des structures D3 et qui oblitèrent nettement les leucosomes M3, qui étaient donc repassés à l'état solide (Jabori, 1995 ; Barbey *et al.*, 2005). Les meilleures observations se font plus à l'Ouest, sur la feuille Burzet (leptynites du Ladenne et du Courcoussat, au-dessus de Jaujac, et du Suc de la Cham, au-dessus de Thueyts), mais on peut également observer le phénomène sur la feuille de Privas, par exemple dans les pentes sous la crête de Malemort. On peut localement (région de Monpezat, feuille Burzet) observer que de tels cisaillements sont impliqués dans des plis P4.

Il résulte des faits ci-dessus exposés que les Cévennes médianes ont subi, de M2 à M4, un chemin P-T-t complexe (Montel *et al.*, 1992, Barbey *et al.*, 2005) qu'illustre la fig. 16.

## **Le dôme du Velay**

Le très vaste (100 km de diamètre) complexe granitique (« granite ») du Velay, dont seule une partie de la bordure sud-orientale est visible sur la feuille Privas, a fait l'objet de très nombreux travaux dont les résultats essentiels ont été synthétisés par J. Dupraz et J. Didier (1988) puis par P. Ledru *et al.* (2001). La structure en dôme du massif est marquée par un pendage général centrifuge des



**Fig. 16 - Chemin P-T-temps des Cévennes Médiannes d'après Barbey *et al.*, (2005). Noter la succession de deux épisodes d'advection de chaleur ; le premier responsable de M3 (chemin prograde), le second, beaucoup plus accentué de M4, séparés par un début de refroidissement en contexte d'exhumation. Les données disponibles (voir texte) suggèrent que 10 à 15 Ma séparent ces deux événements thermiques**

granites, des migmatites et des encaissants. Sa moitié orientale est particulièrement complexe et présente notamment une dissymétrie marquée selon une transversale N-S :

– au Nord, le massif s'ennoie (avec un pendage de l'ordre de 30°N ?), sous un détachement ductile majeur, la faille du Pilat, qui effondre vers le Nord le compartiment supérieur dans lequel se développe le bassin stéphanien de Saint-Étienne ;

– au centre, avec un faible pendage Nord, affleurent de nombreux panneaux d'ortho- et paragneiss migmatitiques appartenant à l'encaissant supérieur du massif ;

– au Sud, le massif bascule vers le Sud et s'ennoie, globalement, sous les Schistes des Cévennes.

Au Nord et au centre du massif prédomine un régime de déformation extensif N-S (avec une cinématique du Sud vers le Nord, plus rarement du Nord vers le Sud), tandis que le Sud et le Sud-Est sont marqués par un raccourcissement radial N-S à NW-SE lié à une expansion préférentielle du pluton selon ces directions, d'où l'allure concentrique (« virgation »), bien visible sur la feuille Privas, des plis pré- et synvélaves P3-P4 : ces plis passent d'une direction E-W à l'Ouest (et même WNW-ESE sur la feuille Burzet) à une direction NE-SW à l'Est, devenant NNE-SSW sur la feuille Valence.

Au Sud du massif, les surfaces S2 (S0-1-2) et S3, plus ou moins parallèles, sont coplissées par les plis vellaves P4, et sont le plus souvent à fort pendage S-SE du fait de la dissymétrie des plis P4 dont les flancs longs pentés au S-SE sont plus développés que les flancs courts pentés au N-NW. Il en résulte que le granite du Velay, qui apparaît dans le cœur des larges anticlinaux P4, s'enfoncé globalement et progressivement vers le S-SE sous son encaissant supérieur qui est localement pincé dans des synclinaux P4 plus étroits ; ce dispositif est particulièrement clair sur les feuilles Largentière et Burzet. Cette structure remarquable, bien visible par exemple sur la Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, est donc acquise essentiellement pendant et après D4, bien après D3 donc.

## **Datation de l'évolution tectono-métamorphique et magmatique**

Exception faite pour le granite du Tanargue, aucune datation radiométrique n'ayant été effectuée sur la feuille Privas, la datation absolue des événements géologiques reconnus dans les ensembles cristallophylliens et magmatiques de la feuille doit faire appel aux résultats obtenus à l'échelle régionale.

**L'événement D2.** La schistosité majeure dans les domaines peu métamorphiques situés au Sud (Cévennes), au Sud-Ouest (Albigéois) et à l'Ouest (Châtaigneraie), équivalente à la schistosité S2 de la feuille Privas et liée à l'événement D2, a été datée par  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovites et biotites

syntectoniques à environ 340 Ma (Costa, 1990 ; Chauvet *et al.*, 2011), c'est-à-dire du Viséen moyen. La déformation D2, diachrone et qui rajeunit du Nord vers le Sud (~ 325 Ma dans la Montagne noire, loin au Sud), pourrait être légèrement plus ancienne au Nord, dans les Cévennes médianes (345 Ma, Viséen inférieur ?). Plus près de Privas, P. Bouilhol *et al.* (2006) signalent un grain de muscovite hérité et âgé d'environ 345 Ma dans leur « Mylonitic Metamorphic Vellave Zone » (feuille Largentière), en cohérence avec les résultats précédents.

Il convient toutefois de signaler les âges à 324 Ma obtenus par K. Najoui *et al.* (2000) par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur des biotites des Schistes des Cévennes autour du massif de l'Aigoual-Saint-Guiral-Liron, et attribués par ces auteurs à l'événement M3, ce qui n'est pas cohérent avec les données disponibles (*cf. infra*) et laisse donc entière la question de l'événement ainsi daté.

Les **granites porphyroïdes pré-vellaves** (post-D2 et pré- à syn-D3) sont habituellement considérés comme les équivalents des granites porphyroïdes dits péri-vellaves, en particulier les deux grands massifs de la Margeride et de Tournon. On ne dispose, pour le granite de Tournon, que d'un âge Rb/Sr déjà ancien à  $334 \pm 7$  Ma (Batias et Duthou, 1979). Cet âge est cohérent avec ceux, également anciens, obtenus sur le massif de la Margeride, à  $323 \pm 12$  Ma par la méthode Rb/Sr (Couturié et Caen-Vachette 1979) et à  $334 \pm 7$  Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Respaut, 1984). Cependant, des âges nettement plus jeunes, autour de 310-305 Ma, ont été obtenus plus récemment, soit sur des monazites (U/Pb), soit sur des biotites ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) (*cf. références in Talbot et al.*, 2005). Si les massifs de la Margeride et de Tournon sont bien les équivalents des granites porphyroïdes à biotite de la catazone cévenole, ces âges jeunes deviennent problématiques, dans la mesure où : 1) les granites porphyroïdes sont pré-D3 et 2) D3 ne saurait être plus jeune que 315-310 Ma (*cf. infra*). On sait cependant que les perturbations thermiques subis par les plutons granitiques postérieurement à leur emplaçement sont, dans certaines conditions, susceptibles de rajeunir les monazites sans modifier leur habitus magmatique, ce qui pourrait constituer une explication de ce paradoxe apparent.

L'**événement D3/M3** a pu être daté de trois différentes façons. D'une part, les leucosomes des paragneiss migmatitiques M3 fournissent des âges de  $314 \pm 5$  Ma en U-Pb sur monazites (Mougeot *et al.*, 1997) et  $311 \pm 2$  Ma en U-Th-Pb et à la microsonde électronique sur monograins de monazite (Bouilhol *et al.*, 2006) ; ces âges paraissent plus fiables que ceux de  $329 \pm 5$  et  $323 \pm 3$  Ma (Be Mezeme *et al.*, 2006b) obtenus par la seconde méthode sur les « migmatites de Puylaurent » (= orthogneiss migmatitiques de la Série ardéchoise), mais acquis sur des monazites incluses dans les biotites des mélanosomes, que l'on peut donc penser héritées d'un événement antérieur, qui reste à identifier. On notera toutefois que cet âge coïncide

avec celui qu'ont obtenu Najoui *et al.* (2000) sur des biotites des Schistes des Cévennes (*cf. supra*).

D'autre part, des vaugnérîtes de première génération, syn-D3, ont été datées en U-Pb sur zircons (Ait Malek, 1997) à  $315 \pm 5$  Ma (sill de Pei Plot, feuille Burzet) et  $310 \pm 4$  Ma (sill de Loubaresse, feuille de Largentière, décrit par H. Ait Malek *et al.* (1995). Ce deuxième âge n'a cependant pas pu être confirmé par S. Couzinié *et al.* (2013), en raison peut-être d'une perturbation par l'événement M4, déjà envisagée par H. Ait Malek (1997).

Enfin, le granite de Rocles, également syn-D3, est daté par deux méthodes : en U/Pb sur monazite, à  $318 \pm 3$  Ma, et par la microsonde électronique (U-Th-Pb), également sur monazites, à  $324 \pm 4$  Ma et  $325 \pm 4$  Ma (Be Mezeme *et al.*, 2005, 2007) ; si le premier est compatible avec les âges obtenus sur leucosome ou dans les vaugnérîtes, les autres, qui semblent un peu trop vieux, pourraient correspondre à des héritages des migmatites encaissantes. Une telle conservation de leur âge initial par des monazites héritées est envisageable dans des leucogranites peralumineux tels que le granite de Rocles, en raison de leur « basse » température de mise en place et a d'ailleurs été démontrée dans les leucogranites de l'Himalaya (Harrison *et al.*, 1995). De toute façon, ces âges sont certainement meilleurs que le vieil âge Rb-Sr sur roches totales (mais non cogénétiques) de  $302 \pm 3$  Ma obtenu par M. Caen-Vachette *et al.* (1981).

Des leucogranites « recoupant » les migmatites M3 (« granite de Saint-Laurent »), situés à l'Ouest du granite de Rocles (et qui pourraient en constituer la prolongation) ont donné par la méthode U-Th-Pb sur monograins de monazite des âges de  $333 \pm 6$  Ma,  $318 \pm 5$  Ma et  $311 \pm 5$  Ma (Be Mezeme *et al.*, 2006b) ; ces mêmes âges ont cependant été interprétés (Cocherie *et al.*, 2005) comme reflétant un héritage à  $\sim 340$  Ma et une mise en place à  $\sim 310$  Ma, ce qui paraît plus conforme aux autres données.

La synthèse de ces résultats conduit à admettre pour D3 un âge qui ne saurait être plus jeune que 310 Ma et dont la valeur probable se situe autour de 315 Ma.

Il n'est donc pas possible de suivre S. Brichau *et al.* (2008) qui placent l'événement M3 (anatexie vellave précoce) autour de 330 Ma, avant l'emplacement du granite de Rocles ; ni P. Ledru *et al.* (2001), pour qui l'anatexie M3 et l'emplacement des granites de la famille Margeride seraient synchrones.

L'âge de l'événement **D4/M4** et du **granite du Velay** est approché par plusieurs datations concordantes. R. Mougeot *et al.* (1997) datent par U-Pb un granite à cordiérite prélevé près de Burzet (feuille Burzet). Les zircons ne donnent qu'une indication très imprécise,  $309 \pm 32$  Ma, avec cependant une fraction concordante à  $298 \pm 7$  Ma. Toutefois, les monazites donnent un âge de

301 ± 5 Ma. Des résultats semblables ont été obtenus par S. Couzinié *et al.* (2013) sur deux faciès du granite du Velay par la même méthode : pas d'âge significatif sur les surcroissances syn-magmatiques des zircons, mais des âges fiables sur des monazites homogènes : 305,9 ± 1,4 Ma pour un granite à cordiérite au Nord de Burzet et 303,7 ± 3,1 pour un faciès tardif associé à l'emplacement d'une vaugnérinite tardi-vellave (la « diorite du Peyron » de Didier *et al.*, 2013). Des âges Rb-Sr, de fiabilité variable, allant de 305 à 274 Ma sont disponibles pour différents faciès du granite du Velay (synhèse in Ledru *et al.*, 2001) ; signalons, notamment, un âge Rb-Sr sur roches totales de 298 ± 8 Ma obtenu sur des leucosomes de granites d'anatexie clairs (Caen-Vachette *et al.*, 1982). La mise en place du granite du Velay est donc proche de 305 Ma, et certainement antérieure à l'âge U-Pb des apatites, ce dernier voisin de 290 Ma (Mougeot *et al.*, 1997).

Par ailleurs, une vaugnérinite de seconde génération prélevée près de Meyras (feuille Largentière) et considérée ici comme tardi-D4 et déjà synchrone de la migmatisation M4, a été datée en U-Pb sur zircons à 308 ± 5 Ma par H. Ait Malek (1997) et à 305,8 ± 2,3 Ma par S. Couzinié *et al.* (2013).

La combinaison de ces données permet donc de placer l'événement M4/D4 autour de 305 Ma (et certainement pas plus jeune que 300 Ma), soit au Stéphanien inférieur. Cet âge est remarquablement proche de celui de la mise en place des grands massifs granitiques des Cévennes méridionales (Borne – Lozère et Aigoual – Saint-Guiral – Liron), que les données les plus fiables (Brichau *et al.*, 2008 et références incluses) conduisent également à situer autour de 305 Ma.

Cet âge est plus jeune d'une dizaine de millions d'années que l'événement M3/D3 et il n'est donc pas possible de suivre P. Bouihol *et al.* (2006) pour qui c'est cet événement qui serait responsable de la formation du dôme du Velay, M4 étant alors un événement postérieur.

D'après S. Couzinié *et al.* (2013), les cœurs hérités d'une bonne partie des zircons observés dans le granite du Velay fournissent des âges U/Pb voisins de 315 Ma, ce qui suggère donc que ces zircons proviennent des migmatites M3, en bon accord avec l'observation que le granite du Velay s'est partiellement construit en les absorbant (Barbey *et al.*, 2005).

Le **granite de Saint-Cierges** n'est toujours pas daté. Par analogie avec les granites sud-cévenols maintenant datés autour de 306 Ma (Brichau *et al.*, 2006), il pourrait avoir un âge similaire. Ce point de vue est renforcé par la récente datation du granite de Largentière (affleurant juste au contact du Trias dans la vallée de la Ligne, feuille Largentière), qui ressemble lui aussi beaucoup au granite de Saint-Cierges, et dont les zircons ont été datés par la méthode U/Pb à 304,1 ± 6,3 Ma (Couzinié *et al.*, 2013).

Les **granites tardi- et post-vellaves** n'ont été que très récemment datés de façon satisfaisante. Des travaux anciens donnent des âges Rb-Sr permien, certainement trop jeunes :  $274 \pm 7$  Ma pour le granite de Quatre-Vios (sous son faciès à grain fin au Pont-de-Chervil),  $288 \pm 7$  Ma,  $284 \pm 7$ ,  $267 \pm 11$  Ma pour d'autres granites (références *in* Montel et Abdelghaffar, 1993 ; Montel *et al.*, 1992). Le microgranite du Montasset (feuille Burzet) donne en U-Th-Pb sur monazite un âge de cristallisation de  $306 \pm 12$  Ma et un âge rajeuni (perturbation hydrothermale) de  $257 \pm 8$  Ma ; un autre microgranite situé dans le cœur du massif du Velay (Charron, feuille Yssingeaux) donne, respectivement,  $291 \pm 9$  Ma et  $252 \pm 11$  Ma (Didier *et al.*, 2013). On en déduit un âge très probablement stéphano-autunien ( $\sim 300$ -295 Ma) pour ces roches filoniennes avec lesquelles s'achève le plutonisme vellave.

Sur la base des relations observées sur le terrain, on attendrait pour les grands granites tardi-vellaves (Quatre-Vios, Tanargue) un âge qui devrait donc être très proche de 300 Ma (Stéphanien). C'est effectivement ce qu'ont trouvé S. Couzinié *et al.* (2013) en datant le granite du Tanargue au Chadenet à  $303,9 \pm 6,5$  Ma par la méthode U/Pb sur zircon. Cet âge, proche de celui du granite du Velay, reste cependant compatible avec la mise en place post-migmatitique du granite du Tanargue. Il suggère une exhumation rapide, dans la mesure où la mise en place de ce dernier s'effectue en conditions mésozoales.

Le remplissage du **bassin de Prades** est rapporté d'après ses flores au Stéphanien inférieur ( $\sim 305$ -300 Ma), les tufs volcaniques qu'il renferme sont datés à  $296 \pm 7$  Ma (Bruguier *et al.*, 2003), c'est-à-dire du Stéphanien supérieur - Permien inférieur (la limite entre Stéphanien et Permien inférieur est fixée à  $298,9 \pm 0,2$  Ma (ICS, 2012)). Les tufs et donc le bassin pourraient ainsi être en partie contemporains des microgranites de type Montasset ( $\sim 300$ -295 Ma).

## Évolution tectono-métamorphique du Vivarais oriental

### Tectonique

Sur la feuille Privas, les formations qui composent l'Unité du Boyon adoptent une disposition globalement monoclinale marquée par le pendage moyen à  $N40^\circ$ - $N50^\circ E$   $40$ - $50^\circ W$  de la schistosité principale. Celle-ci transpose systématiquement une première surface métamorphique (S1) et est donc une S2. La lithologie primaire S0 est presque partout confondue avec S1-S2 à l'échelle de l'affleurement, sauf lorsque se développent des plis synchisteux. Des plis P2 centi- à décimétriques ne sont pas rares, mais sont surtout développés dans la Formation de Bruzac, où des plis P2 métriques peuvent être observés dans la vallée du Mézayon. De rares plis P1 synchisteux pour S1 et repliés par P2 n'ont été observés que dans la Formation de Bruzac. Les plis P1 et P2 sont coaxiaux

et résultent vraisemblablement du même épisode de déformation régionale. Il n'a pas été observé de plis en fourreaux.

Une génération de plis postschisteux généralement décimétriques P3 de direction moyenne N40-50°E, associés au développement d'une schistosité de crénulation S3 plus ou moins pénétrative, sont ubiquistes. Ils sont antérieurs au basculement des formations métamorphiques dans leur position actuelle (déformation D4), comme le montre notamment la constance de l'angle que font entre elles S2 et S3. Rapportés à l'attitude pré-D4 de la schistosité, ces plis P3 ont une vergence systématique au Nord-Ouest.

Au Nord de l'accident décrochant dextre de l'Eyrieux, de direction NE-SW, sur la feuille de Valence, les formations du Boyon prennent la forme d'une auge synclinale à plan axial subvertical de direction N40-50°E (phase D4).

Dans certaines formations (Schistes de Lyas, Schistes hétérogènes du Boyon, notamment) on peut rencontrer de petites zones de cisaillement fragiles, à très faible pendage, qui sont donc des mini-chevauchements. De telles structures, également connues plus à l'Est (basse vallée de la Beaume sur la feuille Largentière), prennent un plus grand développement au Nord de l'Eyrieux, où elles deviennent cartographiables. Leur âge est inconnu ; il n'est pas exclu qu'elles puissent dater de l'Éocène (phase pyrénéenne).

## **Métamorphisme**

Le métamorphisme des formations du Boyon est polyphasé (Toteu, 1981 ; Toteu et Macaudière, 1984).

Un premier épisode (M2) est contemporain de la schistosité régionale S2. Il se marque par une association mésozonale dans la Formation de Bruzac, avec biotite-muscovite-grenat riche en almandin-staurotide et rare disthène, et une association épizonale à muscovite-chlorite-biotite-grenat dans le reste des formations. L'épisode M2 a donc les caractéristiques d'un métamorphisme barrovien, avec une zonéographie inverse. La paragenèse à muscovite-sillimanite syn-2 des Gneiss du Mézayon sus-jacents est en accord avec cette conclusion. La schistosité S1 était partout à muscovite-biotite-chlorite, suggérant qu'un épisode M1, partout de degré faible (épizone), a précédé M2.

Un deuxième épisode (M3), synchrone de S3, se marque par la disparition de la chlorite et l'apparition d'une deuxième génération de biotite associée à du grenat et à une première génération d'andalousite (And-a synchronématique). Cet assemblage mésozonal de basse pression ne s'observe que dans la partie orientale de l'Unité du Boyon, à partir de la Série hétérogène (*cf. supra* «*Description des terrains*»), en position profonde relativement à S2 par conséquent. Plus à l'Ouest, cet épisode est de bas degré et se marque par la

chloritisation de la biotite et, dans les formations mésozonales M2, la rétro-morphose du grenat et la transformation du disthène en muscovite. Les isogrades, tant de M2 que de M3 n'ont pas été tracés, mais paraissent avoir été parallèles à S2 à l'échelle de la carte.

Un troisième épisode, statique et de basse pression, se superpose au domaine mésozonal M3, avec le développement d'une deuxième génération d'andalousite (And-b post-cinématique) et de véritables cornéennes à cordiérite-andalousite au contact du granite de Saint-Cierges, dont cet épisode (M4) représente évidemment le métamorphisme de contact.

De façon remarquable, l'évolution tectono-métamorphique du Vivarais oriental se parallélise terme à terme avec celle des Cévennes Médiannes.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Il s'agit ici d'évoquer brièvement la longue et complexe évolution géodynamique de l'Est du Massif central et de sa bordure cévenole pendant le dernier demi-milliard d'années, afin d'y replacer les éléments de l'histoire géologique révélée par la feuille Privas.

### OROGENÈSE HERCYNIENNE

Les Cévennes médianes, en particulier la région de Privas et les régions adjacentes (feuilles Burzet et Largentière), doivent être replacées dans l'évolution hercynienne (varisque) du quart sud-est du Massif central (régions situées à l'Est du Sillon Houiller et au Sud du Lyonnais).

Le calendrier et la nature des événements qui se sont succédés dans le Massif central et, singulièrement, dans son quart SE, ont fait depuis une dizaine d'années l'objet de plusieurs publications importantes (Faure *et al.*, 2001 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Bouchot *et al.*, 2005 ; Bouilhol *et al.*, 2006 ; Brichau *et al.*, 2008 ; Faure *et al.*, 2009 ; Chauvet *et al.*, 2012) (tabl. 1).

Le calendrier le plus complet est celui proposé par M. Faure *et al.* (2009) selon lequel 5 événements majeurs ponctuent l'évolution géodynamique :

– **D0-D1**, entre ~450 Ma et ~375 Ma (Ordovicien supérieur à Dévonien moyen) : subduction avec développement d'un métamorphisme de (très) haute pression (uniquement visible dans l'USG), début de la formation de la pile de nappes (mise en place de l'USG sur l'UIG et, *pro parte*, de cette dernière sur l'AR) dans la moitié Nord du Massif central, avec une cinématique vers le Sud-Ouest ; migmatitisation des USG et UIG dans des conditions barroviennes ;

enfin, au moins dans le Nord-Est du Massif central, exhumation rapide de ces unités ;

– au Dévonien moyen-supérieur (~ 370 Ma) : dans le Nord-Est du Massif central au moins, premier épisode extensif, non identifié ailleurs et qui confère à l'orogénèse hercynienne, dans le Massif central, un caractère polycyclique (Faure *et al.*, 1997) ou au minimum polyphasé ;

– **D2**, du Dévonien supérieur jusqu'au Viséen inférieur (~ 360-340 Ma) : reprise (ou continuation selon les régions ?) de la tectonique tangentielle, mais avec une cinématique vers le Nord-Ouest ; (nouvelle ?) migmatitisation en conditions barroviennes et mise en place des premiers granites dans le Limousin ;

– **D3**, au Viséo-Namurien (~ 345-320 Ma) : au Sud, tectonique tangentielle en contexte compressif, à vergence sud dans l'Albigeois, les Cévennes et la Montagne noire ; au Nord-Est, intense plutono-volcanisme viséen en contexte extensif NW-SE ;

– **D4**, au Namuro-Wetsphalien (~ 320-310 Ma) : contexte extensif NW-SE généralisé ; mise en place des granites de la Margeride, de la Borne – Mont-Lozère, etc. ;

– **D5** au Stéphanien (~ 305-295 Ma) : contexte extensif généralisé NNE-SSW ; mise en place du granite du Velay.

On notera plus particulièrement, dans ce scénario, la coexistence au Viséen de conditions compressives et extensives (également reconnue par Bouchot *et al.*, 2005), et le développement généralisé de conditions extensives depuis le Namurien, avec une cinématique d'abord NW-SE, puis NNE-SSW.

Ce(s) calendrier(s) doivent eux-mêmes être replacés dans le contexte de la chaîne hercynienne ouest-européenne toute entière, chaîne qui, on le sait, résulte de la collision complexe entre Gondwana au Sud et Laurussia au Nord (Matte, 2007). Les subductions se terminent au Carbonifère inférieur (~ 340 Ma). La collision proprement dite, c'est-à-dire la convergence N-S entre Gondwana et Laurussia, se poursuit pendant encore au moins 40 Ma avec la formation de deux zones de plis et chevauchements (« fold-and-thrust belts »), l'une au Nord de la chaîne (Ardennes) jusqu'à la fin du Westphalien (~ 305 Ma), l'autre au Sud (Pyénées) jusque dans le Stéphanien (~ 300 Ma). À ce moment, le centre de la chaîne, donc le Massif central, évoluerait dans un régime d'extension syn-convergence (*e.g.* Bouchot *et al.*, 2005), régime de déformation dans lequel peuvent coexister des déformations extensives longitudinales, des déformations compressives transversales (des plis E-W par exemple) et des décrochements conjugués NW-SE dextres et NE-SW senestres. Il y a en quelque sorte compétition entre les effets du raccourcissement global N-S, surtout marqué aux marges nord et sud de la chaîne, et ceux d'un effondrement gravitaire (Vanderhaeghe et Teysier, 2001) dans le centre. Ce ne serait qu'ensuite, à partir du Stéphanien-Autunien (< 300 Ma), que l'on pourrait envisager un régime réellement extensif généralisé, lorsque cesserait la convergence N-S.

Cependant, l'application de ce modèle général aux Cévennes médianes ne va pas sans quelques difficultés. Comme le montre bien le tableau 1, si les différents calendriers publiés présentent entre eux, malgré plusieurs différences significatives, de nombreux points de convergence, ils sont dans leur majorité en contradiction avec les données recueillies sur la feuille Privas, telles qu'elles ont été consignées dans les chapitres précédents. Il ne s'agit pas tant des événements les plus précoces (période mésovarisque de Ledru *et al.*, 2001), pour lesquels les observations faites dans le quart NE (Vivarais oriental) s'accordent assez bien avec le calendrier défini par M. Faure *et al.* (2009), que de la période néoovarisque (335-290 Ma, du Namurien au Stéphanien). Nous notons dans la suite par \* les événements et/ou objets successifs identifiés dans la présente notice, pour les distinguer de ceux des auteurs rassemblés dans le tableau 1. Ainsi qu'on le voit sur le tableau 1, c'est la place et la signification de l'événement D\*3-M\*3 de la catazone de la feuille Privas et de ses voisines (Burzet et Largentière) qui constitue le principal point de divergence.

Il y a en outre des divergences notables, en particulier avec M. Faure *et al.* (2001) et P. Bouilhol *et al.* (2006), en ce qui concerne l'architecture des relations entre les terrains catazonaux et épizonaux. Même si la région où se discute ce problème échappe à la feuille Privas (elle se situe sur la feuille de Largentière), cela met en jeu la signification de la catazone de cette dernière et mérite donc d'être abordé avec quelques détails dans la présente notice.

Cette question ayant par ailleurs de fortes incidences sur les interprétations géodynamiques, c'est par elle qu'il convient de commencer, avant d'aborder celle, plus générale, de la signification des événements néoovarisques.

## **Problèmes d'architecture**

Il s'agit de l'articulation, sur la feuille Largentière, entre les Schistes des Cévennes épizonaux et les formations catazonales (Séries cévenoïles et ardéchoises dans la terminologie de la présente notice), là où la faille normale tardive du Pioule a des effets soustractifs qui introduisent une discontinuité dans les observations (fig. 17, hors texte).

Pour M. Faure *et al.* (2001), il faut introduire une nouvelle unité, dite du Masméjean, qui correspond cartographiquement aux formations de la Série Ardéchoise sur le revers sud de la catazone. En effet, ces auteurs disent observer un contact mylonitique entre ces orthogneiss et les paragneiss catazonaux, qui sont quant à eux identifiés aux termes de base des Schistes des Cévennes (en accord donc sur ce dernier point avec la conception défendue dans la présente notice). Ce contact, attribué à D3, ferait reposer les orthogneiss du Masméjean, assimilés par conséquent à l'UIG, sur les formations paraautochtones. De plus, le granite de Rocles se mettrait en place ultérieurement le long de ce même accident, réactivé en faille normale lors de D4 (Be-Mézème *et al.*, 2006). Ces affirmations

sont contradictoires avec les coupes réalisées au niveau de la transition mésozone-catazone, qui montrent que les orthogneiss, loin de chevaucher les paragneiss, se situent systématiquement à leur mur - cette observation se faisant deux fois (fig. 18, hors texte) ; et que le granite de Rocles est concordant avec S\*3m, intrusif dans les paragneiss, et replié en D\*4 (fig. 18, hors texte).

Pour P. Bouilhol *et al.* (2006) au contraire, c'est l'ensemble paragneiss-orthogneiss catazonaux (pour lesquels ils créent une « unité du Tanargue ») qui est séparé des Schistes des Cévennes épizonaux par une bande mylonitique, la MMVZ (« Metamorphic Mylonitic Vellave Zone »). Cette bande mylonitique, à valeur de détachement à vergence sud et qui serait synchrone de la migmatisation dans l'unité du Tanargue, serait le seul lieu où s'observerait la transition de l'épizone à la catazone régionales, les formations de moyen degré des vallées de la Beaume et de la Drobie étant considérées comme liées au métamorphisme de contact des granites de Rocles et de la Borne. Ce dernier point est toutefois manifestement erroné, comme le montre clairement la coupe de la Beaume où s'observent sans ambiguïté les isogrades de la mésozone régionale de basse pression (Weisbrod, 1967 ; Montel *et al.*, 1992 ; Barbey *et al.*, 2005) (fig. 18, hors texte).

Le caractère mylonitique de la foliation, dans cette zone de transition entre l'épizone et la catazone de basse pression, est toutefois très sujet à caution, dans la mesure où, partout où les coupes sont suffisamment continues pour l'observer, le passage de la foliation (S\*2) des Schistes des Cévennes épizonaux à celle des paragneiss cévenols catazonaux, puis à celle des orthogneiss ardéchois, se fait de façon régulière, sans qu'apparaisse une foliation mylonitique surimposée, ni que le style de cette foliation ne subisse de changements, que ce soit à l'échelle de l'affleurement ou à celles de l'échantillon ou du microscope.

Au-delà de la réalité ou de la signification exacte d'une Unité du Masméjean à l'Est de la faille de Villefort ou de celle d'une MMVZ, les observations conduisent à envisager un mouvement « en faille normale à regard Sud » associé à cette zone de transition aussi bien par M. Faure *et al.* (2001) que, surtout, par P. Bouilhol *et al.*, (2006). Ce point sera repris avec plus de détail dans le cadre de l'interprétation de l'événement D\*3.

## Mise au point sur les âges

Les raisons pour lesquelles les dates des événements D\*3-M\*3 et D\*4-M\*4 retenues dans cette notice sont celles que donne le tableau 1 ont été présentées dans un chapitre antérieur (*cf. supra* « Datation de l'évolution tectono-métamorphique et magmatique », p. 78-sq).

L'âge de D\*3-M\*3 est voisin de 315 Ma, et donc nettement plus jeune que celui qui est généralement attribué au premier événement de fusion partielle

(migmatisation) néovarisque. À l'exception de P. Ledru *et al.* (2001), cet événement est en effet systématiquement placé entre 335 et 320 Ma (tabl. 1, hors texte). Cette divergence repose sur un âge Rb/Sr en roche totale de  $315 \pm 5$  Ma (Miaillhe, 1980) et sur des âges chimiques sur monazite (Be-Mezème *et al.*, 2006) obtenus sur le granite de la Borne. Cependant, la mise en place du granite de la Borne, qui est très clairement postérieur à D\*3-M\*3, a vu son âge révisé par S. Brichau *et al.* (2008) et il est désormais fixé, comme celui de la plupart des granites cévenols, autour de 306 Ma. Cet âge a été confirmé par une datation  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  à  $306,5 \pm 3,1$  Ma sur muscovite d'une aplo-pegmatite de Saint-Mélany (vallée de la Drobie, feuille Largentière) appartenant au cortège de la Borne (Chauvet *et al.*, 2012). L'argument s'opposant à un âge à 315 Ma pour D\*3-M\*3 est donc désormais obsolète.

Cette révision a par ailleurs comme conséquence de sensiblement rajeunir l'événement D4 de M. Faure *et al.* (2009), puisque l'âge de cette extension NW-SE (ou E-W à NW-SE, Faure *et al.*, 2001) est fixé par celui des granites cévenols dont elle conditionnerait la mise en place (Talbot *et al.*, 2005). Les événements D4 et D5 devraient alors se succéder très rapidement, voire même coïncider dans le temps.

En ce qui concerne l'âge de la granitisation vellave et des migmatites à cordiérite associées, la plupart des auteurs le situent plus près de 300 que de 305 Ma (tabl. 1, hors texte), en ne retenant que l'âge médian de l'intervalle de  $301 \pm 5$  Ma obtenu par U/Pb sur une monazite d'un faciès typique de l'anatexie vellave (Mougeot *et al.*, 1997). Néanmoins, deux séries de faits doivent être pris en considération : 1) d'une part, les vaugnérites II qui inaugurent l'anatexie vellave, sont datées à  $308 \pm 5$  Ma (Ait Malek, 1997), 2) d'autre part, l'âge de  $306 \pm 2$  Ma du granite de la Borne (Brichau *et al.*, 2008) ne permet pas de dissocier les granites cévenols de l'événement vellave, et conduit à considérer que la genèse de ces granites reflète le même événement thermique (M\*4) à l'échelle crustale. La combinaison de ces différents âges conduirait alors à maintenir un âge voisin de 305 Ma pour M\*4. Il reste toutefois que les vaugnérites II (syn-D\*4) se mettent en place légèrement plus tôt que le granite du Velay lui-même, et il est possible, comme proposé par S. Brichau *et al.* (2006) (tabl. 1, hors texte), que les granites cévenols en soient pénécemporains. Des datations précises seraient cependant nécessaires pour confirmer un tel décalage de l'ordre de 1 Ma entre ces granites et vaugnérites et le granite du Velay lui-même. On remarquera que, dans cette interprétation, les granites cévenols seraient pénécemporains de D\*4.

### **L'événement D\*3-M\*3**

L'événement tectonique D\*3 qui accompagne la migmatisation M\*3 est souvent sous-estimé dans les synthèses régionales (seuls Faure *et al.*, 2001 en font mention, les autres auteurs n'en retenant, pour la catazone, que l'aspect

métamorphique, à savoir la migmatisation). Il faut insister sur le fait que le métamorphisme M\*3 n'a pas une valeur « locale », et n'est en aucune façon le simple précurseur de la formation des migmatites et du granite à cordiérite du Velay, comme cela est souvent considéré. Au contraire, M\*3 et D\*3 ont un caractère régional, comme l'indiquent par exemple le développement de la biotite tardive, loin des plutons, dans les Cévennes méridionales, ou le fait que les plis P\*3 se retrouvent jusqu'au Nord du Velay, où ils précèdent la tectonique en extension de la faille du Pilat (voir ci-dessous) ; cela suppose l'existence, en profondeur, sous une grande partie du Sud-Est du Massif central, d'anciennes zones chaudes, probablement fondues. Si M\*3 et D\*3 ne sont bien visibles que dans les Cévennes médianes, c'est essentiellement à cause du dôme du Velay, qui a remonté à faible profondeur la croûte moyenne où ces événements sont les mieux représentés.

L'événement D\*3-M\*3 reste néanmoins d'interprétation difficile.

De fait, dans la catazone des Cévennes médianes, il est tentant d'interpréter la déformation D\*3, avec ses plis E-W déversés au Nord et ses plans axiaux (S\*3m) pentés au Sud, à l'origine d'un important raccourcissement N-S, comme un événement compressif également N-S. Ceci à un moment où, de l'avis général, le contexte en serait extensif, mais dans un régime d'extension syn-collisionnelle de direction NW-SE (ou NNW-SSE) à E-W (Faure *et al.*, 2009 ; Bouchot *et al.*, 2005) (tabl. 1, hors texte).

#### *Raccourcissement syn-convergence ?*

À cette difficulté on peut dans un premier temps tenter de répondre en remarquant que les directions principales de la déformation D\*3 ne sont pas vraiment connues et qu'il est tout à fait possible que, comme pour un événement très similaire étudié en grand détail dans les Pyrénées orientales (Laumonier *et al.*, 2010 et références incluses), la direction d'allongement maximale « X » ait été orientée « N-S », c'est-à-dire perpendiculairement à la direction « E-W » des axes des plis P\*3 et donc compatible avec une composante en extension syn-collisionnelle en raccourcissement N-S. L'importance des boudinages précoces attestés dans toute la catazone (*cf. supra*, p. 74) pourrait être une bonne indication de la réalité d'une telle composante en extension.

Par ailleurs, le pendage actuel vers le Sud des plans axiaux S\*3m est largement la conséquence du développement des plis droits P\*4 et du basculement général vers le Sud des séries catazonales sur la bordure méridionale du dôme du Velay (D\*5) (fig. 18, hors texte). Avant D\*4, les plans axiaux S\*3 (comme d'ailleurs la schistosité S\*2) devaient être plus proches de l'horizontale et les plis P\*3 étaient donc couchés au Nord, ce qui est *a priori* également compatible avec un régime soit compressif, soit extensif.

On peut donc conclure que, si un raccourcissement N-S pendant la déformation D\*3 dans la catazone est incontestable, il reste difficile d'en affirmer le caractère compressif qui pourrait au contraire être compatible avec une extension syn-collisionnelle de direction E-W.

*Existence d'une zone de détachement au toit de la catazone cévenole ?*

Il est cependant une autre façon d'envisager la signification de D\*3, qui est de revenir sur le concept de MMVZ de P. Bouilhol *et al.* (2006). Dans leur description, en effet, ces auteurs montrent que la MMVZ est caractérisée par une double cinématique : l'une à vergence au Nord-Est, l'autre à vergence au Sud. La première phase s'accompagne de plis, correspondant évidemment à P\*3 et associés à la schistosité S\*3 (à l'origine du concept abusif de foliation mylonitique, voir plus haut), dont le développement est, on le sait, régional. Ce n'est donc ni par cet événement, ni par une localisation imaginaire dans une bande « mylonitique » de la transition épizone-mésozone, que l'on peut caractériser une zone de cisaillement.

La deuxième phase, en revanche, se marque dans les zones à sillimanite-muscovite (celles-ci, très étroites, Weisbrod, 1967) et sillimanite-orthose (non fondue), par le développement de petits cisaillements à linéation minérale N-S et vergence Sud, *i.e.* en position de micro-failles normales. L'entrée dans la zone à sillimanite est par ailleurs prograde (Barbey *et al.*, 2005 et fig. 13), localement avec reliques d'andalousite, ce qui souligne le caractère tardi-M\*3 de ces cisaillements. C'est donc clairement à cet épisode, et à cet épisode seulement, que l'on peut attribuer la valeur d'une zone de détachement, pour laquelle on peut convenir de conserver l'appellation MMVZ\* (\* en signifiant la nouvelle acception).

Le granite de Rocles, qui se met en place pendant que se développent les plis P\*3, serait donc légèrement antérieur à la MMVZ\*. On peut cependant noter que l'étude ASM de ce granite conduit E. Be-Mezème *et al.* (2007) à identifier une linéation magnétique subhorizontale de direction ENE-WSW, que ces auteurs interprètent comme une direction d'extension liée à sa mise en place, mais qui pourrait aussi traduire un remaniement du granite lors de l'épisode extensif tardi-M\*3 reconnu par P. Bouilhol *et al.* (2006). Il convient toutefois de noter l'absence apparente, dans le granite de Rocles, de structures macroscopiques qui viendraient conforter cette dernière hypothèse.

L'importance de ce détachement tardi-M\*3 est difficile à évaluer sur la feuille de Largentière, en raison de l'absence de marqueur lithologique et des effets soustractifs de la faille tardive du Pioule ; mais le caractère diffus des cisaillements à vergence sud (Bouilhol *et al.*, 2006) suggère que ses effets pourraient être limités. Néanmoins, on observe dans toute la mésozone à andalousite-cordiérite et dans une bande de plusieurs kilomètres de large de

l'épizone cévenole au Sud de cette zone, des plis mésoscopiques que toutes les caractéristiques apparenteraient aux plis P\*3, à cette réserve près que les plans axiaux (et la schistosité de plan axial) en sont moins pentés et qu'ils sont à vergence sud. Ces plis P\*3', qui sont postérieurs aux plis P\*3, mais recoupés par le granite de la Borne, ne s'observent plus lorsque l'on rentre dans la catazone fondue. Ils semblent donc traduire l'écoulement vers le Sud des Schistes des Cévennes au-dessus de la MMVZ\*.

Sur la feuille Privas, en revanche, ce détachement pourrait prendre de l'importance et expliquer l'amincissement extrême de l'UIG (si l'Unité du Mézayon la représente effectivement), voire sa disparition (si l'on rattache les Gneiss du Mézayon à l'USG), au contact du granite de Rocles, c'est-à-dire au contact de la catazone cévenole. Les données de terrain sur cette région sont malheureusement anciennes et ne fournissent pas d'argument pour ou contre cette conception.

*La catazone fondue déformée en D\*3 pourrait-elle traduire le fluage de la croûte moyenne ?*

P. Bouilhol *et al.* (2006) considèrent la MMVZ comme une zone de détachement à vergence sud qui accommoderait la mise en place du dôme du Velay, considérée par ces auteurs comme précoce et antérieure à la migmatisation à cordiérite (tabl. 1), en symétrique de la faille normale du Pilat à vergence nord. Il est en effet généralement admis que cette faille ductile, considérée comme ayant fonctionné de 320 à 300 Ma (Malavieille *et al.*, 1990), est étroitement associé à la mise en place du dôme vellave (*e.g.*, Lagarde *et al.*, 1994 ; Ledru *et al.*, 2001) daté à environ 305 Ma (mais voir discussion ci-après). Un rôle quelconque de la MMVZ\* dans la formation du dôme est donc exclu. Il faut ajouter que l'événement D\*3 est observé jusqu'à proximité du bassin de Saint-Étienne, sous la forme de plis mésoscopiques P\*3 dans la mésozone de basse pression, avec la même vergence au Nord que dans les Cévennes Médiannes, plis que le détachement ductile du Pilat affecte clairement.

En revanche, la MMVZ\* pourrait traduire un découplage entre la croûte supérieure et la zone fondue (migmatites M\*3), selon le modèle de fluage crustal de R.-A. Jamieson *et al.* (2011). Selon ces auteurs, lorsqu'une croûte continentale tectoniquement épaissie est réchauffée par la radioactivité ou toute autre cause (voir ci-dessous) jusque vers 700 °C (ce qui se produirait ~ 20 Ma après l'épaississement), elle subit un amollissement par fusion partielle (migmatisation). Si la convergence continue, un écoulement de cette croûte moyenne partiellement fondue peut alors se produire dans la direction de raccourcissement. La « langue de migmatites » est dans ce cas encadrée par deux zones de détachement ductiles -l'une à son mur avec valeur de chevauchement, l'autre à son toit avec valeur de faille normale- qui la séparent des croûtes supérieure et inférieure plus rigides (Jamieson *et al.*, 2011, p. 255).

Il est dès lors tentant d'assimiler la MMVZ\* à ce détachement ductile au toit des migmatites, puisque telle est effectivement sa position dans l'édifice des Cévennes Médiannes.

Dans un tel schéma, le granite de Rocles et les sills de vauugnérîte I qui lui sont spatialement et temporellement associés, ne se mettent pas en place au hasard, mais s'installent précisément au niveau de ce qui va devenir la zone de décollement au toit de la zone de fluage migmatitique. Il convient de remarquer que, dans le modèle de R.-A. Jamieson *et al.* (2011), le mouvement « en faille normale » au toit de la zone fondue peut effectivement être moins intense que celui qui se produit sur le chevauchement du mur, et dans ce cas, la croûte continentale supérieure peut en réalité être transportée par le flux de matière de la zone fondue. Comme discuté ci-dessus, il est bien possible que telle soit la situation des Cévennes Médiannes autour de 315 Ma.

La figure 19, hors texte résume ces conceptions de façon synthétique.

#### *La source de chaleur*

Ces magmas syn-D\*3, et singulièrement les magmas mafiques, représentent une source additionnelle de chaleur advective indispensable au maintien de la fusion partielle dans la croûte moyenne pendant l'événement D\*3-M\*3. La question se pose en effet de l'origine de la chaleur nécessaire pour atteindre et maintenir une température voisine de 700 °C dans la croûte moyenne des Cévennes Médiannes.

Contrairement à ce qui est souvent admis (*e.g.* Ledru *et al.*, 2001), la simple combinaison de la « relaxation thermique » post-collisionnelle et de l'échauffement induit par la radioactivité émise dans une croûte tectoniquement épaissie n'est pas en soi suffisante. Comme l'ont montré des simulations numériques récentes (Clark *et al.*, 2011), le doublement instantané de la croûte continentale ne se traduit, ~ 30 Ma après la collision, que par une température  $\leq 600$  °C dans la croûte moyenne de l'édifice, si l'on admet que l'énergie radioactive libérée est de  $2,0 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ , une valeur crustale moyenne. Pour atteindre 700 °C, il faut au minimum une production de  $2,5 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ . Le délai entre la collision et l'événement de fusion partielle est réaliste dans les Cévennes, avec une collision finale à environ 340 Ma (événement D3 de Faure *et al.*, 2009) et M\*3 à environ 315 Ma. Il en va de même pour la condition sur la production de chaleur, dans la mesure où les roches affectées par le tectono-métamorphisme varisque étaient des sédiments largement immatures, où dominaient les grauwackes dérivées de la chaîne cadomienne, et qui n'avaient pas encore subi le métamorphisme et la fusion partielle.

Il reste que dans les modèles de C. Clark *et al.* (2011) la température de la croûte moyenne se met à décroître rapidement après que ce maximum de 600°

ou 700 °C a été atteint. Or, les réactions de fusion partielle étant fortement endothermiques, il faudrait au contraire qu'une source de chaleur constante vienne compenser les effets de la migmatisation pour que se développent les structures à grande échelle qui se réalisent dans D\*3. C'est là qu'interviennent les vaugnérîtes I dont on sait qu'elles sont intrusives dans les formations cévenoles et ardéchoises pendant toute la durée de la déformation D\*3. On peut en effet imaginer qu'à tout instant existait dans la croûte en cours de réchauffement puis de fusion partielle (on sait en effet que M\*3 a été prograde, Barbey *et al.*, 2005), un réseau de sills mafiques interconnectés, servant de réservoir transitoire à des éruptions de type trap, dont l'existence dans l'épizone cévenole (feuille Largentière par exemple) est suggérée par les puissants réseaux de dykes lamprophyriques (équivalents aux vaugnérîtes, Weisbrod, 1967) (fig. 18, hors texte).

*L'événement D5 (Faure et al., 2009), l'extension NNE-SSW et la granitisation vellave à environ 305 Ma*

Les données disponibles sur la feuille Privas et les feuilles voisines s'inscrivent mal dans une succession simple de deux événements extensifs distincts, d'abord E-W à NW-SE (D4) vers 320-310 Ma (Namuro-Westphalien), puis NNE-SSW (D5) à partir de 305 Ma (Stéphanien). En effet, considérant que l'âge de l'événement D4 est contrôlé par celui de la mise en place du granite de la Borne (Faure *et al.*, 2001 ; Talbot *et al.*, 2005), et que celle-ci est pénécotemporaine de l'événement vellave (Brichau *et al.*, 2008), il faudrait que l'épizone et la mésozone M\*4 (qui sont pratiquement confondues avec celles de M\*3 : Montel *et al.*, 1992) soient soumises à une extension E-W à NW-SE pratiquement dans le même temps que les zones profondes subiraient l'anatexie vellave dans le contexte d'une extension NNE-SSW, et ce alors même qu'à la différence de l'événement D\*3-M\*3, rien ne vient suggérer l'existence d'un découplage entre les deux domaines au moment de M\*4. Une solution possible de cette apparente contradiction sera proposée plus loin.

En revanche, il est clair qu'un hiatus sépare l'événement pré-vellave D\*3-M\*3, avec ses migmatites syncinématiques « lit par lit », de l'événement vellave proprement dit, avec ses vaugnérîtes II précoces, ses migmatites M\*4 plus chaudes et le granite du Velay lui-même. La solidification des migmatites M\*3, avec une chute de température de 100-150 °C et une chute de pression de 1-2 kbar, c'est-à-dire une exhumation d'environ 5 km (Montel *et al.*, 1992 ; Barbey *et al.*, 2005), sépare ces deux événements dont l'âge diffère en outre d'environ 10 Ma (tabl. 1, hors texte). Ce à quoi s'ajoute l'intercalation, entre les deux événements, d'une phase de déformation D4, avec ses plis droits d'axe « E-W », dont la signification sera discutée ci-dessous.

### *Le contexte tectonique de la mise en place du dôme vellave*

Le massif du Velay a la forme d'une ellipse allongée NNE-SSSW (100 × 82 km) et, selon Lagarde *et al.* (1994), il aurait une épaisseur de l'ordre de 10 km et adopterait la forme d'un dôme asymétrique, avec au Nord un pendage modéré, un toit plat et une bordure méridionale beaucoup plus raide, allant jusqu'à se renverser sur les migmatites (voir coupe de Ledru *et al.*, 2001).

Depuis les travaux de J. Malavieille *et al.* (1990) et de J.-L. Lagarde *et al.* (1994), il semble admis que le dôme du Velay serait apparu en réponse au fonctionnement d'une faille de détachement ductile majeure à vergence nord, la faille du Pilat, dont l'antériorité par rapport au granite du Velay est affirmée sur la base de la datation à  $322 \pm 9$  Ma du granite du Gouffre d'Enfer qui en est réputé syncinématique (Vitel, 1988). Il est toutefois reconnu que le granite du Velay est lui-même affecté par l'extension, avec la formation de véritables grabens en arrière du détachement du Pilat. Ce point et les âges  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  compris entre  $313 \pm 6$  et 300 Ma obtenus sur des micas syncinématiques par S. Costa (1990) ont conduit J. Malavieille *et al.* (1990) à proposer, pour le détachement du Pilat, un fonctionnement de longue durée, étalé sur la période 320-300 Ma. P. Ledru *et al.* (2001) toutefois, qui mentionnent des structures C/S observées dans un panneau décakilométrique enclavé à l'intérieur du granite du Velay, en infèrent que ce granite aurait envahi le détachement du Pilat : mais on ne saurait exclure qu'il s'agisse aussi bien d'une relique de l'un des chevauchements majeurs D1-2 qui structurent le MCF.

On peut cependant s'interroger sur la réalité de cette longévité de la faille du Pilat. D'une part, comme on l'a noté à plusieurs reprises, l'activation de cette faille est nécessairement plus récente que l'événement D\*3, soit plus jeune qu'environ 315 Ma, ce qui reste, il est vrai, dans la fourchette basse de la datation à  $322 \pm 9$  Ma du granite du Gouffre d'Enfer. D'autre part, les âges  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  obtenus par S. Costa (1990), sur les micas syncinématiques du détachement, sont plus proches de l'âge du Velay que de celui du granite du Gouffre d'Enfer. Enfin, d'après G. Vitel (1988), la structuration ductile du granite du Gouffre d'Enfer est hétérochrone, avec une foliation à sillimanite-biotite développée au stade tardi-magmatique et conforme à la schistosité régionale, et des plans C plus tardifs et développés en contexte rétrograde (jusqu'à la zone à chlorite). On peut donc imaginer que le granite du Gouffre d'Enfer serait plus précoce que la faille du Pilat : il pourrait en réalité être synchrone de l'événement D\*3-M\*3 (avec lequel son âge radiométrique est par ailleurs compatible) et, pourquoi pas, correspondre au granite de Rocles, avec lequel il partagerait la morphologie en sill, la structuration précoce et le caractère peralumineux. Rien ne s'opposerait dès lors à ce que la faille du Pilat soit strictement contemporaine de la mise en place du granite du Velay, hypothèse que nous adoptons dans la suite de ce paragraphe.



Pour J.-L. Lagarde *et al.* (1994), le dôme du Velay s'est formé dans un contexte d'extension contrôlé par le détachement du Pilat qui en a favorisé la mise en place, mais avec une composante d'expansion vers le Sud, marquée par l'apparition de plis droits et de linéations d'étirement, plus ou moins radiales, et le renversement du granite sur les séries catazonales elles-mêmes renversées (Burg et Vanderhaeghe, 1993). Dans sa partie centrale, le dôme serait en outre affecté par des décrochements ductiles conjugués N-S (senestres) et ENE-WSW (dextres). D'après P. Ledru *et al.* (2001), le détachement du Pilat et l'extension associée seraient synchrones de la « deuxième phase de fusion » (leur événement D4a correspondant donc à M\*4) et précéderaient de peu la mise en place du granite du Velay lui-même, considéré néanmoins comme pénécemporain de détachements d'échelle crustale comme celui du Pilat, mais spécifiquement responsable de la formation des plis périphériques par un phénomène de gonflement (leur phase D4b) (tabl. 1, hors texte).

Cependant, ni sur la feuille Privas, ni sur ses voisines (Largentière et Burzet), les relations du granite du Velay avec son encaissant de migmatites à cordiérite ne sont exactement celles que décrivent J.-L. Lagarde *et al.* (1994). En effet :

1 - le renversement des foliations S\*2-3m dans la catazone n'a en rien un caractère systématique et, là où il peut être observé, apparaît généralement ; soit comme le résultat d'une superposition des plis P\*5 sur des plis P\*4, soit plus simplement comme traduisant l'existence d'un flanc inverse de P\*\* ;

2 - il existe bien des plis droits dans le contexte de la mise en place du granite du Velay, ce sont les plis P\*4, dont on observe souvent toutefois le caractère précoce par rapport au granite qui les envahit, les disloque et enclave leurs têtes anticlinales ou synclinales ;

3 - loin d'avoir un contact méridional raide et remontant sur elles, le granite du Velay s'ennoie sous les migmatites à cordiérite sur sa bordure sud (fig. 20). Le contact affecte cependant une forme bosselée, car le granite remonte préférentiellement dans les cœurs des antiformes P\*4, déterminant l'existence de rides et de dômes « E-W » asymétriques (pentés au Sud), comme le dôme de Valgorge (feuille Largentière) ou la ride granitique de l'Ardèche (feuille Burzet), prolongée sur la feuille de Privas par la ride les Oubreys-Autuche. Il convient toutefois de noter que le réseau des failles « E-W », avec leur rejeu tardif en faille normale, tend à obscurcir ce dispositif. C'est sur le revers sud de telles rides (« marches d'escalier ») ou dômes asymétriques que s'observent les déformations D5 en extension syn-vellave.

Selon P. Ledru *et al.* (2001), ce dispositif avec les granites vellaves au cœur d'antiformes « de second ordre » (par rapport au dôme) serait général au toit du dôme.

Il reste qu'à l'échelle du dôme entier, on observe des plis droits qui paraissent se mouler sur le granite du Velay (Ledru *et al.*, 2001). C'est particulièrement net

sur les bordures méridionale et orientale, comme le montre la feuille de Privas avec ses plis P\*4 qui passent continuellement d'une orientation E-W à une direction NE-SW, pour devenir proches de N-S sur la feuille de Valence (fig. 17, hors texte). Il convient de noter que c'est l'ensemble du dispositif structural (D\*2-D\*4) qui est affecté par cette rotation, à laquelle s'ajoute une intensification de la déformation D\*4 lorsque l'on se rapproche du granite. Un dispositif semblable affectant tous les plis jusqu'à P\*4, a également été documenté sur la bordure NW du dôme (feuille Craponne).

Il peut donc sembler qu'à cette échelle, les plis P\*4 soient plus une réponse à la mise en place du granite du Velay, dont ils exprimeraient le gonflement radial, que la traduction d'un raccourcissement N-S, comme l'aurait suggéré l'observation des plis P\*4 E-W des feuilles Largentière et Burzet et de l'Est de la feuille Privas.

Les choses paraissent cependant plus complexes, car cette interprétation en « gonflement » laisse entière la question de la signification des grands plis qui, tels les synformes de Joyeuse et de la Cézarenque, structurent l'épizone des Cévennes (fig. 17, hors texte et 20), ou encore la synforme sur laquelle s'appuie le bassin de Saint-Etienne (Ledru *et al.*, 2001), car ces plis, que l'on pourrait pourtant assimiler à des P\*4, ne s'inscrivent cependant pas aussi clairement dans la logique radiale que l'on vient de décrire.

Il est possible de concilier ces aspects contradictoires en envisageant la mise en place du granite du Velay sous un angle différent, selon le scénario en cinq points suivant :

1 - le refroidissement enregistré à la fin de M\*3 (Barbey *et al.*, 2005) marquerait la fin du découplage entre croûtes supérieure et moyenne et par conséquent, dans le contexte toujours d'actualité du raccourcissement N-S, le début de la formation d'un train de plis droits E-W, les P\*4 ;

2 - quelques Ma plus tard ( $\leq 10$  Ma, *cf.* tabl. 1, hors texte), un événement d'échelle lithosphérique (voir plus loin) amorce la fusion crustale vellave et se traduit, au niveau d'observation actuel, par l'arrivée de matériel mafique (vaugnérites II) et le début de la migmatisation M\*4 ;

3 - de façon pénécemporaine, de grands décrochements N-S senestres s'activeraient ; l'un serait une « proto-faille de Villefort » (la faille actuelle est dextre : fig. 17, hors texte), l'autre serait masqué par les alluvions de la vallée du Rhône. Il y a peu de données directes en faveur de l'existence de ces failles, et, en particulier, il n'a pas été décrit de reliques ductiles dans les cataclasites de la faille de Villefort elle-même. Cependant, les plans d'orientation moyen des feldspaths potassiques du granite de la Borne présentent des directions fortement perturbées à l'approche de cette faille (Mialhe, 1980) et P. Ledru *et al.* (2001) signalent, dans le prolongement nord du tracé de la faille, une importante structuration ductile en cisaillement senestre sur la bordure orientale du granite

de la Chaise-Dieu, lui-même orienté N-S. Les torsions observées dans les directions des plis périvellaves s'interpréteraient bien en relation avec le fonctionnement de ces failles hypothétiques, de même que les variations de la direction des grandes synformes périphériques. En liaison avec le jeu senestre de ces hypothétiques failles précoces, se créerait en « pull-apart » l'espace nécessaire à la montée du granite du Velay, issu de la fusion de la croûte moyenne ou de la croûte inférieure ;

4 - la pression exercée par le granite du Velay prendrait alors le relais en tant que facteur dominant de la structuration du domaine vellave. Le dôme du Velay prendrait sa forme actuelle et son expansion radiale viendrait surimposer ses effets à ceux du stade 3, soit en les amplifiant, soit en créant de véritables points triples ;

5 - lorsque la pression de mise en place commencerait à décroître et en liaison avec un possible effondrement de la masse intrusive, c'est l'extension NNE-SSW qui deviendrait le phénomène dominant, avec notamment le développement du détachement du Pilat, les grabens ductiles du toit du Velay et les phénomènes regroupés par D\*5 sur la bordure méridionale (fig. 20). Les failles ductiles N-S identifiées par J.-L. Lagarde *et al.* (1994) au Nord-Est du dôme pourraient, dans ce contexte, prendre une nouvelle signification, car elles pourraient représenter des failles de transfert des grabens ductiles du toit.

Il convient de noter que cette nouvelle hypothèse relative à la formation du dôme vellave reste compatible avec le cadre chronologique proposé par P. Ledru *et al.* (2001) : les stades (2) et (3) correspondraient exactement à leur stade D4a, tandis que leur stade D4b recouvrirait exactement les stades (3) et (4).

La figure 17, hors texte, résume de façon synthétique l'ensemble de cette conception.

Quant à la contradiction soulevée par la superposition temporelle des extensions E-W à NW-SE et NNE-SSW de M. Faure *et al.* (2009), elle peut être levée en envisageant que, plutôt que de traduire des phénomènes d'ampleur crustale généralisables à la chaîne entière, les faits d'observation indéniables sur lesquelles elles reposent ne reflètent que des conditions plus locales : régionales (le vaste domaine vellave) pour l'extension NNE-SSW et limitées au seul voisinage du granite Lozère-Borne pour l'extension E-W à NE-SW.

Postérieurement à ces phénomènes, et suite à un basculement en E-W de la direction de raccourcissement imposée par les frontières des plaques, des décrochements ductiles conjugués NE-SW (surtout représentés dans l'Est du dôme vellave) et NW-SE achèveraient la structuration fini-carbonifère du domaine vellave et conditionneraient la mise en place de tout ou partie des granites tardi-vellaves, comme c'est le cas, par exemple, du granite des Quatre-Vios de la feuille Privas.

### *La source de chaleur*

L'anatexis vellave implique qu'aient été atteintes des températures au moins égales à 850°C dans la croûte moyenne (Montel *et al.*, 1992), et sans doute même supérieures, car pour pouvoir entretenir la fusion incongruente de la biotite dans son auréole de contact et au sein des panneaux enclavés, la température du liquide granitique primaire du Velay devait être plus proche de 900 °C. On était donc pour l'événement M\*4 dans les conditions du métamorphisme de ultra-haute température (UHT, Brown, 2007) et la question de la source de chaleur se pose avec encore plus d'acuité que dans le cas de M\*3.

Dans leur étude spécifiquement consacrée aux conditions du métamorphisme UHT, C. Clark *et al.* (2011) démontrent que pour atteindre les températures nécessaires sans faire appel à une source de chaleur externe d'origine mantellique, la condition essentielle est de disposer d'une production de chaleur radioactive nettement supérieure à la moyenne (typiquement,  $> 3 \mu\text{w.m}^{-3}$ ) et qu'alors, une croûte épaissie maintenue dans l'état d'un plateau de type tibétain sur au moins 100 à 120 Ma, peut effectivement se voir portée aux très hautes températures caractéristiques du métamorphisme UHT. Ces conditions ne semblent pas réellement réunies dans le cas du Sud-Est du MCF. En revanche, le chemin P-T-t reconstruit par P. Barbey *et al.* (2005) témoigne d'un « coup de chaud » brutal (fig. 13, hors texte) qui appelle nécessairement une source de chaleur advective (Sawyer *et al.*, 2011), que l'on trouve de toute évidence dans les magmas mafiques (vaugnérites II). C'est notamment le point de vue adopté par S. Couzinié *et al.* (2013).

L'existence de ce « coup de chaud » à la fin du Carbonifère est confirmée par les données relatives aux échantillons de la croûte inférieure ramonés par le volcan de Bournac (Rossi *et al.*, 2006), parmi lesquels des kinzigites qui témoignent de deux épisodes de haute température assortis de fusion partielle. La datation (U/Pb) d'un vaste échantillonnage de zircons de ces roches fournit un spectre d'âge (Rossi *et al.*, 2006 ; leur fig. 10, hors texte) qui met en évidence à la fin du Carbonifère un premier épaulement à c. 315 Ma (clair reflet de l'événement M\*3 et du magmatisme bi-modal associé), nettement séparé d'un pic à 285-280 Ma (traduisant le début du refroidissement de la croûte inférieure), débutant à c. 305 Ma = le début du « coup de chaud » vellave.

### **Conclusion : le MCF à la fin du Carbonifère**

Il semble incontournable que la fin du Carbonifère ait vu une compétition entre les effets d'un raccourcissement N-S qui persiste en raison des conditions aux limites de plaque, et ceux de l'amincissement d'une lithosphère épaissie en raison de délaminations lithosphériques successives, dont les métamorphismes de basse pression et le magmatisme bimodal (apparu dès la fin du Viséen avec le granite de la Margeride et ses enclaves de vauugnérite co-magmatiques) en seraient la conséquence la plus évidente (fig. 21, hors texte).

Ce qui peut être discuté, c'est l'intensité relative de ces deux effets. Les données rassemblées à l'occasion des travaux relatifs aux feuilles Privas, Largentière et Burzet et discutées dans les paragraphes qui précèdent, conduisent de fait à remettre en question les modèles généraux d'évolution récemment proposés pour la fin du Carbonifère dans le Sud-Est du MCF, pour lesquels c'est l'extension qui, selon des modalités et des temporalités variables selon les auteurs (*e.g.*, Bouchot *et al.*, 2005 ; Faure *et al.*, 2009), y prédominerait à partir du Namurien, voire de la fin du Viséen. Sur la base des événements recensés (et interprétés) dans les Cévennes médianes, il semblerait au contraire que l'extension ne serait venue surpasser le raccourcissement que de façon limitée dans l'espace et dans le temps, aux seuls moments où une advection massive de chaleur autorisait une fusion à grande échelle de la croûte moyenne : peut-être au Namurien (voir *supra* la discussion de l'événement D\*3-M\*3), certainement au Westphalien (granitisation vellave). Ces événements thermiques majeurs ont eu pour vecteur des transferts massifs de magmas mafiques issus de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique sous-continentale modifié suite aux subductions successives des événements méso- et néovarisque (Ledru *et al.*, 2001 ; Faure *et al.*, 2009), et avaient pour origine la délamination lithosphérique. En dehors de ces événements perturbateurs, le contexte tectonique restait contrôlé par les collisions varisque, longtemps N-S (convergence Gondwana-Baltica), évoluant en E-W vers la fin du Stéphanien, lorsque la chaîne varisque ouest-européenne réagissait par des décrochements majeurs aux contraintes liées aux orogènes appalachiens et ouraliens, selon le modèle de F. Arthaud et P. Matte (1977). Ce n'est que plus tard, au début du Permien, qu'un régime d'extension généralisée, marqué par le développement ubiquiste de provinces de type « Basin and Range », se serait installé sur le domaine varisque.

### CYCLE ALPIN

L'histoire de la sédimentation sur la marge ardéchoise a été décrite dans le cadre des travaux qui sont intervenus autour du forage de Balazuc et est résumée ci-après (Bonijoly *et al.*, 1996).

1 - Durant le Carbonifère, une épaisse séquence terrigène s'est déposée en discordance sur le socle granitique et métamorphique tout en s'épaississant progressivement vers l'Est.

2 - Au Permien, des failles synsédimentaires fortement pentées et affectant le socle ont contrôlé les variations d'épaisseur à l'Ouest de la faille d'Uzer, au sein d'un bassin en héli-graben.

3 - Au cours de la fin du Trias, une faille de détachement est probablement apparue à la base de la couverture stéphanienne, dans la partie interne du bassin, puis elle a progressé vers l'Ouest pour atteindre la bordure du bassin au cours du

Sinémurien supérieur. C'est probablement pour cela qu'aucun événement tectonique majeur n'a été enregistré au cours du Trias. Un léger gauchissement du socle est suffisant pour rendre compte de la plupart des variations observées entre le bassin et la plate-forme.

4 - Au Toarcien, l'activité majeure s'est déroulée sur la faille d'Uzer et sur la paléomarge ardéchoise dans son ensemble. C'est l'époque à laquelle le jeu du détachement intra-Carbonifère a été principalement actif. Le bloc d'Uzer était incliné vers l'Ouest, ce qui signifie que d'autres failles, dans le secteur de Largentière, étaient aussi actives. Ces mouvements ont entraîné des variations d'épaisseur des sédiments qui peuvent être observées dans le Jurassique inférieur entre le bloc de Balazuc, affaissé vers l'Est, et celui d'Uzer à l'Ouest, dont le sommet a été partiellement érodé.

5 - La faille d'Uzer et le détachement intra-Carbonifère ont également été actifs entre le Sinémurien tardif et le Bathonien, après quoi ils sont devenus inactifs puis, à partir du Bathonien supérieur, ont été recouverts par des sédiments.

6 - Quelques réajustements mineurs sont seulement intervenus depuis le Jurassique supérieur, mais ils n'ont pas significativement changé la configuration originale du Lias. La sédimentation crétacée a été principalement contrôlée par subsidence thermique du bord de la marge de l'Ardèche, avec un approfondissement progressif du socle vers l'Est.

7 - Enfin, l'extension au cours de l'Oligocène, a activé la faille de l'Ardèche, ainsi que d'autres structures plus orientales (par exemple la faille de Lagorce) qui étaient connectées en profondeur avec un détachement dans les évaporites du Trias. Il n'existe toutefois aucune preuve d'une quelconque réactivation du détachement intra-Carbonifère au Tertiaire, en effet, la trace de la faille d'Uzer est scellée par des horizons condensés à partir du Bathonien.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *HYDROGÉOLOGIE*

#### **Ressources en eau potable**

Sur la feuille Privas, la grande variété de formations géologiques a pour conséquence une grande diversité d'unités hydrogéologiques. Les eaux souterraines du territoire sont réparties en 5 grandes masses d'eau (ME) tributaires du bassin Rhône – Méditerranée :

1 - 6118 : calcaires jurassiques de la bordure des Cévennes ;

2 - 6507 : formations sédimentaires variées de la bordure cévenole (Ardèche, Gard) et alluvions de la Cèze à Saint-Ambroix ;

- 3 - 6607 : socle cévenol Bassin versant de l'Ardèche et de la Cèze ;
- 4 - 6612 : socle Monts du Vivarais, bassin versant du Rhône, Eyrieux et volcanisme du Mézenc ;
- 5 - 6700 : formations volcaniques du plateau des Coirons.

**Hydrogéologie des massifs cristallins (ME n° 6607 et 6612).** La plupart des roches cristallines se caractérise par une fracturation et une fissuration denses qui ont favorisé une altération superficielle sous forme d'arènes (appelées « gores » dans tout le Massif central ou encore « sisa » dans certaines régions). L'arène dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plus d'une dizaine de mètres, présente divers faciès, depuis des sables fins jusqu'à des sables riches en blocs de diverses tailles. C'est dans ce milieu à perméabilité de fissures ou de pores, voire une combinaison des deux, que s'installent de petites nappes, à condition que la morphologie du substratum imperméable le permette. L'imperméable est constitué par les roches cristallines aux fissures non ouvertes ou par de petits niveaux d'argiles, lorsque les arènes sont remaniées et entraînées vers des bas fonds. Les nappes qui sont souvent développées dans la partie haute des ruisseaux, alimentent de très nombreuses sources au débit relativement faible et variable (souvent inférieur à 10 l/mn). Une telle situation explique pourquoi, dans les Boutières et les Cévennes ardéchoises, localisées dans la partie nord de la carte, l'habitat traditionnel avec ses fermes, hameaux et villages est très dispersé sur tout le territoire. De nos jours l'alimentation en eau potable des habitants pose de réels problèmes, certaines communes devant capter plus d'une dizaine de sources pour une population dépassant à peine la centaine de personnes. Le recours aux forages permettant de capter des eaux sur des zones fracturées est encore limité. Les eaux issues des terrains cristallins sont caractérisées par une très faible minéralisation et un pH toujours inférieur à 7, ce qui donne des eaux agressives, imposant un traitement.

**Hydrogéologie des formations détritiques et carbonatées du Trias et du Jurassique inférieur et moyen (Bathonien) (ME n° 6507).** La région ayant subi plusieurs épisodes tectoniques majeurs avec, successivement : la formation des Pyrénées, l'ouverture des bassins d'Alès et de Valence, et la surrection des Alpes, les formations sédimentaires sont intensément fracturées, voire faillées. En plus de cette fracturation, les niveaux détritiques du Trias et du Lias montrent une certaine porosité, alors que les plus carbonatés (dolomies du Trias et calcaires hettangiens principalement) sont affectés par une certaine karstification. Ainsi, la perméabilité qui caractérise les unités aquifères établies dans ces formations est souvent de type mixte, de pores et de fissures, ou franchement de fissures. L'imperméable est représenté, selon le cas, par le socle cristallin (sur lequel le Trias est discordant) ou par les niveaux argileux intercalés, comme les argilites de la partie médiane du Trias ou les couches marnieuses du Jurassique inférieur. Les unités aquifères qui donnent naissance à des sources, dont un certain nombre est capté, sont de plus en plus exploitées par

forage par plusieurs communes et syndicats, tout au long de la bordure cévenole, mais plus particulièrement dans la région privadoise au Nord, et de Vesseaux au Sud. Il s'agit d'eau à composition variable, en fonction de la nature des formations constituant l'aquifère : acides dans les milieux entièrement siliceux, ou chargées en bicarbonate de calcium dans les milieux où calcaire ou dolomie sont présents. Le Trias étant le siège d'un certain nombre de minéralisations, les eaux captées par forages montrent une charge excessive en fer et manganèse qui impose fréquemment un traitement. Le baryum, présent sous forme de barytine en filons voire en imprégnations dans les grès du Trias, est un élément également fréquent dans les eaux qui, de ce fait, sont sous surveillance. En ce qui concerne le Bathonien, constitué des calcaires siliceux (calcaires à chailles), il existe des circulations de type karstique qui donnent des sources au débit parfois important (source d'Onclaire, Coux). Le débit qu'il est possible d'exploiter dans les forages est de l'ordre de 100 l/mn alors que les sources peuvent donner de 10 à 120 l/mn.

**Hydrogéologie des massifs volcaniques (ME 6607, 6612, 6700).** Il s'agit, principalement, du massif du Coiron (ME 6700), des « îlots » volcaniques de la partie nord de la feuille (ME 6612), du volcan d'Aizac et de sa coulée (seul édifice des jeunes volcans présent sur la carte appartenant à la masse d'eau ME 6607). Pour le Coiron, les ressources sont exploitées uniquement par captage de sources. Les eaux qui traversent les coulées basaltiques très fissurées sont arrêtées par des couches argileuses rouges, à différents niveaux du massif, pour donner des sources interbasaltiques dont le débit est souvent inférieur à 0,2 l/s, quelques points d'eau ayant un débit voisinant les 2 l/s ou atteignant exceptionnellement les 30 l/s (source du moulin de Chancelant). Quand elles arrivent à traverser l'ensemble des formations volcaniques, ces eaux sont soit arrêtées par le substratum marneux crétacé pour donner des sources sous-basaltiques, soit pénètrent dans les calcaires karstifiés du Jurassique pour donner, en contrebas, des sources infra-basaltiques. En outre, lorsque les éboulis sont très importants au pied des falaises, les eaux d'une source sous-basaltique n'apparaissent que dans la partie basse de l'éboulis, sous forme d'une source apparemment infra-basaltique. Les sources sous-basaltiques ont un débit généralement plus élevé que celui de la plupart des sources inter-basaltiques, à savoir, 1 à 4 l/s en général, mais pouvant atteindre 8 l/s (source du Lac sur Rochessauve). Les niveaux de pyroclastites associées aux laves permettent l'établissement des réservoirs intéressants qui assurent la pérennité d'un grand nombre de points d'eau, ce qui permet d'alimenter un certain nombre de villages, essentiellement sur le pourtour du massif. Il en résulte un grand nombre de captages publics par des communes ou des syndicats. La ville de Privas est une des principales localités bénéficiaires des eaux d'une source infra-basaltique (Verdus, débit d'étiage de 14 l/s). Pour les formations volcaniques du Nord de la carte, les unités aquifères sont identiques à celles du Coiron, mais avec, principalement, quelques sources sous-basaltiques de faible débit situées au contact « ensemble volcanique-grès du Trias » (entre Gourdon et Pranles, à

l'Est) ou « ensemble volcanique-socle cristallin » (entre Gourdon et Mézilhac, au Nord). Pour le volcan d'Aizac, les eaux qui pénètrent dans la coulée, développée jusqu'à Antraigues, ressortent à la base de cette coulée, au niveau de la Volane qui reçoit le ruisseau d'Aizac en rive droite. Les eaux donnent naissance à une source importante, captée depuis près d'un siècle et demi pour alimenter une partie des habitants d'Aubenas. Les eaux inter-basaltiques sont faiblement minéralisées et bicarbonatées calciques ou calciques et sodiques. Les eaux sous-basaltiques sont généralement plus chargées, sauf pour la source de l'Espissart (sur socle cristallin). Les eaux infra-basaltiques en terrain sédimentaire, qui se sont chargées en calcium, montrent une composition tendant vers celle des eaux des pays calcaires, mais influencée par leur héritage volcanique (teneur en sodium plus élevée).

**Hydrogéologie des formations calcaires du Jurassique supérieur (ME 6118).** Les formations calcaires du Jurassique supérieur, qui constituent le plateau des Grads, développés depuis Flaviac à l'Est jusqu'au bord de l'Ardèche, à l'Ouest, à karstification superficielle à profonde, possèdent des réseaux souterrains développés dans le sens des bancs inclinés vers le SSE. Côté Nord du Coiron, le réseau de Verdus, déjà évoqué pour les sources infra-basaltiques, et le réseau de la baume de Tourange à Chomérac sont les plus importants. Ce dernier, qui draine une grande partie des calcaires entre le Coiron et Flaviac, avec des pertes du ruisseau de Chaumette sur Alissas, alimente la source du Baumas (de 0,1 à 80 l/s) et celle de la Grande Fontaine de Chomérac (de 10 à 25 l/s). Chomérac captait d'autres sources karstiques situées un peu plus en amont, sur la commune d'Alissas (Rabagnol à 5 l/s). Côté Sud du Coiron, le grand réseau de la Combe Rajeau se développe sur plusieurs kilomètres, du Coiron à Vogüé, où d'importantes venues d'eau se mêlent aux eaux de la rivière Ardèche. Le débit serait de l'ordre de 4 l/s. En outre, il existe une source alimentée, comme celle de Verdus, par des venues qui traversent tout l'édifice volcanique et circulent ensuite dans un réseau karstique favorisé par la présence d'une zone faillée (source de Ladoux captée par le syndicat « Olivier de Serre », de 1 à 10 l/s). Dans le cadre du renforcement de l'alimentation en eau potable du Syndicat « Ouvèze-Payre », des recherches par forages dans le karst des environs de Chomérac n'ont donné aucun résultat exploitable. À côté des grands réseaux, il existe de petites unités karstiques qui alimentent de petites unités de distribution comme sur les communes de Flaviac et de Vesseaux.

## **Eaux minérales**

Sur le territoire de la carte, il existe un très grand nombre de sources d'eaux minérales. La plus forte concentration se situe sur Vals-les-Bains et la vallée de la Volane (Asperjoc), où de nombreux captages assurent une production d'eau embouteillée ainsi que l'alimentation des thermes de la ville. Dans la partie nord de la carte, le secteur de Marcols-les-Eaux est aussi une zone riche en remontées

N° indice en BSS	Commune	Lieu-dit	Nature	Coordonnées en Lambert 2E	Utilisation	Matériau exploité
08418X0004	Chomérac	carrière Le Gras	carrière	X = 783157 Y = 1970451 Z = 214	marbrerie, pierre de taille	calcaire
08418X0005	Chomérac	carrière Sicard	carrière	X = 783356 Y = 1971482 Z = 281	dallage, gros-œuvre, marbrerie, parement	calcaire
08418X4002	Alissas	Combier	carrière	X = 780506 Y = 1969727 Z = 500		diatomite

Tabl. 2 - Carrières répertoriées dans la banque de données du sous-sol sur la feuille de Privas (BSS, BRGM)

d'eaux minérales. Le débit des sources est variable mais, en général, inférieur à 10 l/mn. Quelques forages donnent, à Vals-les-Bains, une trentaine de l/mn. Les eaux de pluie, qui pénètrent dans les zones très fracturées du socle cristallin, atteignent une profondeur évaluée à 3 500-4 000 m. Réchauffées, elles se chargent en sels minéraux (résidu sec très élevé, entre 0,5 et 6 mg/l). Avec des venues de gaz carbonique provenant de la partie supérieure du manteau, ces eaux deviennent carbogazeuses. Par le jeu des pressions, certaines sources sont intermittentes (« jet d'eau » du Parc de Vals-les-Bains). Leur composition chimique générale correspond, dans un grand nombre de cas, à celle d'eaux bicarbonatées sodiques et, en certains points, calciques et magnésiennes. Une seule source (Dominique à Vals) est sulfatée calcique. Contrairement à d'autres secteurs de l'Ardèche (Neyrac, 27 °C ; Saint-Laurent-les-Bains, 54 °C), les eaux minérales rencontrées sur le territoire de la carte ne sont pas chaudes. Lorsque le gaz carbonique ne rencontre pas d'eau sur son parcours ascendant, il s'échappe seul en surface. Le site de Neyrac, avec sa mofette, est bien connu pour cela, mais il en existe d'autres comme au niveau d'Aizac.

### **Eaux thermo-minérales**

Le département de l'Ardèche renferme de nombreuses sources thermo-minérales notamment ici dans le bassin de Vals-les-Bains qui constitue une zone remarquable d'émergences d'eau minérale. Toutes ces eaux sont issues d'un gneiss fissuré et étroitement associées à la fracturation des terrains traversés. Du point de vue composition chimique, ce sont des eaux bicarbonatées, sodiques à mixtes ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ), ferrugineuses et riches en gaz carbonique. Leur température est froide, comprise entre 12 et 15°, avec un débit majoritairement limité, inférieur à 10 l/mn (sauf la source Sultane à 18-23 l/mn). Plusieurs études, auxquelles nous renvoyons, ont été réalisées sur l'ensemble des sources de l'Ardèche, dont celles de Vals-les-Bains, notamment celles de M. Jeantin (1979) et de R. Amat-Chantoux (1986). Quelques forages pour la recherche d'eau thermo-minérale sont également enregistrés dans la Banque de données du sous-sol (BSS, BRGM).

### *SUBSTANCES UTILES*

#### **Matériaux de carrière**

Seuls 3 indices d'exploitation de matériaux de carrière sont répertoriés dans la banque de données du sous-sol (*cf.* tabl. 2), bien que de nombreuses carrières aient été ouvertes dans les terrains présents sur cette carte notamment dans les calcaires du Jurassique, les grès du Trias, et les diatomites du Miocène. D'autres substances ont également fait l'objet d'exploitation, telles que des argiles, des granulats cryoclastiques, des sables, et des produits de projections volcaniques.

## **Les grès du Trias**

Dans le Trias, ce sont les grès qui ont été ou sont exploités (carrière André sur la commune de Lyas pour matériaux de construction) avec de très nombreuses carrières réparties sur toute la bande de Trias de la carte. Ainsi, dans les environs de Privas, la carrière de La Barrèze et celles de Veyras ont alimenté les chantiers de la ville et de très nombreux villages alentours. Au Sud de l'Escrinet, il en existait aussi de très nombreuses. Certaines ont servi à la production de meules, de moulins comme à Saint-Julien-du-Serre ou Ucel.

## **Les calcaires du Jurassique**

Les Calcaires du jurassique inférieur (Hettangien) ont servi à la fabrication locale de la chaux (environs de Privas, de Labégude au Nord d'Aubenas), tandis que les calcaires gréseux ont été utilisés pour la fabrication de meules (Coux). Les calcaires du Jurassique supérieur sont actuellement exploités en carrière sur la commune d'Alissas. Celle-ci produit du granulats, mais également des blocs pour l'enrochement et se remet à la production de pierres de taille brutes ou sciées. Sur Alissas, il existe de nombreuses carrières dans ces matériaux. Certaines ont été ouvertes lors de la construction de la ligne de chemin de fer Livron – Privas, la première ligne ferroviaire d'Ardèche (1862). Elles fournissaient des matériaux pour le ballast et des pierres de taille. Le grand viaduc d'Alissas employait, lors de sa construction, une trentaine de tailleurs de pierre. Sur Chomérac, il n'y a que des carrières abandonnées (Le Baumas). Une des spécialités de ces carrières était la production de colonnes. Une carrière se trouvait également sur la commune de Privas. Elle produisait du granulats jusque vers la fin du XX<sup>e</sup> siècle. Elle sert d'entrepôt de matériaux pour l'industriel Lafarge.

## **Les diatomites du Miocène**

Une carrière est recensée dans la Banque de données du sous-sol, celle du site de Comber, à quelques kilomètres au Sud-Est de Privas (commune d'Alissas), mais il existe d'autres occurrences telles que celle située sur le flanc sud du Mont Charay (Dalmas, 1872 ; Jourdan, 1867 ; Boulay, 1887), où existe une petite exploitation, et celles des communes de Rochessaive (gisement du Ranc), de Saint-Bauzile (gisement de la Montagne d'Andance, en dehors de la carte) et de Pourchères. Ces sédiments à diatomées, qui se sont mis en place dans d'anciens cratères d'explosion, sont attribués d'après leur faune et leur flore à la fin du Miocène. Ces formations représentées par des argiles à diatomées et des diatomites vraies ou plus ou moins carbonatées, argileuses ou sableuses, peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres (30 à 80 m) avec de fréquentes intercalations de brèches, de projections et de scories volcaniques. Elles peuvent être coiffées par des coulées de basalte. Pour plus d'informations, notamment sur la diversité des diatomées présentes dans ces sédiments, nous renvoyons aux études réalisées A. Ehrlich (1968) et aux travaux de synthèse de G. Naud (2013).

**Argiles.** Les argiles exploitées artisanalement étaient, principalement, celles provenant de l'altération des marnes du Jurassique moyen (Callovien). Les tuileries-briqueteries des environs de Privas fournissaient les exploitations minières et les hauts fourneaux de la vallée du Rhône (Le Pouzin), notamment pour la construction de la cheminée des machines à vapeur.

**Granulat cryoclastique.** Les gisements se situent au bas des escarpements affectant les calcaires du Jurassique supérieur. Ils ont été exploités à Flaviac, à Saint-Priest et dans les environs de Saint-Étienne-de-Boulogne.

**Sables.** L'altération des grès du Trias sous forme de sables a permis la formation d'accumulations exploitées localement (Col de l'Arénier entre Privas et le col de l'Escrinet).

**Projections volcaniques.** Sur le Coiron, divers dépôts de produits de projections volcaniques ont fait l'objet d'une exploitation comme les tufs palagonitiques de Barras (pour les bergeries et étables) ou les lahars du Goulet de la Soulière (Freysenet) pour la fabrication de mortier.

### Gisements minéraux

Le territoire de la feuille Privas renferme de très nombreuses traces et gîtes de minéralisation, ainsi qu'en témoigne le tableau 3 qui inventorie les indices recensés dans la banque de données du sous-sol. Ces minéralisations sont essentiellement représentées par du plomb (**Pb**) sous la forme de galène, du zinc (**Zn**) exprimé sous la forme de blende, du fer (**Fe**) représenté par de l'hématite, de l'oligiste, de la pyrite et de l'arsénoxyrite, et du baryum (**Ba** ; barytine). Du point de vue morphologie, deux types de minéralisation ressortent très distinctement :

- un premier type correspond à des minéralisations disséminées et en couches stratiformes, dont la genèse est majoritairement liée au contexte sédimentaire. La majorité des concentrations ferrugineuses y est associée ;
- un second type correspond aux occurrences minéralisées filoniennes, associées à des réseaux de failles ou de fracturation, avec des éléments métalliques hérités du milieu sédimentaire recoupé et ayant subi une remobilisation et une concentration, ou trouvant leurs sources dans les phénomènes magmatiques et hydrothermaux ayant affecté la région. Les minéralisations sulfurées (Pb, Zn, Cu, Ag) sont majoritairement à rattacher à ce type filonien.

Au niveau des combustibles fossiles, un seul gisement de charbon est répertorié (*cf.* tabl. 3). Il se situe dans les terrains stéphaniens affleurant dans l'extrémité NW de la carte (gîte de Prades).

N° indice BSS	Commune	Lieu-dit	Nature	Coordonnées Lambert 2E	Date des travaux	Objet de l'exploitation ou de la recherche	Contexte géologique
08415X4001	Prades	Prades-Lalevade	gisement exploité (couches)	X = 757301 Y = 1962494 Z = 280	1800 (fin)	charbon	grès houiller (Stéphanien)
08413X4010	Pranles	Pranles	affleurement ; minéralisation disséminée, stratiforme	X = 777996 Y = 1976928 Z = 520	?	barytine	grès triasique
08414X4020	Pranles	Les Rebouls-Nord	affleurement ; minéralisation disséminée, stratiforme	X = 778343 Y = 1978780 Z = 500	?	barytine	grès du Trias
08414X4021	Pranles	Les Rebouls-Sud	affleurement ; minéralisation disséminée, stratiforme	X = 778344 Y = 1978330 Z = 500	?	barytine	dolomie triasique
08415X4003	Ucel	Fontanille	affleurement ; minéralisation disséminée, en filonnets	X = 761753 Y = 1963150 Z = 340	?	barytine	grès triasique
08416X4002	Saint-Michel-de-Boulogne	Boulogne	affleurement ; minéralisation disséminée	X = 767251 Y = 1967359 Z = 420	?	barytine	grès calcaire du Lias
08416X4006	Saint-Étienne-de-Boulogne	La Conchy	affleurement ; minéralisation stratiforme	X = 769500 Y = 1969413 Z = 520	?	barytine	grès calcaire et calcaire gréseux du Lias
08413X4006	Creysseilles	Nicole	indice : filonnets	X = 773594 Y = 1978623 Z = 700	?	barytine	dolomie triasique
08413X4009	Creysseilles	La Chase	affleurement ; minéralisation en filonnets	X = 773846 Y = 1974522 Z = 560	?	barytine	dolomie triasique
08413X4007	Creysseilles	Creysseilles	affleurement ; minéralisation en filonnets, disséminée, stratiforme	X = 774896 Y = 1975574 Z=640	?	barytine	grès triasique
08413X4005	Pranles	Font-Salée	indice : minéralisation en filonnets	X = 775496 Y = 1975224 Z = 510	?	barytine	dolomie triasique
08413X4008	Veyras	Flachères	affleurement ; minéralisation disséminée, en filonnets, ou stratiforme	X = 775499 Y = 1973123 Z = 560	?	barytine	grès triasique
08413X4003	Pranles	Le Vernas	affleurement ; minéralisation en filonnets, ou stratiforme	X = 776446 Y = 1976026 Z = 640	?	barytine	grès et dolomie triasiques
08413X4011	Pranles	Tré-le-Serré	affleurement ; minéralisation disséminée, ou stratiforme	X=776895 Y=1976977 Z=600	?	barytine	grès triasique
08413X4001	Pranles	Pied-Vernet (le Moulin-à-Vent)	gîte exploité; minéralisation en filon	X = 776897 Y = 1975626 Z = 630	1914 (fin)	barytine	grès triasique
08414X4013	Lyas	Serre-de-Lyas	affleurement ; minéralisation en filons	X = 348,705 Y = 2348,280 Z = 160	?	barytine	grès triasique
08414X4015	Lyas	ravin de Lubac	affleurement ; minéralisation en filonnets, ou stratiforme	X = 779349 Y = 1974929 Z = 480	?	barytine	dolomie triasique
08414X4004	Lyas	Le Roure	affleurement ; minéralisation disséminée ou stratiforme	X = 780148 Y = 1975931 Z = 600	1948 (fin)	barytine	grès triasique
08414X4016	Saint-Vincent-de-Durfort	La Motte	affleurement ; minéralisation disséminée, ou stratiforme	X = 780845 Y = 1978883 Z = 400	?	barytine	grès triasique
08416X4004	Saint-Julien-du-Serre	Saint-Julien-du-Serre	indice : minéralisation stratiforme	X = 764854 Y = 1964004 Z = 280	?	barytine, pyrite, plomb	calcaires et grès hettangiens
08416X4005	Vesseaux	Les Prés-du-Moulin	affleurement ; minéralisation stratiforme	X = 765705 Y = 1963505 Z = 320	?	pyrite, plomb	calcaires et grès hettangiens
08416X4008	Vesseaux	Champdonas	affleurement ; minéralisation disséminée	X = 765804 Y = 1964105 Z = 340	1965 (fin)	plomb, pyrite	calcaire bréchrque hettangien
08416X4003	Vesseaux	ruisseau des Cleaux	affleurement ; minéralisation stratiforme	X = 765953 Y = 1965456 Z = 340	?	barytine, pyrite, plomb	dolomie triasique
08416X4001	Vesseaux	ruisseau Aigues-Froides	affleurement ; minéralisation en filonnets	X = 766003 Y = 1965106 Z = 350	?	barytine, plomb, zinc, cuivre	dolomie triasique

**Tabl. 3 - Indices minéralisés répertoriés dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)**

N° indice BSS	Commune	Lieu-dit	Nature	Coordonnées Lambert ZE	Date des travaux	Objet de l'exploitation ou de la recherche	Contexte géologique
08416X4009	Saint-Étienne-de-Boulogne	Champagnac	indice : minéralisation disséminée	X = 768802 Y = 1968012 Z = 460	?	plomb, zinc	calcaire gréseux du Lias supérieur
08413X4012	Veyras	Beaulieu	affleurement : minéralisation disséminée, stratiforme	X = 774218 Y = 1973522 Z = 430	?	plomb	calcaires hettangiens
08413X4004	Pranles	Le Vernet	indice : minéralisation en filon	X = 778246 Y = 1975625 Z = 600	?	barytine, plomb, zinc, cuivre	grès et dolomies triasiques
08414X4011	Privas	ravin-du-Charalon	affleurement : minéralisation disséminée, stratiforme	X = 778801 Y = 1973227 Z = 280	?	plomb	dolomie triasique
08414X4017	Coux	La Jaubernie	affleurement : minéralisation disséminée, stratiforme	X=781001 Y=1973931 Z=300	?	zinc	calcaires du Lias supérieur
08414X4007	Flaviac	Chamée 2	indice : minéralisation en filon	X=783251 Y=1974684 Z=200	?	plomb, zinc, barytine	filon dans les calcaires bathoniens
08414X4003	Flaviac	Chamée	gîte exploité : minéralisation stratiforme	X=782901 Y=1974533 Z=260	1857 (fin)	fer, pyrite	marnes et calcaires du Bathonien-Callovien
08414X4002	Flaviac	Chaliac - Grand-Maieval (filon Chaliac)	gîte exploité : champ filonien	X=783500 Y=1975735 Z=350	1914 (fin)	plomb, argent	filon dans les orthogneiss et micaschistes de la Série cévenole
08414X4001	Saint-Cierge-la-Serre	Saint-Cierge-la-Serre (filon Alice)	gîte exploité : champ filonien	X=784195 Y=1980288 Z=500	1909 (fin)	zinc, plomb, argent	filon dans le granite de Saint-Cierge-la-Serre
08414X4006	Saint-Julien-en-Saint-Alban	Chaliac-Tirely (filon Juliette)	gîte exploité : minéralisation en filon	X=782901 Y=1977038 Z=600	1892 (fin)	plomb, zinc	filon dans les orthogneiss et micaschistes de la Série cévenole
08414X4005	Flaviac	Charderie-les-Violettes	indice : minéralisation lenticulaire, en filon	X=785101 Y=1975587 Z=350	1889 (fin travaux de recherche)	arsenic (arsénoopyrite)	filon dans les orthogneiss et micaschistes de la Série cévenole
08415X4002	Asperjoc	Pont-de-Bridou	chapeau de fer : minéralisation filonienne	X=760897 Y=1967302 Z=340	1941 (fin des travaux de recherche)	pyrite	filon dans les orthogneiss de la Série ardéchoise
08416X4007	Saint-Étienne-de-Boulogne	La Cauchi-Vernet	indice : minéralisation en couches, stratiforme	X=769700 Y=1969814 Z=510	1856 (fin des travaux de recherche)	fer	calcaires à entroques du Sinémurien
08417X4002	Saint-Priest	Saint-Priest	indice : minéralisation en couches, stratiforme	X=775001 Y=1971221 Z=400	1913 (fin des travaux de recherche)	fer	calcaires du Bathonien
08417X4001	Privas	Privas (ancienne concession Veyras)	gîte exploité : minéralisation en couches, stratiforme	X=777752 Y=1971675 Z=300	1930 (fin)	fer	calcaires bajociens à bathoniens voire calloviens
08414X4010	Coux	Brus	indice : minéralisation stratiforme	X=778649 Y=1974878 Z=510	?	fer	dolomie triasique
08418X4001	Privas	Le Lac	gîte : minéralisation stratiforme, en couches	X=778902 Y=1972447 Z=293	?	fer	calcaires du Bathonien
08414X4019	Pranles	La Reviscole	affleurement : minéralisation en filonnets ou stratiforme	X=778895 Y=1977930 Z=580	?	barytine	dolomie triasique
08414X4014	Lyas	Lyas	gîte exploité : minéralisation lenticulaire, filonienne	X=779348 Y=1975579 Z=540	1840 (fin)	fer	grès triasique
08414X4012	Coux	Chassagne	indice : minéralisation disséminée, stratiforme	X=779750 Y=1974629 Z=460	?	fer	conglomérats hettangiens
08414X4018	Coux	Les Baumes	indice : minéralisation disséminée, stratiforme	X=781750 Y=1974932 Z=400	?	fer	conglomérats hettangiens
08414X4009	Flaviac	Flaviac-les-Mines	gîte exploité : minéralisation stratiforme, en couches, ou en filonnets	X=784402 Y=1974636 Z=200	1857 (fin)	fer	calcaires bajociens-bathoniens
08414X4008	Flaviac	Flaviac-Pansier	gîte : minéralisation stratiforme, en couches, ou en filonnets	X=784302 Y=1974936 Z=220	1857 (fin des travaux de recherche)	fer	calcaires bajociens-bathoniens

**Tabl. 3 (fin) - Indices minéralisés répertoriés dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)**

## La barytine (Ba)

Les recherches ou exploitations pour la barytine sont, sur la carte de Privas, essentiellement localisées dans les grès feldspathiques et dolomies du Trias ou les calcaires et grès du Lias.

Dans le Trias, les indices de barytine apparaissent essentiellement localisés sur les communes de Pranles, de Creyseilles et de Saint-Michel-de-Boulogne (*cf.* tabl. 3), avec une barytine en imprégnation dans le ciment des grès feldspathiques, parfois accompagnée de pyrite, et localement recristallisée en gros cristaux dans les fissures (barytine secondaire) ou dans la dolomie en remplissage de fissures.

Dans le Lias, son expression est sensiblement identique, en imprégnation dans des grès calcaires et calcaires gréseux à entroques (n° BSS : 08416X4006).

Indépendamment du contexte purement sédimentaire, de grandes structures filoniennes à barytine sont également identifiées sur cette zone, en particulier sur les communes de Lyas (n° BSS : 08414X4004 et 4013) et de Pranles. Ces filons sont orientés E-W et localisés dans des accidents affectant la couverture gréseuse triasique et le socle. On citera par exemple :

- le filon du Serre de Lyas (n° BSS : 08414X4013) et du Nord du Serre de Pied-Vernet (n° BSS : 08413X4001) ; situé dans le prolongement du filon Juliette (commune de Saint-Julien-en-Saint-Alban), il correspond à un remplissage filonien uniquement constitué dans cette partie de barytine blanche. Si celle-ci est ici unique, comme c'est également le cas dans le filon de la Gardonne (au Sud de Serre-du-Vernet), elle peut également apparaître en remplissage filonien, sous la forme d'une gangue barytique incluant des cristaux de galène (Pb), de blende (Zn), de tennantite (Cu) à chalcocite fissurale, de cérusite, en cristallisations géodiques, et d'enduits ou taches de malachite et d'azurite ;
- le filon du Roure (n° BSS : 08414X4004) ; il est situé dans le prolongement de celui de Lagau à Combe-Chaude. Quelques travaux (deux puits et une galerie) furent effectués après la fin de la dernière guerre. Il correspond à une brèche de faille affectant le socle, mais intégrant des sédiments gréseux triasiques, broyés, bréchifiés, cimentés par de la barytine, avec quelques géodes de ce même minéral ;
- le filon de Chamée (au Nord-Est de la commune) constitue également un bel exemple filonien, avec un remplissage de faille au contact « grès triasiques mylonitisés-socle » se caractérisant par de la barytine massive et quelques géodes de cristaux tabulaires limpides.

## Plomb (Pb), zinc (Zn), cuivre (Cu)

Ces minéralisations sulfurées peuvent, comme la barytine citée précédemment et que l'on retrouve ici à l'état accessoire, se présenter sous deux

formes : 1) soit disséminées dans la roche, 2) soit associées à des structures filoniennes. Tandis que ces dernières sont clairement hydrothermales, les minéralisations portées par les strates ont longtemps été considérées comme diagénétiques ; on tend cependant aujourd'hui à leur attribuer aussi une origine hydrothermale (circulations de fluides d'échelle « bassin »). Ces indices ou gîtes sont essentiellement concentrés sur les communes de Vesseaux, Flaviac, Pranles, Veyras, Saint-Étienne-de-Boulogne. On citera par exemple :

– pour les minéralisations portées par les strates :

- l'indice de Saint-Julien-du-Serre (08416X4004), caractérisé par une minéralisation en galène en plages disséminées dans la roche ou dans des petites fissures au sein d'un calcaire dolomitique gréseux ou dans des grès ferrugineux calcaro-dolomitiques,
- dans le même contexte, l'indice des Prés-du-Moulin (n° BSS : 08416X4005), sur la commune de Vesseaux, situé dans des calcaires gris-bleu à gros pisolithes et dans des grès calcaires ferrugineux avec de la galène disséminée dans la masse ou en remplissage de petites fissures,
- l'indice de Champagnac (n° BSS : 08416X4009 ; commune de Saint-Étienne-de-Boulogne), où l'on observe une minéralisation disséminée à galène, sphalérite, pyrite, chalcopyrite et barytine dans des formations situées entre le sommet du Sinémurien et la base du Toarcien moyen,
- l'indice du ravin du Chalon (n° BSS : 08414X4011 ; commune de Privas) représenté par quelques plages de galène disséminées dans une dolomie beige microcristalline triasique, ou en cristaux dans des microfissures ;

– pour les minéralisations filoniennes hydrothermales :

- la concession de Chaliac instituée en 1890 avec les filons de Charderie et de Pargirand, mais également l'ensemble des filons du groupe Malleval représenté par le gisement de Chaliac, le filon de Combe-Chaude, enfin le filon de Juliette situé à 1 km au Nord de Challiac. Ces différentes structures sont localisées dans des terrains constitués de micaschistes et de granites. Parmi celles-ci, on citera :

le gisement de Chaliac – Grand-Malleval (commune de Flaviac ; n° BSS : 08414X4002) a été exploité à partir de 1889 et a pris fin en 1914 en raison de la première guerre mondiale. La concession a été attribuée par décret du 18 août 1890, et la renonciation par décret du 3 février 1934. De 1890 à 1908, 5 407 m de galeries horizontales y ont été tracées pour 2 452 m de puits et de descenderies, chiffres auxquels il faut rajouter le traçage de 3 110 m de galeries entre 1909 et 1914. Ce filon a été dépilé sur une hauteur verticale de 150 m. 204 867 t de minerai brut à 10 % de plomb ont été extraites et 24 360 tonnes ont été lavées titrant de 50 à 65 % de plomb avec 750 à 930 gr d'argent à la tonne de plomb. La minéralisation est associée à une structure filonienne quartzreuse orientée WNW-ESE, encaissée dans des granites et des micaschistes, s'alignant sur près de 1 000 m de long, avec une puissance de 0,80 à 3 m. La paragenèse est représentée par du quartz constituant la gangue du filon, accompagné de galène, de blende, de pyrite, et de barytine. De la

stibine (Sb) associée à de la barytine y a également été signalée (très beaux échantillons de stibine sur barytine dans les collections de l'École des Mines d'Alès provenant de Flaviac, mais pas plus de précision),

- le filon Juliette (n° BSS : 08414X4006 ; commune de Saint-Julien-en-Saint-Alban) a été exploité dès 1889 et jusqu'en 1892. Cette structure quartzreuse orientée E-W s'aligne sur environ 3 km de long avec une puissance variant entre 1 m et 1,50 m. La minéralisation est représentée par de la sphalérite et de la galène dans une gangue de quartz assez pyriteuse. La composition moyenne du minerai est de 14,8 % de zinc, pour 4,3 % de plomb, avec des teneurs en argent de 80 g/t de plomb,
- le filon Alice (n° BSS : 08414X4001 ; commune de Saint-Cierge-la-Serre) fait partie de la concession de 1 411 ha de Saint-Cierge-la-Serre, octroyée en 1888 et renoncée en 1924. Le champ filonien est encaissé dans un granite porphyroïde à biotite, avec 2 filons quartzeux majeurs orientés E-W, dénommés Alice et Saint-Louis, ce dernier étant quasiment stérile. La puissance du filon Alice varie entre 3 et 5 m, avec une puissance utile de 1,5 m en surface se réduisant en profondeur. Il a été exploité sur environ une centaine de mètres de long, sur une profondeur de l'ordre de la centaine de mètres. La minéralisation est représentée par de la sphalérite, dominante dans la partie supérieure, s'appauvrissant dans la partie inférieure au profit de la galène. La paragenèse de ce filon est composée par du quartz laiteux, constituant la gangue de la minéralisation, de la pyrite, de la chalcopryrite, du cuivre gris, de la sphalérite claire, de la bournonite finement maclée, de la galène, plus abondante en profondeur et dans la partie est du filon, de la sidérite (rare), ainsi que de quelques traces de malachite et d'azurite. La sphalérite renferme un peu de germanium (Ge ; 5 à 10 ppm), du cadmium (Cd ; 1 500 à 2 500 ppm) et la galène de l'argent (Ag ; 500 ppm) et du cadmium (Cd ; 100 à 200 ppm). Ce gisement a fourni 9 068 t de sphalérite à 50 % de Zn et 161 t de galène à 60 % de plomb,
- l'indice de Chamée 2 (n° BSS : 08414X4007 ; commune de Flaviac) avec une minéralisation associée à un filon situé entre les arkoses des grès triasiques et les micaschistes. La paragenèse est représentée par de la galène, de la sphalérite, et de la barytine.

## **Le cuivre (Cu)**

Un seul indice de cuivre est signalé dans la BSS, sur les secteurs de Charderie – Les Violettes (n° BSS : 08414X4005), au niveau de la commune de Flaviac. Localisé dans les micaschistes de Flaviac, il correspond à deux lentilles filoniennes de quelques mètres de long à gangue de quartz laiteux renfermant de l'arsénopyrite, très abondante, un peu de pyrite, de la chalcopryrite dans les cassures de l'arsénopyrite, de la chalcocite en cristaux aciculaires, avec quelques traces de blende et de barytine. Ce minerai présente des teneurs de 160 g/t Ag, 3,05 % Cu, 2,81 % Zn et 12,31 % Fe. Une petite descente de 5 m de long a été tracée dans le filon de Charderie.

D'autres indices de minéralisations sulfurées existent (*cf.* tabl. 3). Pour plus d'informations, nous renvoyons au site « Infoterre » du BRGM.

## Le fer

Les deux principales occurrences de fer sur la zone de la carte sont connues depuis la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle et correspondent au gîte de Privas et à celui de Chamée, sur la commune de Flaviac.

Les différents gisements de fer de la région privadoise ont fait l'objet de plusieurs concessions, les plus importantes étant celles de Saint-Priest, de Veyras et du Lac. Une quatrième concession doit également être signalée, celle du Fraysse, insignifiante par rapport aux trois autres, contiguë à celles-ci, située au Sud de l'Ouvèze. L'exploitation pour la sidérurgie dure jusqu'en 1930, année au cours de laquelle la Société L'Horme et Buire vend les mines aux Établissements Lefranc, fabricants de peinture et pigments. Après réduction du périmètre de l'ensemble des concessions réunies, la nouvelle concession de Veyras (fig. 22, hors texte) a été instituée par le décret du 8 mars 1940. L'exploitation dure jusqu'au début des années 50 et la renonciation intervint le 8 mars 1955.

Le gisement de fer de Privas (n° BSS : 08417X4001) est pour l'essentiel constitué de plusieurs couches ferrugineuses interstratifiées dans les formations marno-calcaires comprises entre le Bajocien inférieur et le Bathonien, voire *pro-parte* jusqu'au Callovien (Aubague, 1961). Deux couches majeures y sont identifiées : 1) l'une caractérisée par de l'hématite et qui serait associée aux terrains du Bathonien inférieur, 2) la seconde sous la forme de marnes et calcaires à oolithes ferrugineuses qui seraient associés au Bajocien inférieur. Seule la couche d'hématite, assez épaisse et riche (40 % de fer), a été exploitée. Le gisement de Privas correspond dans son ensemble à une vaste lentille allongée d'Est en Ouest avec, sur Veyras, une minéralisation lenticulaire à pendage SE et avec une couche de minerai hématitique pouvant atteindre 7,50 m. Celle-ci est associée à des marnes et calcaires à entroques et à des marnes siliceuses. L'extension de cette couche minéralisée est importante, pouvant atteindre jusqu'à 4 500 m dans sa plus grande longueur pour 1 700 m de large. Elle n'est toutefois exploitable que sur 1 200 m de long pour 1 000 m de large. À titre indicatif, on signalera également la présence, à certains niveaux et localement dans les zones minéralisées, de petites veines de charbon ne dépassant pas 10 cm.

Le minerai est principalement composé d'hématite, oligiste, limonite, accompagnés de chlorite, de silice en interlits, de glauconie, d'éléments clastiques quartzeux, de galets de quartzite et, fréquemment, de débris d'échinodermes.

Ces concentrations ferrugineuses de Privas sont contemporaines de la sédimentation marno-calcaire bajo-bathonienne et sont considérées comme

résultant du lessivage et du remaniement de minéralisations ferrugineuses plus anciennes, telles que celles visibles dans la région à différents niveaux de la série stratigraphique, notamment dans le Trias et le Toarcien supérieur-Aalénien. On signalera par exemple, toujours dans le bassin ferrifère de Privas, le site de « Riou Petit » à Saint-Priest qui correspond à un gisement dans le Toarcien, de nature sédimentaire probable, à minerai oolithique. Il a été exploité car des galeries ont été foncées de part et d'autre du ruisseau du Riou Petit. Ces concentrations pourraient également avoir un lien avec l'activité structurale ayant affecté la région, comme le montre par exemple les imprégnations de fer visibles tout le long de la faille de La Voulte, depuis cette localité et jusqu'à Privas, d'une part, et également dans le Bas-Vivrais d'autre part.

L'ensemble de la zone de Veyras a fourni environ une dizaine de millions de tonnes, essentiellement extraites de la couche à hématite.

- le gîte de fer de Chamée (n° BSS : 08414X4003 ; commune de Flaviac) : il correspond à la concession de Flaviac instituée en 1837 et couvrant 427 ha (Ledoux, 1868). Ce gisement est sensiblement similaire à celui de Privas décrit ci-dessus, avec une couche de minerai de fer lenticulaire atteignant 1,50 m interstratifiée dans les marno-calcaires du Bajocien-Bathonien, dans un contexte très fracturé en liaison avec la faille de Coux (Aubague, 1961). Le minerai est à hématite, plus accessoirement goethite. D'après les archives, 4 000 t de minerai auraient été exploitées entre 1820 et 1857. Les teneurs ne sont pas précisées ;
- les indices de la Conchy-Vernet (anciennement La Cauchi-Vernet) et de Brus.

On citera également à titre indicatif d'autres indices ayant fait l'objet de recherches, tels que ceux de La Conchy-Vernet (anciennement La Cauchi-Vernet ; n° BSS : 08416X4007) sur la commune de Saint-Étienne-de-Boulogne, avec deux niveaux minéralisés, en couche massive à oxydes de fer ou sous la forme de minerai oolithique. Cet indice faisait partie de la concession d'Aubenas pour partie sur la feuille Privas, qui montait jusqu'au col de l'Escrinet et qui a été instituée le 31 août 1858 et dont la déchéance pour non exploitation de la Sté-Vindry est intervenue en 1894. Également l'indice de Brus (n° BSS : 08414X4010), sur la commune de Coux, représenté par une couche minéralisée à sidérose et limonite localisée à la base des dolomies du Trias.

Enfin, si certains indices ou gîtes sont clairement identifiés en tant que gîtes de fer, l'exploitation sur certains de ces indices de fer à l'état de pyrite et d'oxydes (Chamée) laisse également la porte ouverte à l'existence possible pour certains d'entre eux d'amas sulfurés en profondeur, la partie exploitée en surface pouvant éventuellement être assimilée à un chapeau de fer. La question reste posée.

## **Le charbon**

Le seul indice connu sur cette carte (indice BSS n° 08415X4001) correspond au gisement de Prades, ou bassin de Prades-Lavelade, localisé dans l'angle SW

de la carte Privas et se prolongeant au Sud-Ouest sur la commune de Jaujac (feuille à 1/50 000 de Largentière) (fig. 23, hors texte). Connue et exploitée de façon artisanale depuis le XIV<sup>e</sup> siècle, ce gisement de charbon n'a réellement été exploité industriellement qu'à partir de la fin du XVIII<sup>e</sup>, avec notamment, l'attribution de deux concessions : 1) celle de Prades-Nieigles de 1 836 ha, de loin la plus travaillée, et 2) celle de Jaujac de 452 ha. L'exploitation de ce gisement de charbon a pris fin en 1936. Une dernière tentative de reprise a eu lieu en 1942 avant l'abandon définitif de l'exploitation.

D'une longueur de 11 km, en direction NE-SW, et d'une largeur N-S de 2 km au maximum, il est constitué, comme la plupart des bassins houillers de la région, d'une succession de grès quartziteux et feldspathiques, de poudingues à galets de quartz blanc laiteux à ciment ferrugineux rougeâtre, de conglomérats à fragments de schistes et de leptynites, et de schistes bitumineux à couches de houille. L'ensemble est coupé en deux, sur presque toute la largeur du bassin, par une importante coulée de basalte attribuée au volcanisme de Jaujac. Ces terrains reposent sur un substratum constitué de gneiss rubanés, de micaschistes et de granitoïdes. La présence de restes de plantes a permis de leur attribuer un âge stéphanien inférieur (Grand' Eury, 1877, *in* Mitard 1927). Ces formations se sont mises en place dans un contexte lacustre en limite d'une zone deltaïque, avec une stratification très irrégulière et un pendage des couches très variable, de l'ordre de 45° en moyenne, mais pouvant être très redressé voire inversé, suite aux phases de déformation ultérieurement enregistrées par ces terrains.

Les couches de charbon sont localisées à 4 niveaux de l'empilement sédimentaire :

– un niveau (ou « faisceau ») inférieur situé dans les parties est et nord-est du bassin, caractérisé par une structure en éventail avec une succession de cuvettes où le charbon s'est concentré. Huit couches y ont été identifiées, dont 2 majeures, distantes de 10 m, la couche 0 variant entre 0,20 et 5 m voire plus (moyenne de 1 à 1,20 m) et la couche 1 atteignant jusqu'à 20 m. Cette dernière est surmontée de 6 autres couches jugées trop réduites pour être exploitables. Aucune faille n'est signalée, mais les couches sont toujours déformées, lenticulaires, et se réduisent en profondeur. De nombreuses plantes y sont présentes ainsi que de grands troncs d'arbres debout. Le charbon est très pyriteux, friable, à intercalations schisteuses, à 40 % de cendres et 11 % de M.V. (matières volatiles-cendre déduite) ;

– un niveau moyen, non exploité sur Prades, composé de 4 couches assez régulières, schisteuses au NW, de puissance comprise entre 0,50 et 1,10 m ;

– un troisième niveau, exploité, composé de 9 couches sub-verticales, atteignant jusqu'à 6 m de puissance et se coinçant en profondeur. Le charbon présente des teneurs en cendre comprises entre 19,3 à 25,3 % (ponctuellement 40,3 %) et entre 9 et 12 % pour les matières volatiles (MV) ;

Localisation affleurement	Formation	X	Y
Pont de Bayzan, vallée de l'Ardèche	Vaugnérites et roches associées	4.30561	44.6573
Vallée du Sandron, sous Coste-d'en-Haut	Granite de Rocles	4.38576	44.6623
Route Asperjoc-Antraigues, vallée de la Volane	Granite prophyroïde à biotite (sill)	4.3625	44.7071
Haute Volane, Pont d'Aubert	Granite porphyroïde à biotite, faciès anatectique	4.35152	44.7309
Nord d'Antraigues, vallée de la Volane	Orthogneiss migmatitiques à cordiérite	4.35251	44.7189
Labégude	Granite d'anatexie clair	4.36154	44.6471
Entre Bruen-Haut et Vals-les-Bains	Granite d'anatexie sombre	4.33944	44.676
Haute vallée de La Bourge	Granite du Velay	4.2589	44.7911
Route de Laviolle, Saint-Vincent	Granite des Quatre-Vios à gros grain (filon)	4.3403	44.7442
Massif d'Asperjoc, route Vals-les-Bains - Antraigues	Granite du Tanargue	4.36881	44.6919
Lit du Sandron, aval de Figères	Granite du Tanargue, faciès sombre	4.39214	44.6943
Lalevade, vallée de l'Ardèche	Microgranites et leucogranites à grain fin (filons)	4.32487	44.6526
Ucel	Coupe de référence dans le Trias	4.38395	44.6424
Ruisseau du Chou	Complexe carbonaté de base (Hettangien)	4.63894	44.7462
Pont des Gouzis, Saint-Etienne de Boulogne	Complexe carbonaté de base (Hettangien)	4.45433	44.6923
Bouzède, ruisseau du Buis	Calcaires noduleux cendrés (Hettangien moyen - supérieur)	4.40155	44.6437
Gras de Saint-Julien du Serre	Couches du Bosc (Sinémurien inférieur)	4.41101	44.6513
Vallée du Mézayon	Calcaires à entroques inférieurs (Sinémurien inférieur)	4.6061	44.7384
Confluent Baumes - Veilles	Calcaires à chailles inférieurs (Sinémurien inférieur)	4.61862	44.7453
Ruisseau des Veilles	Calcaires à entroques supérieurs (Sinémurien supérieur)	4.61861	44.7417
Ravin de Vaumalle, Béal	Calcaires de Vaumalle et couches bréchiques (Plienbaschien supérieur)	4.54172	44.7285
Hameaux de Conchy, La Gette, l'Engoigne	Couches de la Clapouze (Bathonien moyen pars. - supérieur pars.), Couches de Plat-Redon, Couches de Gette et Couches du Fesc (Bathonien supérieur pars. - Callovien basal)	4.4709	44.7052
Montagne des Echelettes, ravin de La Louyre, Serre Redon	Jurassique : Oxfordien supérieur pars. à Kimméridgien inférieur	4.43841	44.619
Baumas, Comérac	Calcaires blancs (Tithonien)	4.64946	44.7127
Sabatias, butte 213	Alternances calcaires-marnes (à dominante calcaire) (Berriasien)	4.67505	44.7231
Arbonne, Chomérac	Passage Tithonien (Calcaires blancs) à Berriasien (alternances calcaires-marnes)	4.64299	44.7077
Moulin de Chapus, Darbres	Contact Tithonien - Berriasien	4.50052	44.6742
Serre-des-Fourches, Brune	Alternances calcaires-marnes (à dominante calcaire) (Berriasien)	4.71438	44.7177
Gué sur rivière Payre, Butte 226, Chomérac	Sommet du Berriasien et base du Valanginien	4.65452	44.6981
Quartier de Bijou, Chomérac	Marnes et alternances calcaires-marnes (à dominante marneuse) (Valanginien)	4.65049	44.6942
Ravin des Communs, St-Bauzile	Dyke basaltique dans Valanginien et gîte fossilifère	4.66816	44.6705
St-Bauzile	Transition entre les marnes et alternances calcaires-marnes du Valanginien	4.67351	44.6766
Ravin du Rieutord, St-Bauzile	Alternances calcaires-marnes, partie supérieure du Valanginien	4.66649	44.6654
Rochers de Rouille, Cougourdas	Hauterivien inférieur	4.64413	44.6499

**Tabl. 4 - Inventaire et coordonnées géographiques d'une partie des affleurements d'intérêt décrits dans la section « Description des terrains » de la présente notice**

– enfin, un quatrième niveau a également été identifié, mais mal connu et dépourvu d'informations.

Au total, 1 660 000 t de charbon ont été extraites au 1er janvier 1937. En 1938, les réserves certaines étaient estimées à 10 000 t, pour 150 000 t probables.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *AFFLEUREMENS REMARQUABLES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES*

Le tableau 4 inventorie une partie des affleurements mentionnés dans la section « Description des terrains » et en donne les coordonnées géographiques.

Il permet au lecteur de situer quelques affleurements remarquables de la partie socle de la présente carte, ainsi que les coupes de référence dans les formations mésozoïques.

Pour ce qui concerne le volcanisme, nous renvoyons le lecteur à l'ouvrage « Ardèche », de la série de Guides géologiques (Aymes et Esteban, 2012), dont les itinéraires 4 et 5 offrent des descriptions complètes et bien illustrées des formations volcaniques ; respectivement du massif des Coirons et du Bas-Vivarais (Coupe d'Aizac).

### BIBLIOGRAPHIE

- AIT MALEK H. (1997) - Pétrologie-géochimie et géochronologie U-Pb d'associations acide-basiques : exemples du Sud-Est du Velay (Massif central français) et de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, INPL-Nancy, 268 p.
- AIT MALEK H., GASQUET D., MARIGNAC C., BERTRAND J.-M. (1995) - Des xénolites à corindon dans une vagnérite de l'Ardèche (Massif central français) : implications pour le métamorphisme ardéchois. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, IIa, p. 959-966.
- ALMÉRAS Y., ELMIS S. (1987) - Évolution des peuplements de brachiopodes en fonction de l'environnement dans le Lias ardéchois. *Cah. Inst. catho. Lyon, Sér. Sci.*, 1 : p. 21-56.
- ALMÉRAS Y., ELMIS S. (1996) - Le genre *Cymatorhynchia* BUCKMAN (Brachiopoda, Rhynchonellacea) dans le Bajocien-Bathonien de la bordure vivaro-cévenole (Bassin du sud-Est, France). Cadre stratigraphique et paléogéographique. *Beringeria*, 18 : p. 201-245.

- AMAT-CHANTOUX R. (1986) - Inventaire des indices thermo-minéraux du département de l'Ardèche. Sources de Vals-les-Bains. Rap. BRGM-DRIR, 86 SGN 338 RHA
- ARTHAUD F., MATTE P. (1977) - Late Palaeozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of right lateral shear zone between Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88, p. 1305-1320.
- ATROPS F. (1982) - La sous-famille des *Ataxioceratinae* (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, **83**, 463 p.
- ATROPS F. (1984) - Jurassique supérieur : Malm. Descriptions régionales ; Bordure cévenole, bordure ardéchoise et Languedoc méditerranéen ; Kimméridgien, Tithonique. In : R. Enay (Coord.), F. Atrops, Y. Bodeur et S. Elmi, S. Debrand-Passard, S. Courbouleix et M.-J. Lienhardt (eds), « Synthèse géologique du Sud-Est de la France », *Mém. BRGM*, **125** : p. 248-250.
- ATROPS F., ELMI S. (1984) - Jurassique supérieur : Malm. Descriptions régionales ; bordure cévenole, bordure ardéchoise et Languedoc méditerranéen ; Oxfordien. In : R. Enay (Coord.), F. Atrops, Y. Bodeur et S. Elmi ; S. Debrand-Passard, S. Courbouleix et M.-J. Lienhardt (eds), « Synthèse géologique du Sud-Est de la France », *Mém. BRGM*, **125** : p. 247-248.
- AUBAGUE M. (1961) - Rapport BRGM, A 1960, fiche indice division sud-ouest.
- AYMES M., ESTEBAN J.-P. (2002) - Ardèche. Guides géologiques, Omnisciences. BRGM éditeurs, 256 p.
- BACCONNIER L. (1924) - Le Coiron (Vivarais). *Revue de géographie alpine*, 12-2, p. 247-335.
- BAMBIER A., BERGER E.-T., MERGOIL J., VALADAS B., VEYRET Y., WEISBORD A. (1985) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de Burzet. BRGM, Orléans, 47 p.
- BARBEY P., MARIIGNAC C., MONTEL J.-M., MACAUDIÈRE J., GASQUET D., JABBORI J. (1999) - Cordierite growth textures and the condition of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay granite complex (Massif central, France). *J. Petrol.*, 40, p. 1425-1441.
- BARBEY P., MACAUDIÈRE J., MARIIGNAC C., JABBORI J. (2005) - Les concentrations à sillimanite du Sud Velay et l'évolution P-T-t finihercynienne dans le Massif central (France). *C. R. Géosciences*, 337, p. 872-879.

- BARBEY P., VILLAROS A., MARIGNAC C., MONTEL J.-M. (2014) - Multiphase melting, magma emplacement and P-T-time path in late-collisional context: the Velay example (Massif central, France). *Bulletin Société Géologique France*, sous presse.
- BATIAS P., DUTHOU J.-L. (1979) - Âge Viséen supérieur du granite porphyroïde de Vienne-Tournon (Massif central français). 7<sup>e</sup> RAST, Lyon, p. 34.
- BE MEZEME E. (2005) - Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne varisque française et implication géodynamique. Thèse Univ. Orléans, 249 p.
- BE MEZEME E., FAURE M., COCHERIE A., CHEN Y. (2005) - *In situ* chemical dating of tectonothermal events in the French Variscan Belt. *Terra Nova*, 17, p. 420-426.
- BE MEZEME E., FAURE M., CHEN Y., COCHERIE A., TALBOT J.-Y. (2006a) - Structural, AMS and geochronological study of a laccolith emplaced during Late Variscan orogenic extension: the Rocles pluton (SE French Massif central). *International Journal Earth Sciences* (Geologische Rundschau) doi 10.1007/s00531-006-0098-2.
- BE MEZEME E., COCHERIE A., FAURE M., LEGENDRE O., ROSSI Ph. (2006b) - Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif central, France. *Lithos*, 87, p. 276-288.
- BE MEZEME E., FAURE M., CHEN Y. *et al.* (2007) - Structural, AMS and geochronological study of a laccolith emplaced during Late Variscan orogenic extension: the Rocles pluton (SE French Massif central). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 2, p. 215-228.
- BERGER E. (1973) - Le volcanisme récent de l'Ardèche. Thèse, Orsay, 402 p.
- BERGER E. (1981) - Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif central français). Thèse d'État, Université de Paris-Sud, Orsay, 470 p.
- BERGER E. (2007) - Les jeunes volcans d'Ardèche. Eds. du Sud-Ouest.
- BERGER E., BROUSSE R., MAURY R.-C. (1975) - Âge récent ( $11\ 770 \pm 270$  B.P.) des dernières éruptions du Vivarais. *C. R. Acad. Sci., Paris*, série D, t. 280, p. 419-422.
- BERTUCAT M. (1956) - Étude géologique du Haut-Vivarais Occidental. DGP, Clermont-Ferrand, 47 p.
- BLÈS J.-L., BONIJOLY 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. (1987) - Ouverture et évolution structurale de quelques bassins houillers de directions orthogonales dans le Massif central français. *Ann. Soc. géol. Nord* CVI, p. 189-200.
- BONIJOLY D., PERRIN J., ROURE F., BERGERAT F., COUREL L., ELMIS S., MIGNOT A. (1996) - The Ardèche palaeomargin of the South-East Basin of France: Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Géologie profonde de la France Programme). *Mar. Petrol. Geol.*, 13 (6), p. 607-623.
- BOUCHOT V., LEDRU P., LEROUGE C., LESCUYER J.-L., MILESI J.-P. (2005) - Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: the French Massif central. *Ore Geology Reviews*, 27, p. 169-197.
- BOUILHOL P., LEYRELOUP A.-F., DELOR C., VAUCHEZ A., MONIÉ P. (2006) - Relationships between lower and upper crust tectonic during doming: the mylonitic southern edge of the Velay metamorphic core complex (Cévennes-French Massif Central). *Geodinamica Acta*, 19, p. 137-153.
- BOULE M. (1906) - L'âge des derniers volcans de France. *Bull. Soc. géogr.*, t. 13, n° 3, p. 177-195.
- BOULE M., DEPÉRET C., HAUG E., KILIAN W. (1909) - Notice explicative de la feuille Privas de la carte géologique de France. *Annales de l'Université de Grenoble*, 21 : p. 1-24.
- BOUT P. (1966) - Histoire géologique et morphogénèse du système Velay Sud-Est Boutières – Coiron. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2<sup>e</sup> sér., 8, 3, p. 225-252.
- BRIAND B., CHENEVOY M. (1979) - Carte géologique de France à 1/50 000, feuille de Lamastre, BRGM, Orléans.
- BRICHAU S., RESPAUT J.-P., MONIÉ P. (2008) - New age constraints on emplacement of the Cévenol granitoids, South French Massif central. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)* 97, p. 725-738.
- BROWN M. (2007) - Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *J. Geol.*, 194, p. 709-730.
- BRUGUIER O., BECQ-GIRAUDON J.-F., CHAMPENOIS M., DELOULE E., LUDDEN J., MANGIN D. (2003) - Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif central. *Chemical Geology*, 201, 3-4, p. 319-336.
- BURG J.-P., VANDERHAEGHE O. (1993) - Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif central). *Journal Structural Geology*, 15, p. 1293-1301.
- BUSNARDO R., ELMIS S. (1961) - Précisions sur l'âge des calcaires siliceux du Jurassique moyen de la région située entre Saint-Privat et Saint-Michel-de-Boulogne (Ardèche). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1961-1, p. 16-17.

- BUSNARDO R., LE HÉGARAT G. (1965) - Le stratotype du Berriasien, IV - Conclusions. Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, Septembre 1963). Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (éditions BGRM), 34, p. 25-33.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., FERNANDEZ A. (1981) - Âge westphalien du granite de Rocles (Cévennes, Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, II, 293, p. 957-960.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., DIDIER J. (1982) - Âges radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, II, 294, p. 135-138.
- CAMUS G., KIEFFER G. (1978a) - Preuves de déformations tectoniques affectant le massif volcanique des Coirons (Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, D, t. 286, p. 17-20.
- CAMUS G., KIEFFER G. (1978b) - Importance du phréatomagmatisme dans le volcanisme des Coirons (Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 286, p. 741-743.
- CECCA F. (1988) - Le Tithonique de la bordure ardéchoise dans la région du stratotype de l'Ardescien : étude stratigraphique et paléontologique. Thèse doct. univ. Lyon 1, 272 p. (inédit).
- CECCA F., ENAY R., LE HÉGARAT G. (1989a) - L'Ardescien (Tithonique supérieur) de la région stratotypique : séries de référence et faunes (Ammonites, Calpionelles) de la bordure ardéchoise. *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, **107**, 115 p.
- CECCA F., ENAY R., LE HÉGARAT G. (1989b) - The Tithonian of Ardèche (South-East France): new stratigraphical data and revision of the type-section of « Ardescian » (TOUCAS, 1890). *Newslet. Stratigr.*, **20** (3), p. 115-129.
- CHAUVET A., VOLLAND-TUDURI N., LEROUGE *et al.* (2012) - Geochronological and geochemical characterization of magmatic-hydrothermal events within the Southern Variscan external domain (Cevennes area, France). *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1, p. 69-86.
- CHENEVOY M., ELMIS S., LORENCHET DE MONTJAMONT M., COMBIER J., MICHEL R. (1977) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Crest (842). Orléans, BRGM, 41 p. Carte géol. France par Lorenchet de Montjamont M. (coord.), Ballezio R., Chenevoy M., Elmi S., Gros J.-J., Pascal M., Truc G. (1976).
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1968) - Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotite dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bulletin Société Géologique France* (7), X, p. 613-617.
- CLARK C., FITZSIMMONS I.-C.-W., HEALY D. (2011) - How does the continental crust get really hot ? *Elements* 7, p. 235-240.

- COCHERIE A., BE MEZEME E.-B., LEGENDRE O. *et al.* (2005) - Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. *American Mineralogist*, 90, 4, p. 607-618.
- COSTA S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 391 p.
- COUTURIÉ J.-P., CAEN-VACHETTE M. (1979) - Âge Namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, p. 449-452.
- COUREL L. (Coord.) (1984) - Trias. In S. Debrand-Passard *et al.* (éds) : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, n° 125, p. 61-118.
- COUREL L., DEMATHIEU G. (1976) - Une ichnofaune reptilienne remarquable dans les grès triasiques de Largentièrre (Ardèche, France). *Sonder-Abdruck aus Paleontographia*, A, 151, Stuttgart, 4-6, p. 195-216.
- COUZINIE S., MOYEN J.-F., VILLAROS A., PAQUETTE J.-L., SCARROW J.-H., MARGNAC C. (2013) - Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of teh Variscan crust in the southern part of teh Velay complex (Massif central, France). *J. Geosci.*, doi: 10.3190/jgeosci.
- CULA L. (1987) - Les grès de la série inférieure du Trias ardéchois : essai de dynamique sédimentaire, environnements fluviatiles à sursalés. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon, 264 p.
- DEMATHIEU G. (1977) - La paléontologie des Vertébrés. Développement récent et rôle dans la stratigraphie du Trias. *Bull. BRGM*, Fr, (2), section IV, n° 3, p. 269-278.
- DEMATHIEU G., SAMAMA J.-C. (1968) - Les empreintes de pas fossiles des grès triasiques de la mine de Largentièrre (Ardèche). *Bull. Sci. Bourgogne*, Dijon, 25, p. 347-365.
- DEN BOER C. (1957) - Étude géologique et paléomagnétique des montagnes du Coiron. *Meded. Het. Miner. Géol. Inst. Utrecht*, n° 1, 63 p.
- DESROUSSEAU J. (1938) - Bassins houillers et lignitifères de France. Paris : Impr. nationale, 1 vol., 391 p.
- DIDIER J. (1963) - Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français.
- DIDIER A., BOSSE V., BOULVAIS P., BOULOTON J., PAQUETTE J.-L., MONTEL J.-M., DEVIDAL J.-L. (2013) - Disturbance versus preservation of U-Th-Pb ages in monazite during fluid-rock interaction: textural, chemical and isotopic in situ study in microgranites (Velay Dome, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, p. 1051-1072.

- DONZE P., LE HÉGARAT G. (1965) - Les dépôts de la limite Berriasien-Valanginien dans le stratotype du Berriasien à Berrias (Ardèche) et dans la région avoisinante. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 260, p. 3707-3709.
- DOUBINGER J., ADLOFF C. (1977) - Études palynologiques dans le Trias de la bordure sud-est du Massif central français (bassin de Largentière, Ardèche). *Sci. Géol. Bull.*, 39, 1, p. 59-74.
- DROMART G. (1986) - Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Téthys nord-occidentale et de l'Atlantique central : genèse, paléoenvironnements et géodynamique associée. Thèse doct. univ. Lyon 1, 147 p. (inédit).
- DROMART G. (1989) - Deep-water microbial biostromes depositional sequences and sea-level fluctuations: the Upper Jurassic of the western Subalpine margin (SE France). In: P. Cotillon & S. Ferry (eds), "Mesozoic eustacy record on Western Tethian margin". *Assoc. Sedimentologistes fr., publ. spéc.*, 11, p. 25-26.
- DROMART G., ATROPS F. (1988) - Valeur stratigraphique des biomicrofaciès pélagiques dans le Jurassique supérieur de la Téthys occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, sér. II, p. 1365-1371.
- DROMART G., FERRY S., ATROPS F. (1993) - Alloctonous deep-water carbonates and relative sea-level changes: the Upper Jurassic-Berriasian of south-east France. In: H. Posamentier, C. Summerhayes, B.-U. Haq & G.-P. Allen (eds.), "Sequence stratigraphy and facies associations". *Intern. Assoc. Sedimentologists, Spec. Pub.*, 18, p. 295-305.
- DUPRAZ J. (1986) - Le batholite du Velay et son encaissant métamorphique et plutonique (Massif central français): structure d'ensemble et évolution géologique. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 302, p. 461-466.
- DUPRAZ J., DIDIER J. (1988) - Le complexe anatectique du Velay : structure d'ensemble et évolution géologique. *Géologie de la France*, 4, p. 73-87.
- EBRAY T. (1864) - Stratigraphie des terrains jurassiques du département de l'Ardèche et en particulier des minerais de fer de La Voulte et Privas. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2<sup>e</sup> sér., 21 : p. 363-382.
- EHRlich A. (1966) - Contribution à l'étude des gisements volcano-lacustres à diatomées de la région de Rochessauve et de Saint-Bauzile (Ardèche). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), VIII, p. 311-321.
- EL MOURAOUAH A. (1986) - Paléogénèse du granite du Velay autour de la diorite du Peyron (Burzet, Ardèche, MCF), approche pétrographique et géochimique de la genèse des granites tardimigmatitiques. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 183 p.
- ELMI S. (1961) - Les marnes du Jurassique moyen et l'Argovien entre Aubenas et le col de l'Escrinet (Ardèche). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, (1961) 4, 103 p.

- ELMI S. (1964a) - Le Domérien de la région d'Aubenas. Actes du 89<sup>e</sup> congr. soc. sav. Lyon, p. 63-71.
- ELMI S. (1964b) - Découverte de la faune à *pleuroceras* dans les calcaies a belemnites et a brachiopodes de l'Ardèche. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, **258**, p. 1862-1863.
- ELMI S. (1967) - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Thèse, *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, **19** (1, 2, 3), 845 p.
- ELMI S. (1984a) - Jurassique inférieur : Lias. Descriptions régionales ; bordure vivaro-cévenole. *In* : R. Mouterde (coord.), S. Debrand-Passard, S. Courbouleix et M.-J. Lienhardt (eds), « Synthèse géologique du Sud-Est de la France », *Mém. BRGM*, **125**, p. 143-146.
- ELMI S. (1984b) - Jurassique moyen : Dogger. Descriptions régionales ; bordure vivaro-cévenole *s.l.* *In* : S. Elmi (coord.), S. Debrand-Passard, S. Courbouleix et M.-J. Lienhardt (eds), « Synthèse géologique du Sud-Est de la France », *Mém. BRGM*, **125**, p. 207-211.
- ELMI S. (2005) - L'Hettangien à l'exemple du Sud-Est de la France. Eustatisme et contrôle tectonique régional. *In* : M. Hanzo (coord.), L'Hettangien à Hettange : de la science au patrimoine, 1-3 avril 2005, colloque, Hettange-Grande. Université Henri Poincaré Nancy, Muséum national d'Histoire naturelle de Luxembourg, Réserve Naturelle Nationale d'Hettange-Grande (Édit.), p. 89-94.
- ELMI S., MOUTERDE R. (1964) - Précisions sur deux affleurements jurassiques à l'Ouest de Crussol : les Ollières et Vemoux. 89<sup>e</sup> Congr. Soc. savantes, Lyon, p. 73-81.
- ELMI S., MOUTERDE R. (1965) - Le lias inférieur et moyen entre Aubenas et Privas (Ardèche). *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, n.s. **12**, p. 143-246.
- ELMI S. (1967) - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. *Doc. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 19, 3 fasc. 845 p.
- ELMI S., MOUTERDE R. (1984) - Jurassique inférieur : Lias. Parastratotype de l'Hettangien (Saint-Julien-du-Serre, environs d'Aubenas, Ardèche) et coupes complémentaires. *In* : R. Mouterde (coord.), S. Debrand-Passard, S. Courbouleix et M.-J. Lienhardt (eds), « Synthèse géologique du Sud-Est de la France », *Mém. BRGM*, **125**, p. 121-123.
- ELMI S., FEYS R., SAMAMA J.-C., WEISBROD A. (1975) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Largentière (864). Orléans, BRGM, 19 p. Carte géol. France par Elmi S., Feys R., Samama J.-C., Weisbrod A. (1974).
- ELMI S., MOUTERDE R., RUGET C., ALMÉRAS Y., NAUD G. (1987) - Le jurassique inférieur du bas Vivarais (Sud-Est de la France). *Cah. Inst. catho. Lyon, sér. sci.*, **1**, p. 163-189.

- ELMI S., BROUDER P., BERGER G., GRAS H., BUSNARDO R., BÉRARD P., VAUTRELLE C. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Bessèges (888). Orléans, BRGM, 115 p. Carte géol. France par Berger G., Elmi S., Brouder P., Gras H., Arène J., Bigot M., Frère I., Spy-Anderson F.-L., Alabouvette B., Brière M., Debrand-Passard S., Boltenhagen C., Ternet Y. & Ménillet F. (1988).
- ELMI S., CASSEL Y., ALMÉRAS Y., DROMART G. (1993a) - Le Jurassique de la bordure vivaro-cévenole entre Saint-Ambroix et La Voulte-sur-Rhône. Présentation générale. Groupe Français d'Étude du Jurassique, Livret-guide. Univ. Claude Bernard, Lyon 1, Institut TOAE, Centre Sci. Terre, 31 p. (inédit).
- ELMI S., CASSEL Y., MARCHAND D., DROMART G., OLIVERO D. (1993b) - Le Jurassique de la bordure vivaro-cévenole entre Saint-Ambroix et La Voulte-sur-Rhône. Itinéraire. Groupe Français d'Étude du Jurassique, Livret-guide. Univ. Claude Bernard, Lyon 1, Institut TOAE, Centre Sci. Terre, 19 p. (inédit).
- ELMI S., BUSNARDO R., CLAVEL B., CAMUS G., KIEFFER G., BÉRARD P., MICHAËLY B. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Aubenas (865). Orléans, BRGM, 170 p. Carte géol. France par Kerrien Y. (coord.), Elmi S., Busnardo R., Camus G., Kieffer G., Moinereau J., Weisbrod A. (1989).
- ELMI S., BUSNARDO R., CLAVEL B., CAMUS G., KIEFFER G., BÉRARD P., MICHAËLY B. (1996) - Notice explicative de la feuille Aubenas (865) à 1/50 000. Eds BRGM, 170 p.
- ENAY R. (1984) - Jurassique supérieur : Malm. Généralités. *In* : Debrand-Passard S., *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 125, p. 224-237.
- ENAY R., GEYSSAN J. (1975) - Faunes d'ammonites du Tithonique des chaînes bétiques (Espagne méridionale). *In* : Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon, Neuchâtel, *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et minières*, 86, p. 39-55.
- FABRE G. (1894) - Stratigraphie des petits causses entre Gévaudan et Vivarais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., **21**, p. 640-674.
- FAUCONNIER D., COURTINAT B., GARDIN S., LACHKAR G., RAUSCHER R. (1996) - Biostratigraphy of Jurassic and Triassic successions in the Balazuc-1 borehole (GPF Programme). Stratigraphic setting inferred from dinoflagellate cysts, pollen, spores and calcareous nannofossils. *Mar. Petrol. Geol.*, 13, 6, p. 707-724.
- FAUJAS DE SAINT FOND B. (1778) - Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay. Grenoble.

- FAURE M., CHARONNAT X., CHAUVET A., CHEN Y., TALBOT J.-Y., MARTELET G., COURRIOUX G., MONIE P., MILÉSI J.-P. (2001). Tectonic evolution of the Cévennes para-autochthonous domain of the Hercynian French Massif central and its bearing on ore deposits formation. *Bulletin Société Géologique France*, 172, p. 687-696.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - Polycyclic evolution of the Hercynian belt. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168, 6, p. 695-705.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif central. *C. R. Geosciences*, 341, p. 202-213.
- FINELLE J.-C. (1981) - Contribution à l'étude du Trias de la bordure sous-cévenole : stratigraphie, sédimentologie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon, 241 p.
- FLANDRIN J., SCHAER J.-P., ENAY R., REMANE J., RIO M., KUBLER B., LE HÉGARAT G., MOUTERDE R., THIEULOY J.-P. (comité d'organisation) (1975) - Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon, Neuchâtel, Septembre 1973), VIII - Discussion générale préliminaire au dépôt des motions. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et minières*, 86, p. 385-393.
- FRAIN DE LA GAULAYRIE P.-S. (1973) - Le volcanisme du massif du Coiron, Ardèche. Inédit, 26 p.
- GALBRUN B. (1985) - Magnetostratigraphy of the Berriasian stratotype section (Berrias, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 74, p. 130-136.
- GALBRUN B., RASPLUS L., LE HÉGARAT G. (1986) - Données nouvelles sur le stratotype du Berriasien : corrélations entre magnétostratigraphie et biostratigraphie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, p. 575-584.
- GAUBERT C. (1984) - Le Trias de la bordure ardéchoise (Lithostratigraphie, chronologie, corrélations). DEA, Dijon, 80 p.
- GRANGEON P. (1960) - Contribution à l'étude des terrains tertiaires, de la tectonique et du volcanisme du Massif du Coiron. *Trav. Labo. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 36, p. 143-284.
- GOËR (DE) DE HERVÉ *et al.* (1991) -
- Harrison T.-M., McKeegan K.-D., Lefort P. (1995) - Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by <sup>208</sup>Pb/<sup>232</sup>Th ion microprobe dating: crystallization age and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, p. 271-282.
- HAUG E. (1911) - Traité de géologie - II. Les périodes géologiques, fasc. 2, Jurassique et Crétacé. A. Colin édit., Paris, p. 929-1396.
- HOEDEMAEKER P.-J. (1981) - The Jurassic-Cretaceous boundary near Miravites (Caravaca, SE Spain); Arguments for its position at the base of the Occitanica Zone. *Cuadernos de Geología*, 10 (1979), p. 235-247.

- HOEDEMAEKER P.-J. (1982) - Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian, and lower Valanginian along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain). *Scripta geologica*, 65, p. 1-81.
- HOEDEMAEKER P.-J. (1996) - The Berriasien stage: a review. *Géologie Alpine* H.S., 20, p. 5-14.
- HOEDEMAEKER P.-J., HERNGREEN G.-F.-W. (2003) - Correlation of Tethyan and Boreal Berriasian-Barremian strata with emphasis on strata in the subsurface of the Netherlands. *Cretaceous Research*, 24, p. 253-275.
- HOEDEMAEKER P.-J., BULOT L., (reporters) *et al.* (17 other authors) (1990) - Preliminary Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region. *Géologie Alpine*, 66, p. 123-127.
- HOEDEMAEKER P.-J., COMPANY M. (reporters) *et al.* (16 other authors) (1993) - Ammonites zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlation within IGCP Project 262. *Revista Espanola de Paleontologia*, 8, p. 117-120.
- HOEDEMAEKER P.-J., REBOULET S. (reporters) *et al.* (16 other authors) (2003) - Report on the First International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research*, 24, p. 89-94 and 805 (Erratum).
- JABBORI J. (1995) - Étude pétrographique et structurale des migmatites de la bordure sud-est du dôme anatectique du Velay. Thèse INPL, 248 p. et annexes.
- JABBORI J., BARBEY P., MACAUDIÈRE J., MARIGNAC C. (1994) - Pérennité de structures compressives lors de l'évolution rétrograde de la bordure sud du dôme du Velay (Massif central français). *15<sup>e</sup> RST, Nancy*, 1994, 96 p.
- JAMIESON R.-A., UUNSWORTH M.-J., HARRIS N.-B.-W., ROSENBERG C.-L., SCHULMANN (2011) - Crustal melting and the flow of mountains. *Elements* 7, p. 253-260.
- JAN DU CHÊNE R., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., DECONINCK J.-F., EMMANUEL L., GARDIN S., GORIN G., MANIVIT H., MONTEIL E., RAYNAUD J.-F., RENARD M., STEFFE D., STEINHAUSER N., STRASSER A., STROHMENGER C., VAIL P.-R. (1993) - Sequence-stratigraphic interpretation of Upper Tithonian-Berriasian reference sections in South-East France: a multidisciplinary approach. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 17, p. 151-181.
- JENATIN M. (1974) - Les sources minérales carbogazeuses de la Haute-Ardèche. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Grenoble, 220 p.
- JEANTIN M. (1979) - Fichier des sources minérales du bassin supérieur de l'Ardèche. rapp. BRGM, 79 SGN 462 AUV.
- JEREMINE E. (1927) - *Bull. volcanol., Ital.*, XI-XII, p. 93-108.

- KILIAN W. (1907) - *Lethaea geognostica*. Teil II: das Mesozoicum. Band 3: *Kreide*. Schweizerbart edit., Stuttgart, 1<sup>re</sup> livraison, p. 1-398.
- LAGARDE J.-L., DALLAIN C., LEDRU P., COURRIOUX G. (1994) - Strain patterns within the late Variscan granitic dome of Velay, French Massif central. *J. Struct. Geol.*, 16, p. 839-852.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., CHEILLETZ A., MACAUDIÈRE J. (1991) - Relations entre tectoniques superposées, migmatisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 937-944.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., KISTER P. (2010) - Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bulletin Société Géologique France*, 181, p. 411-428.
- LE HÉGARAT G. (1965) - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé en Ardèche. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 261, p. 1882-1885.
- LE HÉGARAT G. (1973) - Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, 149 (1-2), 576 p.
- LE HÉGARAT G., FERRY S. (1990) - Le Berriasien d'Angles (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geobios*, 23, p. 369-373.
- LE HÉGARAT G., RÉMANE J. (1968) - Tithonique supérieur et Bériasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélations des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios*, 1, p. 7-70.
- LEDoux C. (1868) - Étude sur les terrains triasiques et jurassiques et les gisements de fer du département de l'Ardèche. Paris, Savy, libr. *Soc. géol. de France*.
- LEDoux E., XIAO H. (2012) - Caractérisation hydrodynamique et hydrochimique du gisement hydrominéral de Vals-les-Bains. Analyse de l'influence de modifications de l'occupation du sol. Rapport technique ARMINES n° R120826 EL, Centre de Géosciences, Mines Paris Tech, Fontainebleau, France, 47 p.
- LEDRU P., AUGTRAN A., SANTALLIER D. (1994a) - Lithostratigraphy of Variscan terranes in the French Massif central: a basis for paleogeographical reconstructions. In: Keppie J.-D. (ed) *Pre-mesozoic geology in France and related areas*. Springer Verlag Berlin Heidelberg, p. 276-288.
- LEDRU P., COSTA S., ECHTLER H. (1994b) - The Massif Central: Structure. In: Keppie J.-D. (ed) *Pre-mesozoic geology in France and related areas*. Springer Verlag Berlin Heidelberg, p. 305-323.
- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C., LARDEAUX J.-M., MONTEL J.-M., VANDERHAEGHE O., VITTEL G. (2001) - The Velay dome (French Massif central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, 342, p. 207-237.

- LEROUGE G., QUENARDEL J.-M. (1988) - Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le Nord-Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. France* (8), IV, p. 831-838.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., CHEILLETZ A., MACAUDIÈRE J. (1991) - Relations entre tectoniques superposées, migmatisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 937-944.
- MACAUDIÈRE J., MARIGNAC C., WEISBROD A. (1987) - Mise en évidence de structures synchisteuses mégascopiques dans la catazone des Cévennes médianes (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, II, p. 1195-1199.
- MACAUDIÈRE J., BARBEY P., JABBORI J., MARIGNAC Ch. (1992) - Le stade initial de fusion dans le développement des dômes anatectiques : le dôme du Velay (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, p. 1761-1767.
- MALAVIEILLE J., GUILHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.-M., GARDIEN V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif central: Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Étienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MARIGNAC C., LEROY J., MACAUDIÈRE J., PICHAVANT M., WEISBROD A. (1980) - Évolution tectono-métamorphique d'un segment de l'orogène hercynien : les Cévennes médianes, Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, D, p. 605-608.
- MARTIN D. (1984) - Modalités de la transgression rhéto-hettangienne sur la bordure vivaro-cévenole dans le sous-bassin d'Aubenas (Ardèche) : étude sédimentologique et séquentielle, paléoécologie, paléogéographie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon 1, 157 p. (inédit).
- MARZARI PENCATI G. (1806) - Corsa pel bacino del Rodano contiene la Orittografia del Monte Coiron situato nella dianzi Provincia Vivarese. *Vicence*, in 8°, 174 p.
- MATTE P. (2007) - Variscan thrust nappes, detachments, and strike-slip faults in the Massif Central: Interpretation of the lineations. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 200, p. 391-402.
- MAZENOT G. (1939) - Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du sud-est de la France. *Mémoire de la Société Géologique de France N.S.*, 41, 303 p.
- MELLETON J., COCHERIE A., FAURE M., ROSSI Ph. (2010) - Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif central: U-Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Research*, 17, 1.
- MERGOIL J., BOIVIN P. avec la collaboration de BLÈS J.-L., CANTAGREL J.-M., TURLAND M. (1993) - Le Velay. Son volcanisme et les formations associées. Notice de la carte à 1/100 000. *Géologie de la France*, 3, p. 3-96.

- MIALHE J. (1980) - Le massif granitique de la Borne (Cévennes). Étude pétrographique, géochimique, géochronologique et structurale. Thèse doctorat 3<sup>e</sup> cycle, Université Clermont II, 130 p.
- MITARD A.-E. (1927) - Le bassin houiller de Lalevade d'Ardèche. *Rev. géogr. alpine*, T5, n° 2, p. 278-303.
- MOINEREAU J. (1965) - Sur des niveaux d'altos fossilisés par le basalte du plateau des Coirons en Ardèche. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 260, p. 3437-3440.
- MONTEL J.-M., ABDELGHAFAR R. (1993) - Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France* 1, p. 15-28.
- MONTEL J.-M., WEBER C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1986) - Thermobarométrie du domaine anatectique du Velay (Massif central français) et conditions de genèse des granites tardimigmatitiques. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 302, p. 647-652.
- MONTEL J.-M., DIDIER J., PICHAVANT M. (1991) - Surmicaceous enclaves in intrusive granites. In: Barbarin B., Didier J. (eds), *Enclaves and granite petrogenesis*, p. 509-528.
- MONTEL J.-M., MARIGNAC C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1992) - Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P high-T Velay anatectic dome (French Massif central). *J. Metam. Geology*, 10, p. 1-15.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.-P., LEDRU P., MARIGNAC C. (1997) - U-Pb chronology of accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif central). *Eur. J. Mineral.*, 9, p. 141-156.
- NAJOU K., LEYRELOUP A.-F., MONIÉ P. (2000) - Conditions et âges <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif central français : exemple des granodiorites de Saint-Guiral et du Liron (Cévennes, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 171, p. 495-510.
- NAJOU K., RAKIB A., LEYRELOUP A., MONIÉ P. (1997) - Zoneography of regional metamorphism, granite emplacement and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology in the western Cévennes (southern Massif central, France). In: Abstracts EUG IX, p. 505.
- NAUD G. (1971) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du massif des Coirons (partie occidentale) Ardèche. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Montpellier, 153 p.
- NAUD G. (1987) - Au sujet d'une hypothétique tectonique tertiaire ou syn- et post-volcanique dans le massif des Coirons (Ardèche, France). *Bull. Soc. géol. Ardèche*, n° 98, p. 17-20.
- NAUD G. (2013) - Le Coiron, un pays d'eau et de feu. In « *Pays d'Ardèche : Le Coiron* ». Édit. Mém. d'Ardèche et Temps Présent, p. 31-69, 28 ill., biblio.

- OGG J.-G., AGTERBERG F.-P., GRADSTEIN F.-M., (2004) - The Cretaceous Period. *In*: Gradstein F.-M., Ogg J.-G., Smith A.-G. (eds), A Geologic Time Scale 2004, p. 344-383.
- OGG G.-O., OGG G., GRADSTEIN F.-M. (2008) - The Concise Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 177 p.
- OGG J.-G., HINNOV L.-A., HUANG C. (2012) - Cretaceous. *In*: Gradstein F.-M., Ogg J.-G., Schmitz M.-D., Ogg G.-B. (eds), The Geologic Time Scale 2012, vol. 2, p. 793-853.
- OLIVERO D. (1993) - La trace fossile *Zoophycos* dans le Jurassique du Sud-Est de la France. Signification paléoenvironnementale. *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, 129, 329 p.
- PALM Q.-A. (1957) - Les roches cristallines des Cévennes médianes à hauteur de Largentière (Ardèche, France). PhD thesis, Univ. Utrecht, *Geologia Ultraiectinia*, 3, 121 p.
- PINET-VIGOT M. (1966) - Sur l'existence d'un niveau à andalousite nettement individualisé dans les formations cristallophylliennes de la région de Touloud-Saint-Cierge-la-Serre (Ardèche). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, p. 216-219.
- POLI E. (1998) - Stratigraphie séquentielle haute-Résolution, modèles de dépôt et géométrie 2D-3D des séquences triasiques de la marge téthysienne ardéchoise. *Doc. BRGM*, 277, 305 p.
- R'KHA CHAHAM K. (1989) - Étude pétrologique et structurale de l'ensemble orthogneissique de l'arc de Fix. École des Mines de Fontainebleau, 183 p.
- RAZIN P., BONIJOLY D., LE STRAT P., COUREL L., POLI E., DROMART G., ELMI S. (1996) - Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during Triassic and Jurassic, Ardèche, France. *Mar. Petrol. Geol.*, 3, 6, p. 625-652.
- REBOULET S. (1996) - L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du bassin vocontien et de la plate-forme provençale (Sud-Est de la France) : relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 137 (1995), 371 p.
- REBOULET S., RAWSON P.-F., MORENO-BEDMAR J.-A. (reporters) *et al.* (20 co-authors) (2011) - Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Research*, 32, p. 786-793.
- RESPAUT J.-P. (1984) - Geochronologie et géochimie isotopique U-Pb de la minéralisation uranifère de la mine des Pierres-Plantées (Lozère) et de son encaissant : le massif granitique de la Margeride. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Montpellier, 122 p.
- ROMAN F. (1935) - La faune des minerais de fer des environs de Privas. *Trav. Lab. géol. Lyon*, 27, 52 p.

- ROMAN F. (1939) - Notice de la feuille Privas à 1/80 000 (2<sup>e</sup> édition). Paris, Service de la Carte Géologique de la France.
- ROMAN F. (1950) - Le bas Vivarais. *Actual. Sci. Industr.*, Hermann (Édit), Paris, 150 p.
- ROMAN F., BRUN P. de (1924) - Étude sur le Callovien de la vallée du Rhône. II Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône. *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, **5**, 128 p.
- ROMAN F., MAZENOT G. (1937) - Découverte d'une faune pyriteuse d'âge tithonique supérieur aux environs de Chomérac (Ardèche). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, p. 179-186.
- ROSSI P., COCHERIE A., FANNING C.-M., DELOULE E. (2006) - Variscan to Eo-Alpine events recorded in European lower crust and zircons sampled from the French Massif central and Corsica (France). *Lithos*, **87**, p. 235-260.
- SAWYER E.-W., CESARE B., BROWN M. (2011) - When the continental crust melts. *Elements* **7**, p. 229-234.
- SAYN G., ROMAN F. (1928) - Études sur le Callovien de la vallée du Rhône. II - Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de La Voulte-sur-Rhône. *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, **13**, 165 p.
- SAYN G., ROMAN F. (1930) - Études sur le Callovien de la vallée du Rhône. II - Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de La Voulte-sur-Rhône, 2<sup>e</sup> fasc. *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, **14**, p. 166-256.
- SOULAVIE J.-L. (dit Giraud) (1780) - « Géographie de la Nature » ou « Distribution naturelle des trois règnes sur la surface de la terre ». Hôtel de Venise, 16 p., 1 carte.
- SOULAVIE J.-L. (dit Giraud) (1780-1784) - Histoire naturelle de la France méridionale. 8 vol. in 8°, Nîmes.
- SPY-ANDERSON (1980) - La bordure vivaro-cévenole dans la région des Vans (Ardèche). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 158 p.
- TALBOT J.-Y., FAURE M., CHEN Y., MARTELET G. (2005) - Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *J. Struct. Geol.*, **27**, 9, p. 1610-1629.
- TOTOU F. (1981) - Utilisation des analyses chimico-minéralogiques et microstructurales dans la reconstitution des événements tectono-métamorphiques des formations polycycliques. Exemple du Vivarais cristallin, Ardèche, France. Thèse Doctorat 3<sup>e</sup> cycle, INPL-Nancy, 177 p.
- TOTOU S.-F., MACAUDIÈRE J. (1984) - Complex synkinematic and postkinematic garnet porphyroblast growth in polymetamorphic rocks. *Journal Structural Geology*, **6**, p. 669-677.

- TOUCAS A. (1888) - Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de la vallée du Rhône. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 16, p. 903-927.
- TOUCAS A. (1889) - Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur de l'Ardèche. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17, p. 729-742.
- TOUCAS A. (1890) - Étude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18, p. 560-629.
- VANDERHAEGHE O., TEYSSIER C. (2001) - Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, 342, p. 451-472.
- VELDE D., FRAIN DE LA GAULAYRIE P.-S. (1974) - Nature et composition chimique des laves des Coirons (Ardèche). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 97, p. 450-464.
- VIGOT M. (1965) - Étude des formations cristallophylliennes et des gîtes métallifères du socle et de la couverture dans la région de Saint-Cierge-la-Serre-privas (Ardèche). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Fac. Sci. Univ. Paris, 101 p.
- VITEL G. (1988) - Le granite du Gouffre d'Enfer (Massif central français). Pétrologie d'un marqueur tectonique varisque. *Bull. Soc. géol. France*, 4, 6, p. 907-915.
- WEISBROD A. (1967) - Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes (Massif central français). *Sciences de la Terre, Nancy*, 12, p. 301-344.
- WEISBROD A. (1974) - Notice de la feuille Largentière au 1/50 000. Description des terrains, Terrains métamorphiques, migmatites et granites, p. 2-9.
- WEISBROD A., PICHAVANT M., MARIGNAC C., MACAUDIÈRE J., LEROY J. (1980) - Relations structurales et chronologiques entre le magmatisme basique, les granitisations et l'évolution tectono-métamorphique tardi-hercynienne dans les Cévennes médianes, Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, D, p. 665-668.
- XIAO H. (2013) - Caractérisation hydrodynamique et hydrochimique du gisement hydrominéral de Vals-les-Bains. Univ. Montpellier, Master 2, 34 p.
- YEGOYAN V.-L. (1975) - Tithonian and Berriasian boundary is the boundary between the Jurassic and Cretaceous Systems. In: Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon, Neuchâtel, Septembre 1973). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et minières*, 86, p. 363-369.
- ZAKHAROV V.-A., BOWN P., RAWSON P.-F. (1996) - The Berriasian Stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, sciences de la Terre*, 66-suppl., p. 7-10.

*DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique « Rhône-Alpes » (151, bd Stalingrad, 69100 VILLEURBANNE) soit au BRGM à la Maison de la Géologie (77, rue Claude-Bernard, 75005 PARIS), soit par internet sur le site Infoterre du BRGM ([www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)).

**AUTEURS**

L'intervention des différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

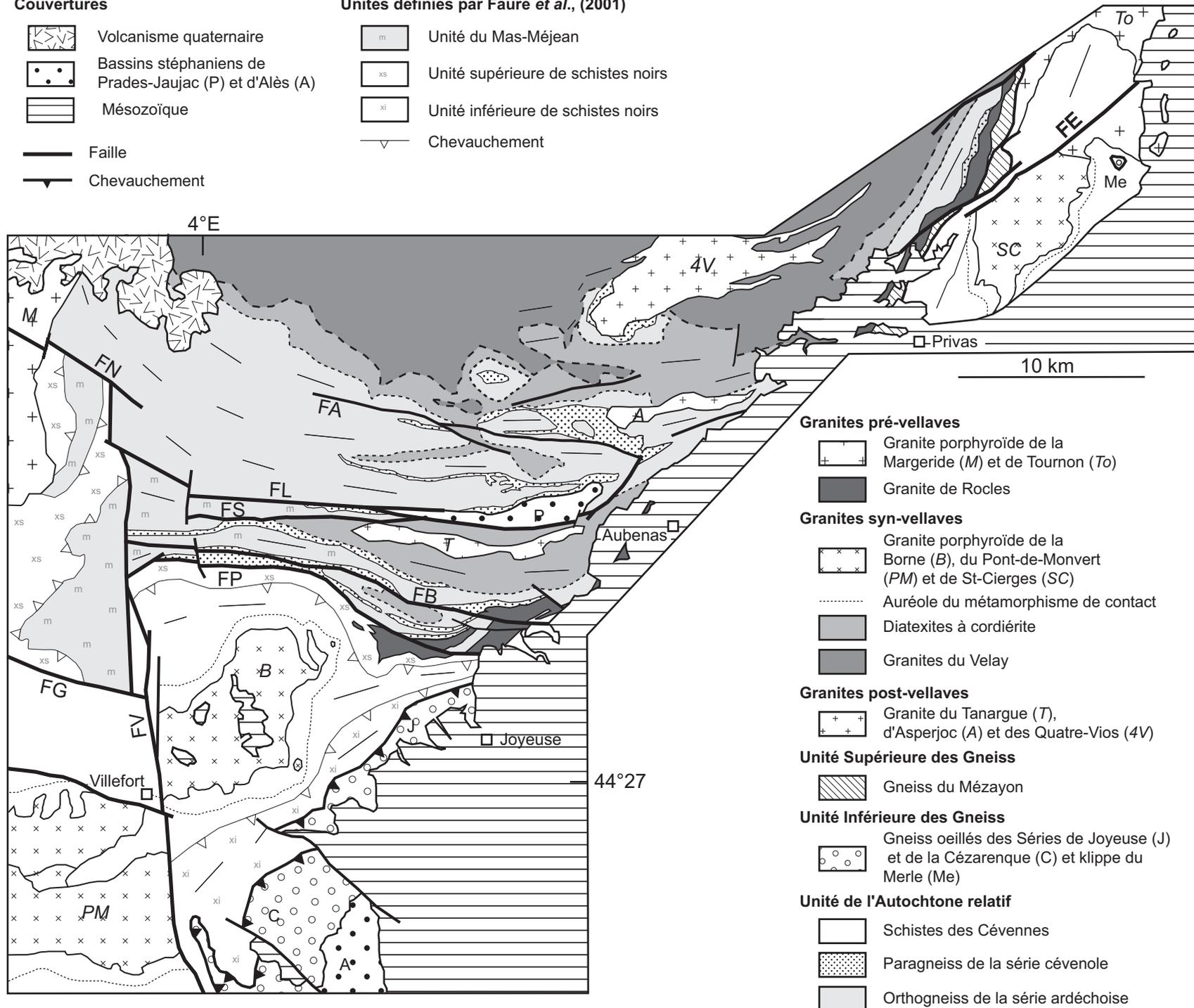
- Présentation générale : C. MARIGNAC ;
- Formations du socle : C. MARIGNAC ;
- Formations du Trias : J. ROGER ;
- Formations jurassiques : J. THIERRY ;
- Formations crétacées : S. REBOULET ;
- Formations volcaniques : J. DAGAIN et G. NAUD ;
- Hydrogéologie : G. NAUD ;
- Substances utiles : Y. VERNHET.

### Couvertures

-  Volcanisme quaternaire
-  Bassins stéphaniens de Prades-Jaujac (P) et d'Alès (A)
-  Mésozoïque
-  Faille
-  Chevauchement

### Unités définies par Faure et al., (2001)

-  Unité du Mas-Méjean
-  Unité supérieure de schistes noirs
-  Unité inférieure de schistes noirs
-  Chevauchement



### Granites pré-vellaves

-  Granite porphyroïde de la Margeride (M) et de Tournon (To)
-  Granite de Rocles

### Granites syn-vellaves

-  Granite porphyroïde de la Borne (B), du Pont-de-Monvert (PM) et de St-Cierges (SC)
-  Auréole du métamorphisme de contact
-  Diatexites à cordiérite
-  Granites du Velay

### Granites post-vellaves

-  Granite du Tanargue (T), d'Asperjoc (A) et des Quatre-Vios (4V)

### Unité Supérieure des Gneiss

-  Gneiss du Mézayon

### Unité Inférieure des Gneiss

-  Gneiss oeilés des Séries de Joyeuse (J) et de la Cézenrenque (C) et klippe du Merle (Me)

### Unité de l'Autochtone relatif

-  Schistes des Cévennes
-  Paragneiss de la série cévenole
-  Orthogneiss de la série ardéchoise

Fig. 2 - Carte géologique simplifiée des Cévennes médianes (d'après Weisbrod, 1967 ; Faure et al., 2001 ; Ledru et al., 2001 et les travaux relatifs à la présente notice). Failles : FA faille de l'Ardèche ; FB faille de la Beaume ; FE faille de l'Eyrieux ; FG faille du Goulet ; FL faille du Lignon (faille de Prades de Faure et al., 2001) ; FN faille de Naussac ; FP faille du Pioule ; FS faille de La Souche ; FV faille de Villefort (à l'Est de la faille de Prades de Faure et al., 2001) ; les noms de faille attribués par Weisbrod (1967) ont été préférés. À l'Ouest d'Aubenas et à l'Est de la faille de Villefort, on distingue l'Unité inférieure des gneiss (orthogneiss épizonaux de Joyeuse et de la Cézenrenque, et schistes associés) et un Autochtone relatif, avec les Schistes des Cévennes (épizone à mésozone), prolongés dans la catazone par les paragneiss de la série cévenole, qui surmontent les orthogneiss de la série ardéchoise. À l'Ouest de la faille de Villefort, Faure et al. (2001) considèrent une Unité du Mas-Méjean, constituée d'orthogneiss, chevauchant une Unité des Schistes Noirs

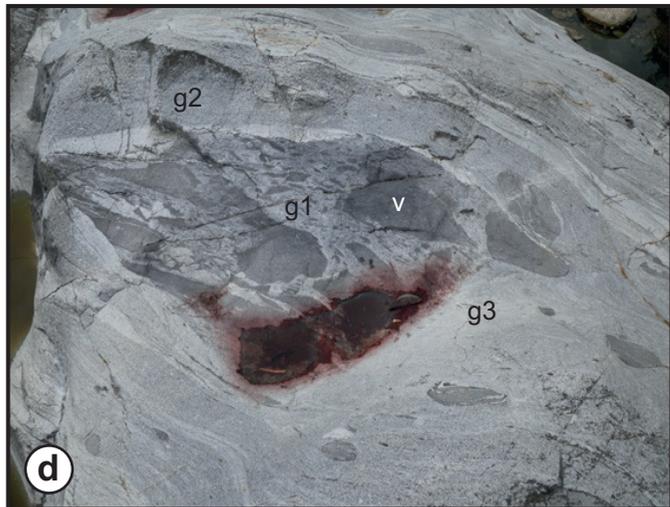
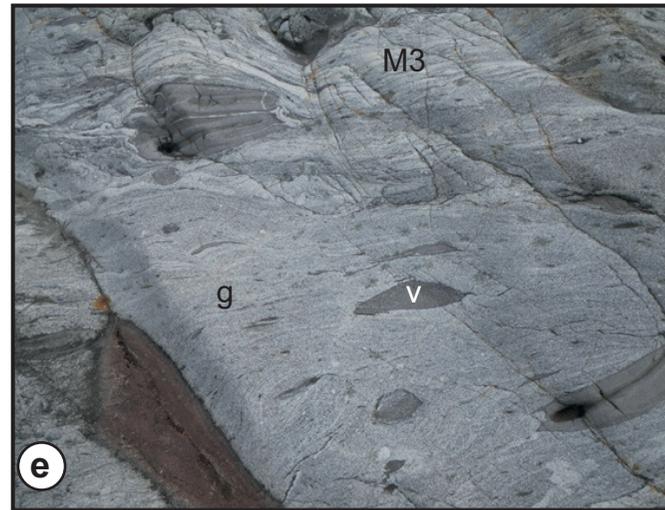
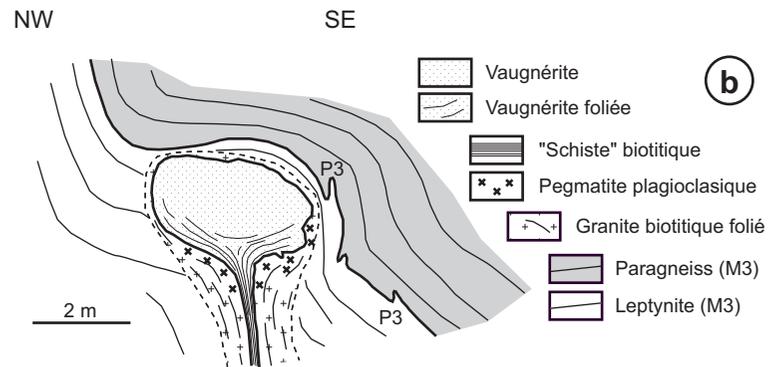
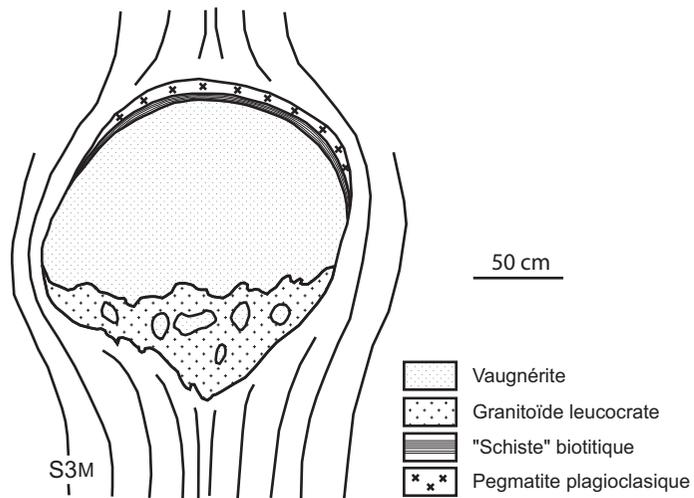


Fig. 3 - Exemples de petites intrusions de vaugnérites II syn-tectoniques (D4). a) « Boule » observée au lieu-dit « Les Chaudouards » (feuille Burzet) à la faveur du tracé d'un chemin (1985) recoupant des migmatites (M3-4) de la série ardéchoise. Noter l'apparence de mouvement vers le haut au sein des migmatites 3-4, avec la formation « en tête » d'un liséré de « schiste » biotitique et de pegmatite plagioclasiq (respectivement le cumulat et le liquide fractionné d'un processus de « filtre-pressé ») et « en queue », d'une traînée de « bulles » vaugnéritiques dans une matrice granitoïdique co-magmatique. b) Petite intrusion observée dans la basse vallée de la Besorgues à la faveur d'un ravalement de la paroi au carrefour de la D243 et de la route des Granges (1989). Ici, la différenciation opère dans une « queue » comprimée, donnant naissance à un « schiste » biotitique et à une vaugnérite foliée, avec expulsion concomitante d'une pegmatite plagioclasiq (« filtre-pressé »), au sein d'un granitoïde biotitique co-magmatique, qui est également soumis à un aplatissement (granite biotitique folié). On observe en outre que l'intrusion est clairement syn-tectonique d'une déformation en pli droit replissant les plis P3, qui est donc une déformation D4. c-f) « Couloir » à granite et corps de vaugnérites dans les migmatites M3 du Pont de Bayzan (vallée de l'Ardèche au N de Lalevade). c) « Boule » de vaugnérite grenue et isotrope, avec un lacis de pegmatites plagioclasiq (p), dont on observe qu'elles sont confinées dans le corps mafique. Noter la déformation des foliations migmatitiques, qui moulent les contours de l'intrusion ; g granite associé à la vaugnérite. d) Intrusion gigogne, montrant le mélange au stade magmatique entre la vaugnérite (v) et un granitoïde biotitique (g1), un peu plus sombre que celui qui constitue le « couloir » granitique (g2) (voir e et f) et qui est ici associé à un granitoïde leucocrate (g3). e-f) « Couloir » granitique associé à l'intrusion des « boules » de vaugnérite : e) contact légèrement oblique du « couloir » (g) avec la migmatite 3 (M3) (cf. Fig. 6) ; noter la foliation magmatique dans le « couloir » ; f) détail de e) ; noter la présence de petites enclaves vaugnéritiques (v), parfois réduites à des « schistes » biotitiques (sv)

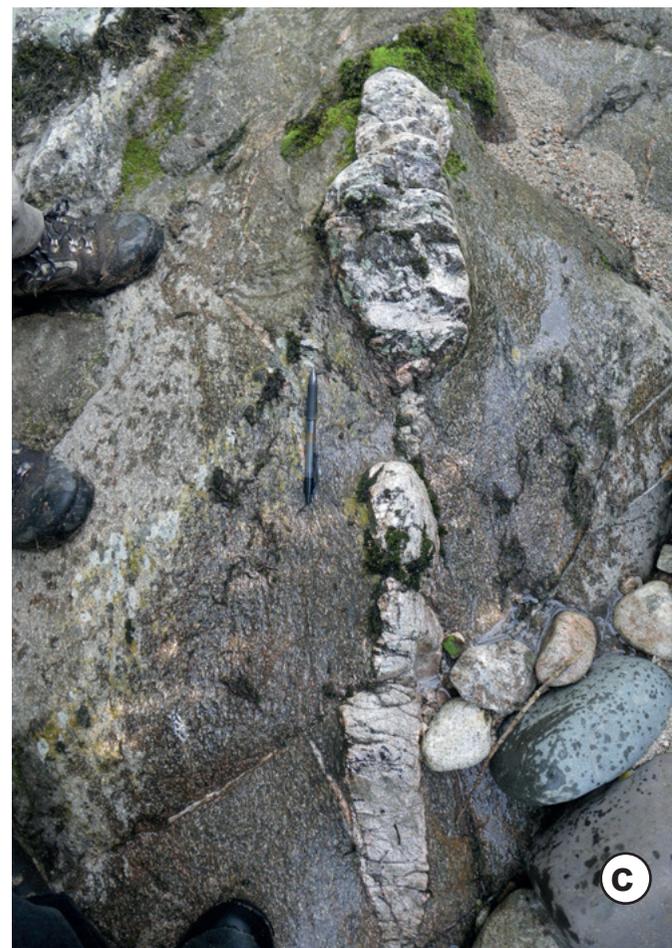
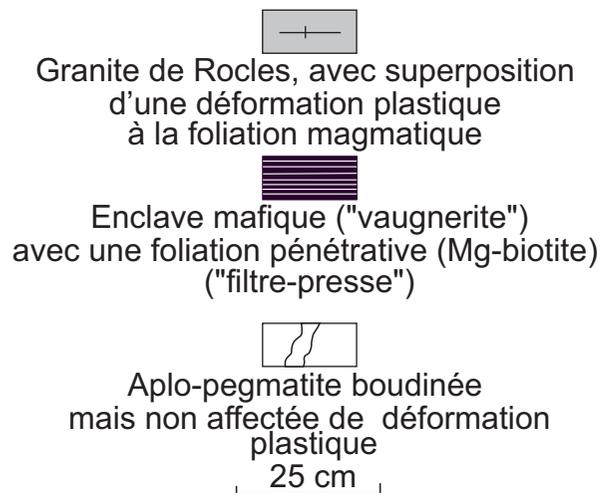
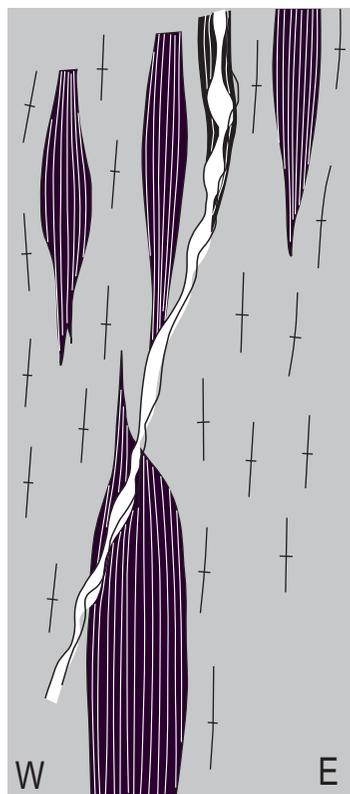
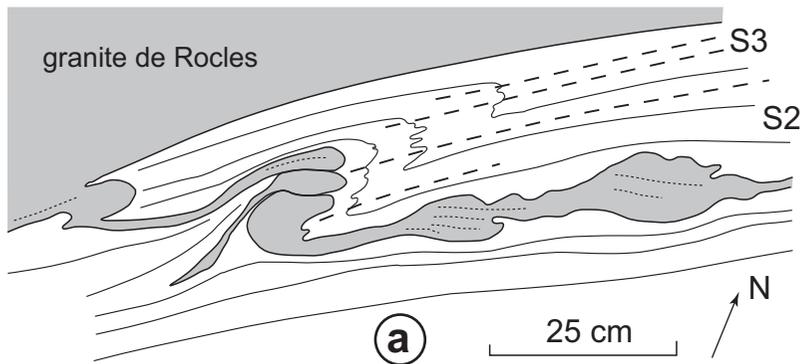


Fig. 4 - Mise en place syn-D3 et relations co-magmatiques du granite de Rocles et de la première génération de vaugnérîtes (observations dans la basse vallée du Sandron).

a : Filon de granite de Rocles déformé à l'état magmatique pendant la déformation D3 ;

b : Co-structuration du granite de Rocles, de ses enclaves de vaugnérîte I et de petits filons aplo-pegmatitiques tardifs ;

c : Détail de b, montrant un filonnet leucocrate boudiné dans la vaugnérîte foliée

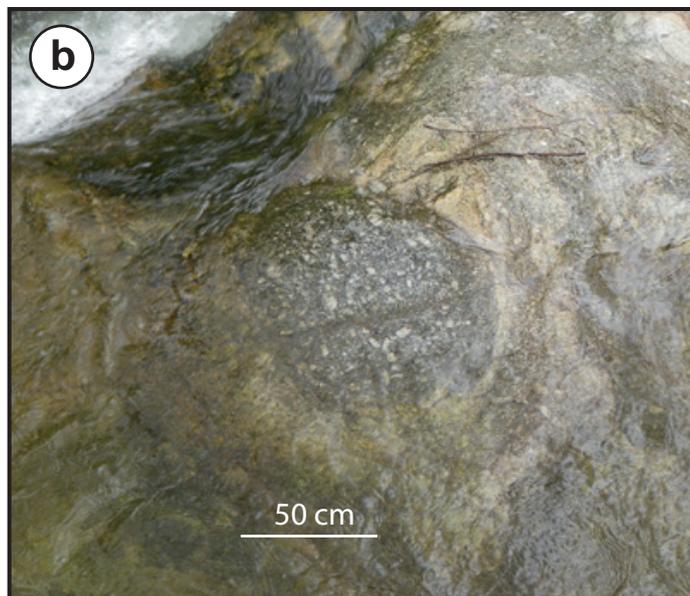
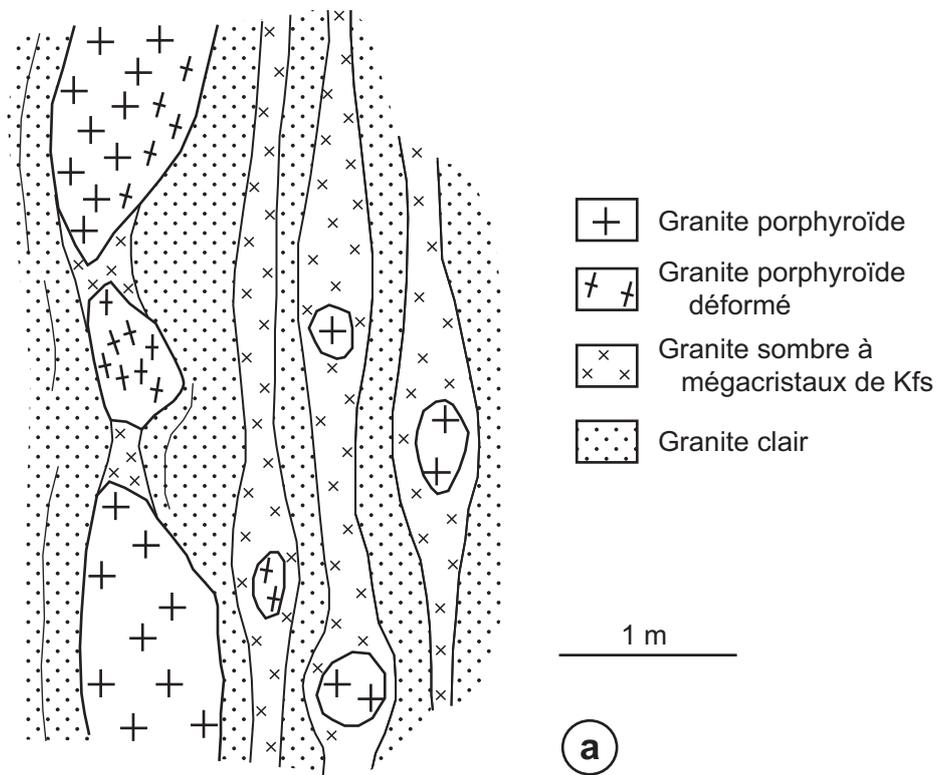


Fig. 5 - Fusion partielle des granites porphyroïdes. a : Granites rubanés vellaves en cours de formation à partir de sills de granite porphyroïde boudinés dans les orthogneiss ardéchois (lieu-dit Grange Baconnier sur la D243, vallée de la Besorgue). La fusion M4 des orthogneiss donne un granite leucocrate, et celle des granites porphyroïdes un granite sombre, à biotite et cordiérite. Les deux liquides sont immiscibles et dessinent un rubanement mimétique du dispositif des protolithes. Noter l'aplatissement, lié à la tectonique D4. b : Enclave de granite porphyroïde dans les granites vellaves rubanés (fond du lit du Sandron, en amont du Gazel)

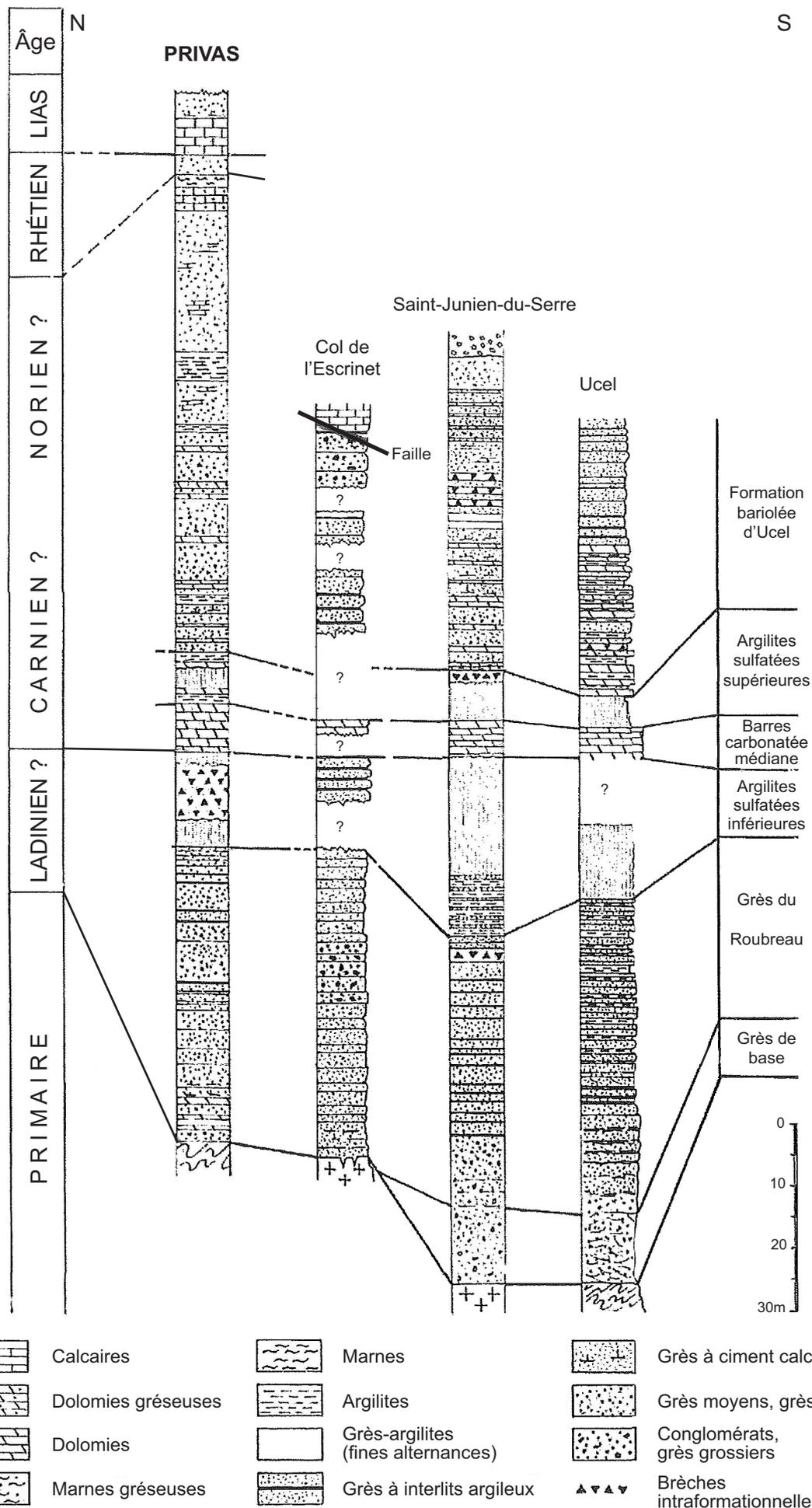


Fig. 8 - Coupes lithostratigraphiques corrélées du Trias de la bordure ardéchoise sur la feuille Privas (Finelle, 1981 ; Courel et al., 1984)

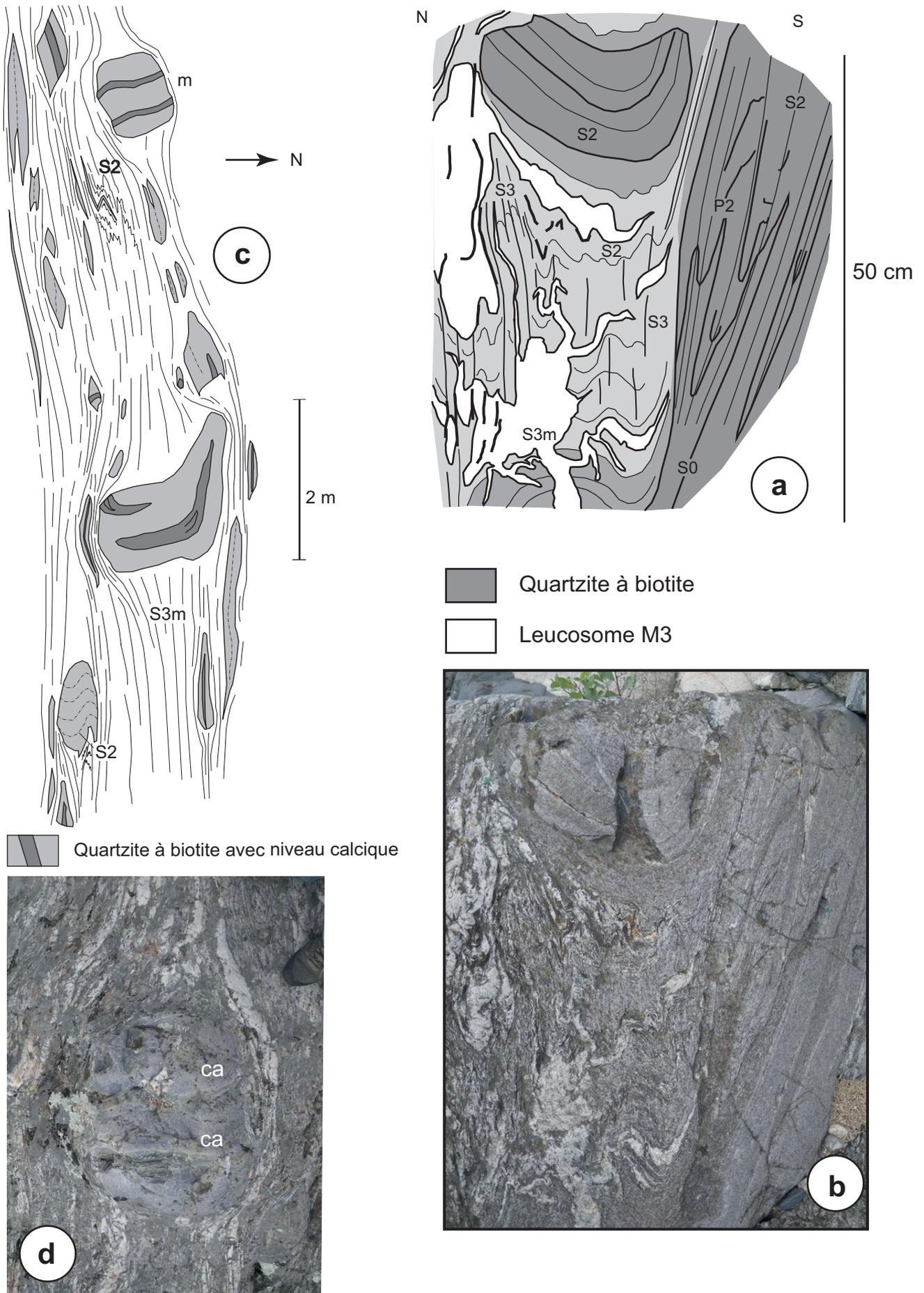


Fig. 10 - Caractéristiques de la déformation syn-migmatitique M3 (Pont de Bayzan, lit de l'Ardèche au N de Lalevade, feuille Burzet). a-b : Superposition des déformations dans la même lithologie que la figure c, mais dans un plan perpendiculaire. On observe : (i) un pli P2 conservé au sein d'un quartzite à biotite et ultérieurement repris dans un pli P3, (ii) une forte disharmonie du pli P3, avec une zone protégée au coeur du pli permettant d'observer une schistosité de crénulation S3 conservée et (iii) les leucosomes M3, soit affectés par le plissement, soit injectés dans le plan axial et ébauchant donc une S3m ; c : Exemple d'intense transposition de la lithologie et de S2 par la S3m de l'événement D3, affectant une lithologie riche en lits de quartzites à biotite (avec des niveaux plus calciques), vue en plan. Le développement progressif des plis P3 s'est traduit, à un certain stade, par la rupture des charnières (mullions) et le boudinage des flancs, conduisant à une morphologie de « macrolithons » caractéristique. Noter que le boudinage a précédé la fin du développement des plis P3, comme en atteste la fréquente discordance entre la schistosité S2 « interne » préservée dans les boudins et les schistosités externes S2, S3 et S3m (voir discussion dans le texte) ; d : L'un des mullions de la figure a (noté m sur la figure). Noter le mince niveau calcique (ca) dont le dédoublement est lié à la tectonique D2

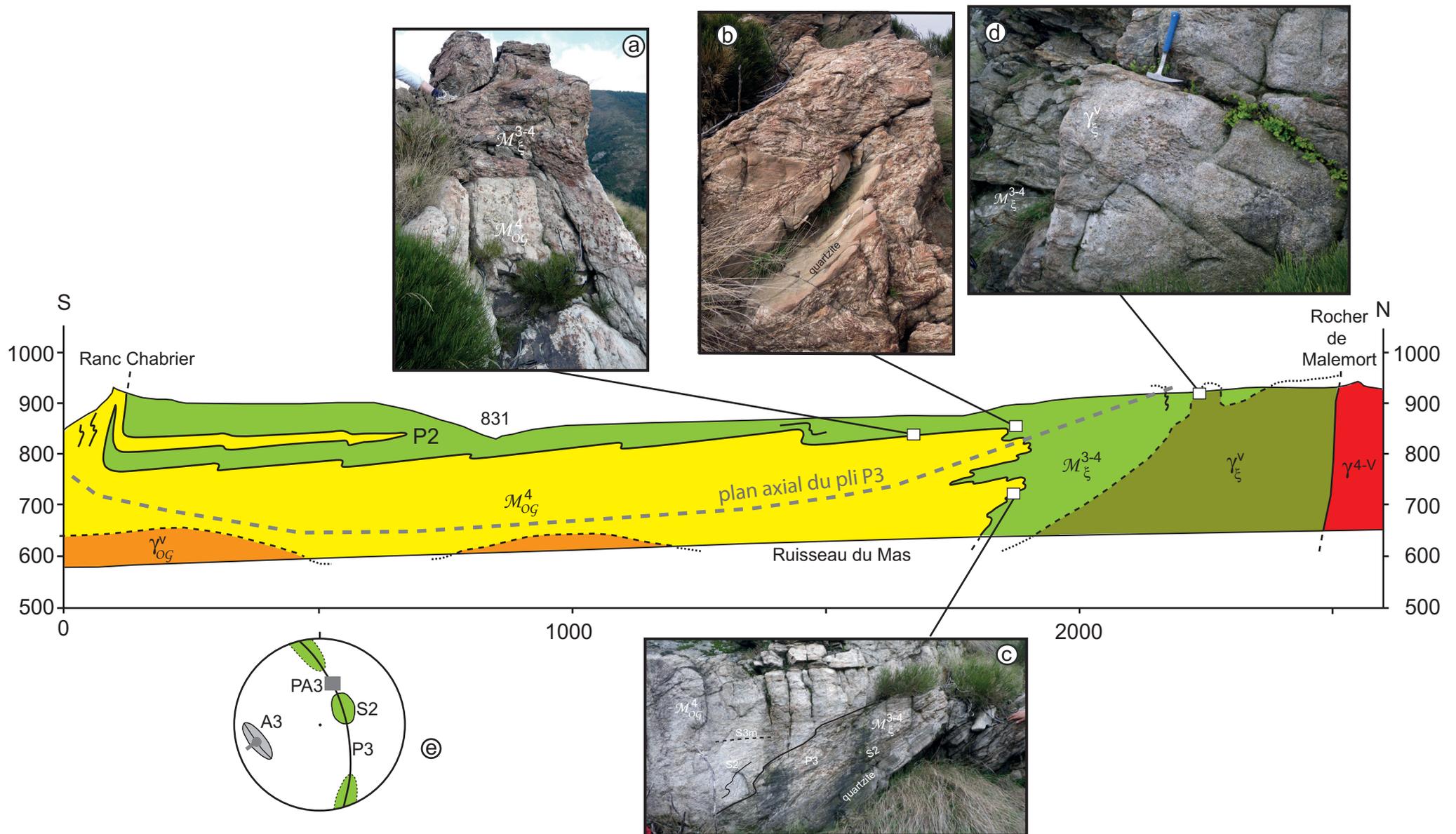


Fig. 12 - Exemple de pli P3 kilométrique : le pli du Coulet dans la vallée du Ruisseau du Mas (N Antraigues), coupe sur le flanc ouest de la vallée. Le retour en flanc inverse du Ranc Chabrier est bien documenté, cependant le détail du repli P2 qui est indiqué sur la coupe est moins assuré, du fait de la pauvreté des affleurements dans ce secteur. a : Contact de flanc normal entre orthogneiss ardéchois (migmatites M4, à nodules de cordiérite visibles sur la photo) et paragneiss cévenols (migmatite 3 encore visible sous la migmatite 4 = migmatites M3-4) ; b : Repli P3 métrique dans les paragneiss cévenols, en position de tête de pli de deuxième ordre. Noter que le boudinage des niveaux de quartzite a dû précéder le développement du pli. c : Détail d'un flanc inverse de deuxième ordre, montrant le contraste entre les orthogneiss ardéchois, où S2 n'est plus visible que de façon résiduelle et où la foliation principale est S3m, et les paragneiss cévenols où S2 reste bien visible ; d : Intrusion du "granite vellave sombre" (résultant de l'anatexie des paragneiss cévenols) dans les paragneiss migmatitiques (migmatites M4) ; e : Stéréogramme du pli P3 (mesures effectuées dans les paragneiss migmatitiques sur toute la hauteur de la coupe) (projection de Schmidt, hémisphère inférieur ; d'après Laumonier *et al.*, 1991)

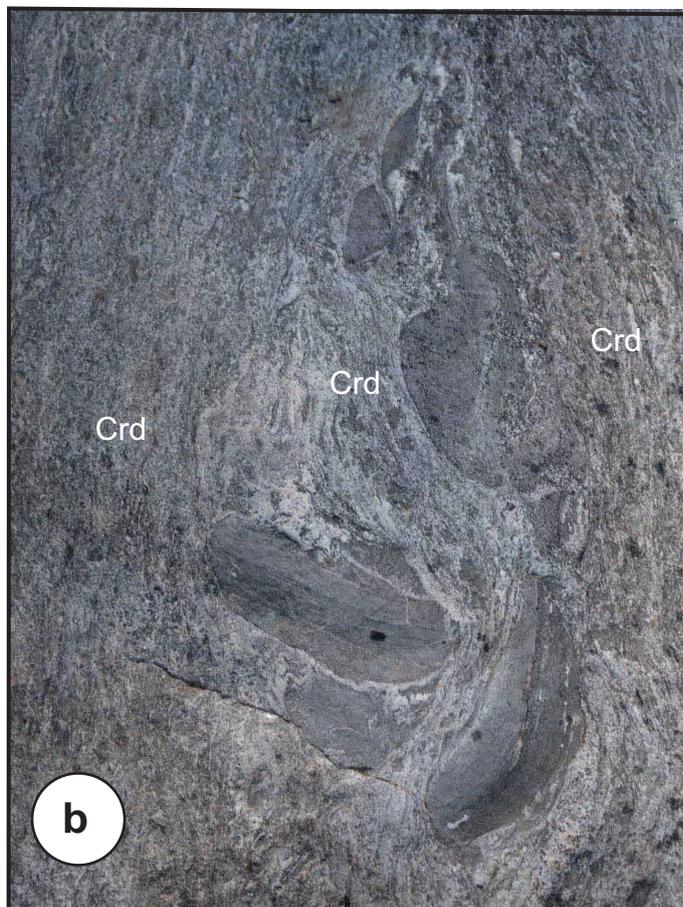
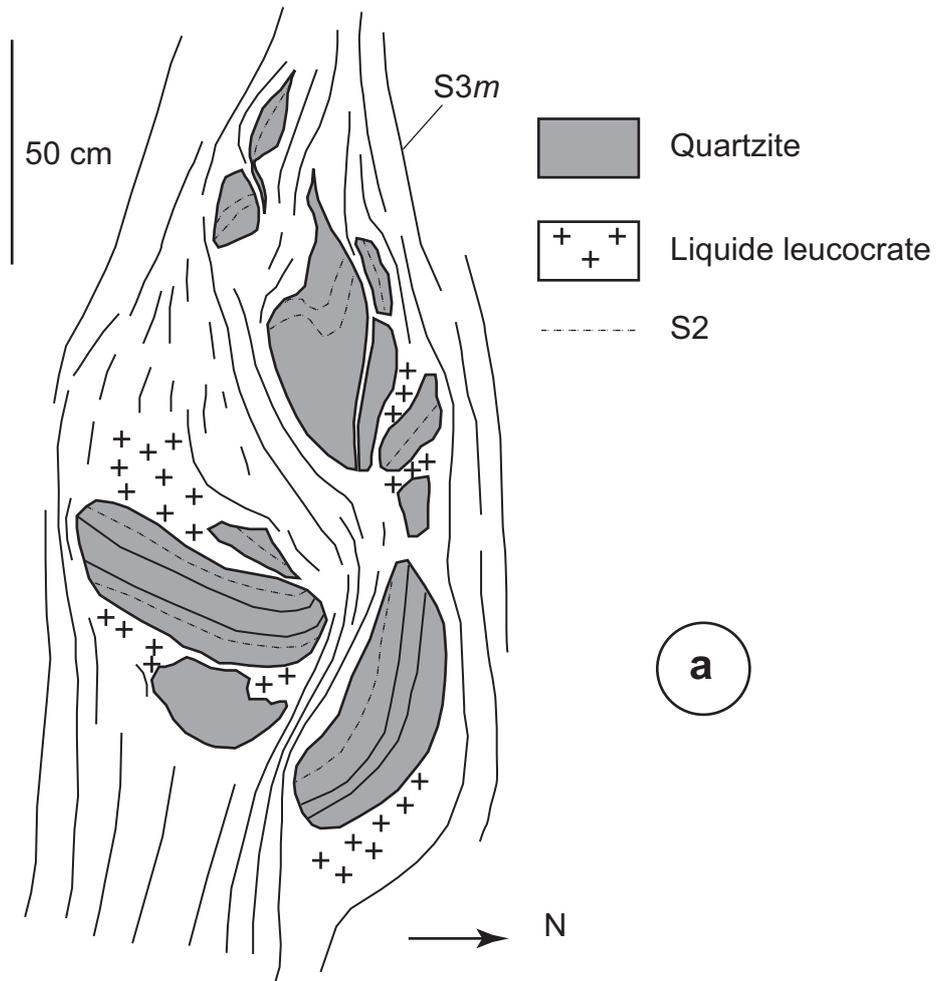


Fig. 13 - Préservation des caractéristiques de la déformation syn-migmatitique M3 au cours de la migmatisation M4 dans la haute vallée de la Volane (N du Terret)

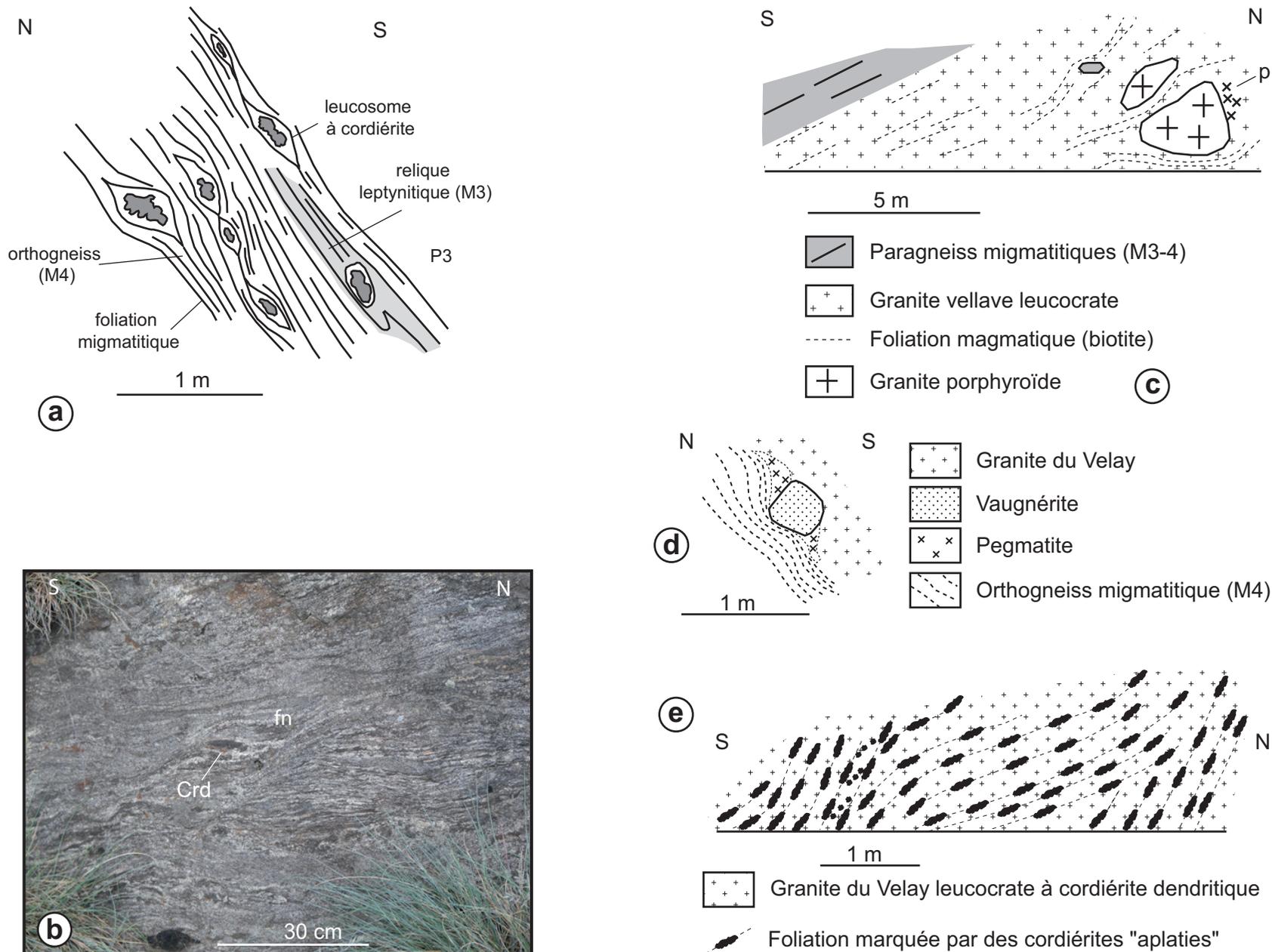


Fig. 15 - Quelques aspects des déformations en extension contemporaines de la migmatitisation M4 et des granites vellaves (événement D5). Toutes ces observations se font sur le revers méridional de rides du granite du Velay. a : Déformation en extension des leucosomes à cordiérite d'un orthogneiss migmatitique (M3-4), observée au Pont de Dupont (E Antraigues) ; b : Même observation, sur la crête de Malemort (cf. Fig. 9 = Pli du Coulet), dans un paragneiss migmatitique (M3-4). Crd : cordiérite ; fn : cisaillement ductile syn-M4 en extension ; c : Rotation en faille normale d'enclaves de granite porphyroïde dans un granite leucocrate vellave (fusion des orthogneiss), observée sur la route du Mas (N Antraigues). Noter la pegmatite (p) en « ombre de pression » ; d : Rotation en extension d'un petit corps de vagnérite, observée au Nord du Col de la Loube (W Vals-les-bains). Noter les « ombres de pression » asymétriques formées par des pegmatites ; e : Failles normales ductiles affectant une foliation matérialisée par les nodules de cordiérite dans un granite du Velay leucocrate à cordiérite dendritique dérivée de la fusion des orthogneiss (route au Nord de Gamondès)

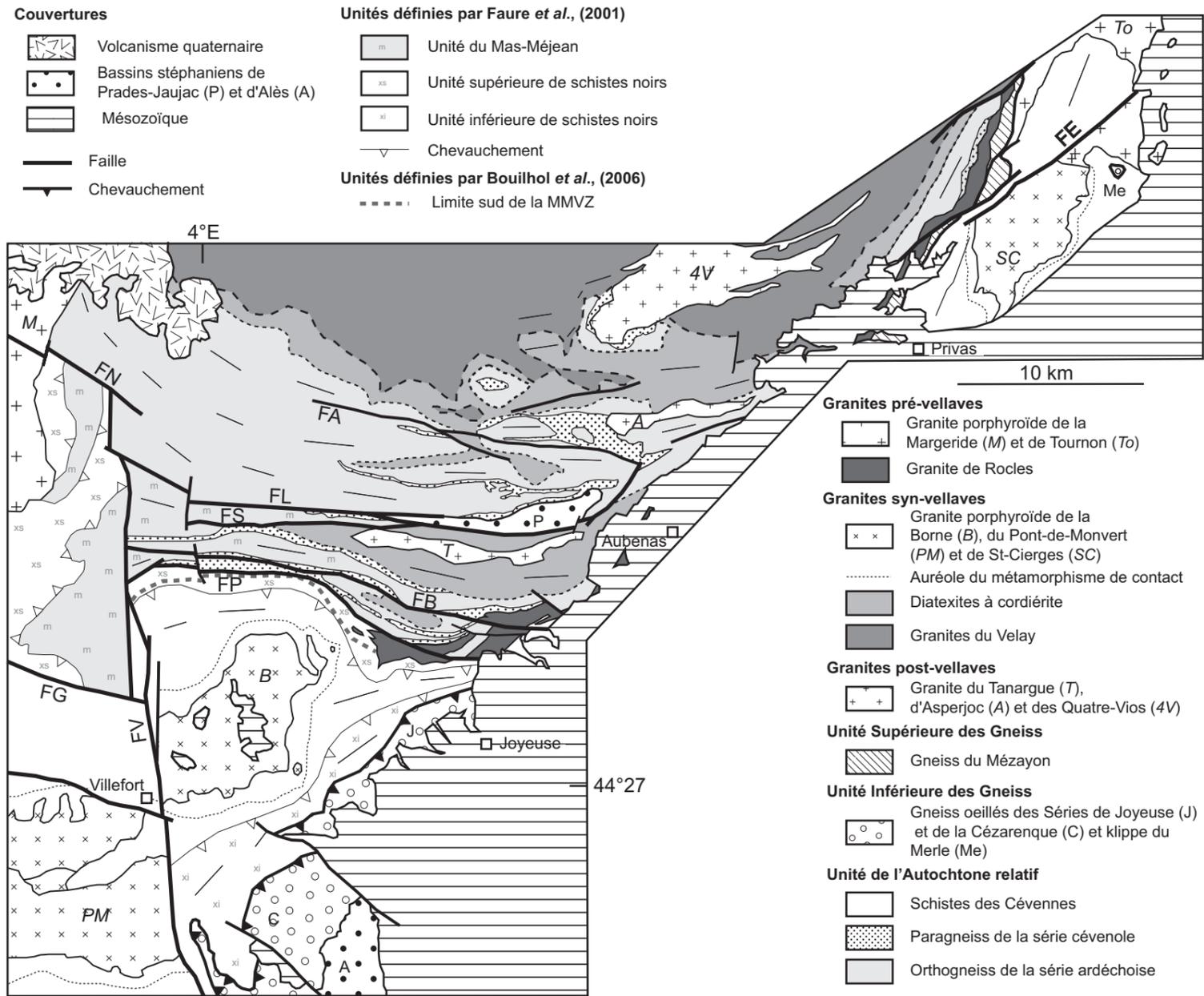
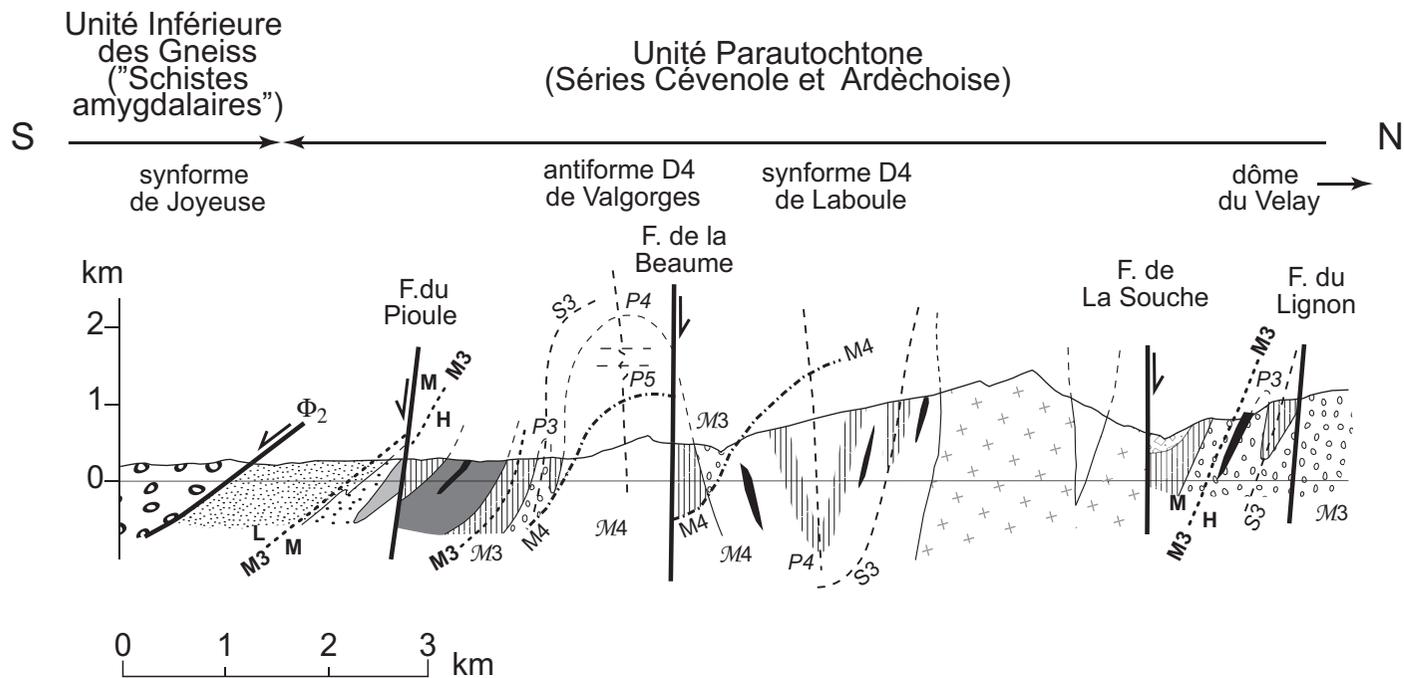


Fig. 17 - Carte simplifiée des Cévennes Médiannes montrant la diversité des conceptions relatives à l'articulation entre l'épi-mésozone et la catazone (d'après Weisbrod, 1967 ; Faure et al., 2001 ; Ledru et al., 2001 ; Bouilhol et al., 2006, et les travaux relatifs à la présente notice). Failles : FA faille de l'Ardèche ; FB faille de la Beaume ; FE faille de l'Eyrieux ; FG faille du Goulet ; FL faille du Lignon (faille de Prades de Faure et al., 2001) ; FN faille de Naussac ; FP faille du Pioule ; FS faille de La Souche ; FV faille de Villefort (à l'Est de la faille de Villefort, les noms de faille attribués par Weisbrod (1967) ont été préférés). À l'Ouest d'Aubenas et à l'Est de la faille de Villefort, la répartition en unités est variable en fonction des auteurs. Suivant Marignac et al. (1980), la présente notice distingue l'Unité inférieure des gneiss (orthogneiss épizonaux de Joyeuse et de la Cézarenque, et schistes associés) et un Autochtone relatif, avec les Schistes des Cévennes (épizone à mésozone), prolongés dans la catazone par les paragneiss de la série cévenole, qui surmontent les orthogneiss de la série ardéchoise. Pour Faure et al. (2001), les orthogneiss et les paragneiss situés au Sud de la faille du Lignon appartiennent à une unité distincte, dite du Mas-Méjean (définie à l'Ouest de la faille de Villefort), tandis que des « migmatites vellaves » indifférenciées se situent au Nord de la même faille. Ces auteurs identifient en outre une « Unité des schistes noirs », qui semble plus ou moins coïncider, à l'Est de la faille de Villefort, avec la limite épizone-mésozone dans les Schistes des Cévennes. Pour Bouilhol et al., (2006), l'ensemble des formations localisées au Nord de la faille du Pioule constitue une « Unité du Tanargue », tandis que les schistes et orthogneiss mésozonaux, immédiatement au Sud de la faille, définissent une faille de détachement ductile, la « Metamorphic Mylonitic Vellave Zone » (MMVZ), dont seule la limite méridionale est reportée sur le cartouche



### Terrains post métamorphiques

 Stéphanien

### Terrains métamorphiques

 Orthogneiss épizonaux de Joyeuse

 Base de la nappe des Gneiss Inférieurs

 Schistes des Cévennes (épizone M3)

 Quartzites de St-Mélany (s.l.) (mésozone M3)

 Paragneiss de la Série cévenole (catazone M3)

 Orthogneiss de la Série ardéchoise (catazone M3)

 Vaugnérites I

 Plans axiaux / schistosités

### Granites

 Granite de Rocles

 Granite à 2 micas

 Granite à biotite

 Granite du Tanargue

 Granite porphyroïde

### Métamorphisme M3

 Bas degré (épizone)

 Moyen degré (mésozone)

 Haut degré (catazone)

 Migmatites M3

### Métamorphisme M4 (vellave)

 Migmatites M4

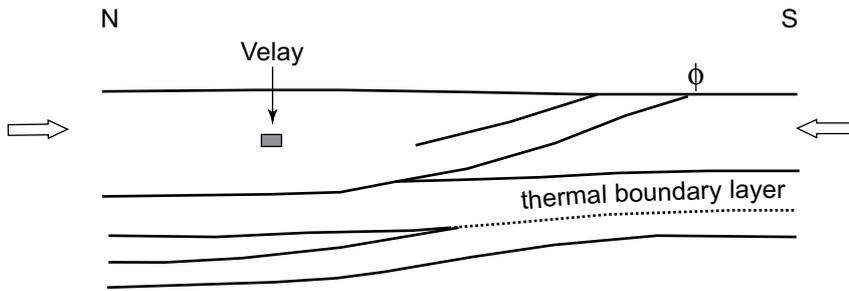
Fig. 18 - Coupe interprétative entre Joyeuse et la vallée du Lignon (feuilles Largentière et Burzet), montrant les caractéristiques de la transition épizone-catazone.

Au revers sud de la catazone, lithologies, schistosités (S2, S3 plan axial de plis P3 à vergence nord) et isogrades M3 pendent régulièrement au Sud. Il en va de même des lames du granite de Rocles (syn-D3) et des sills de vaugnérîte I associés. Les orthogneiss ardéchois apparaissent clairement au mur des paragneiss cévenols, qui sont eux-mêmes clairement la poursuite dans la catazone des Schistes des Cévennes épi-mésozonaux. L'ensemble représente le flanc sud d'un vaste antiforme D4 dont le cœur est occupé par les migmatites M4, transgressives sur les migmatites M3 apparues au mur du granite de Rocles. Un dispositif analogue se retrouve au Nord de la puissante faille de La Souche, au pied de laquelle le bassin Ghzélien de Prades-Jaujac est discordant sur des micaschistes mésozonaux M3 reposant eux-mêmes sur des orthogneiss catazonaux, formant le flanc méridional d'un grand antiforme D4. De puissants sills de vaugnérîte (associés à des sills boudinés d'un granite leucocrate équivalent probable du granite de Rocles non figurés sur la coupe) soulignent la similarité avec la coupe de la basse Beaume. Des plis P5 à plan axial proche de l'horizontale affectent les flancs redressés des plis D4 et sont localement responsables du renversement des formations affectées par D2-D3

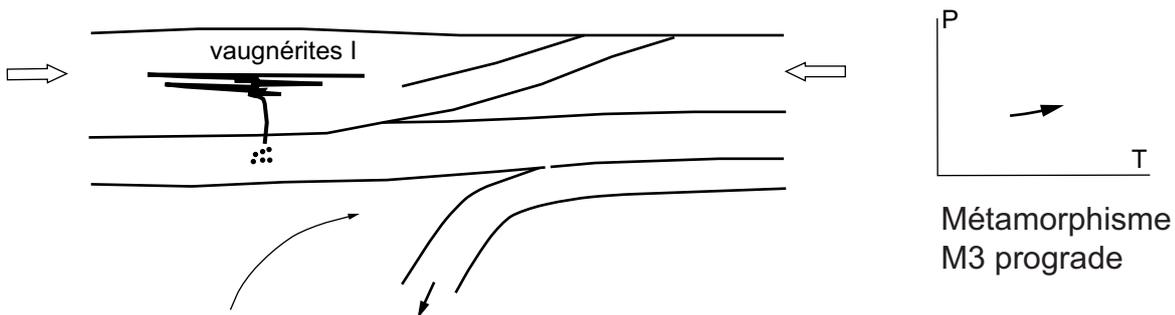


**(a) ca. 340 Ma - Chevauchement des Cévennes**

Début de la délamination

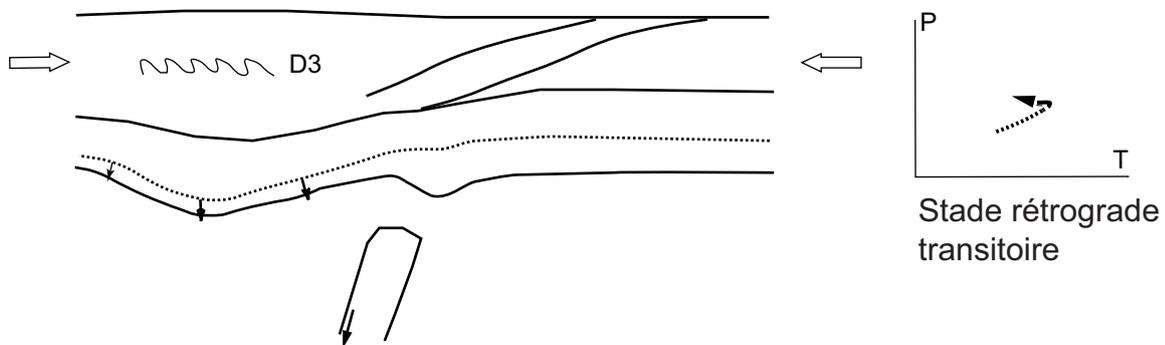


**(b) ca. 315 Ma - Début de M3 et de l'intrusion des vagnérites I**



**(c) entre ca. 315 et ca. 305 Ma - D4 : nouvel épaissement crustal ?**

Fin de la convection de l'asthénosphère : refroidissement isobare



**(d) ca. 305 Ma - délamination convective de la racine crustale**

M4 et emplacement du batholite vellave

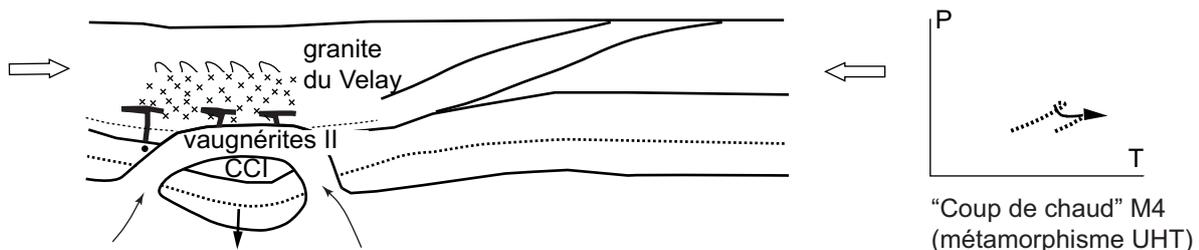


Fig. 21 - Modèle spéculatif de la signification géodynamique des événements tectono-métamorphiques et magmatiques du Viséo-Stéphanien dans les Cévennes Médiannes. a : Au Viséen, la collision continentale s'achève par un début de délamination au sein du SCLM (manteau lithosphérique sous-continentale). Ce SCLM est déjà contaminé suite aux cycles de subduction - collision éo- à médio-varisques ; b : Au Namurien, cette délamination s'est traduite par une fusion partielle du SCLM, conduisant (en raison de la contamination) à des magmas lamprophyriques = vagnérite I, dont l'intrusion dans la croûte moyenne accompagne le métamorphisme M3 prograde (voir Fig. 16) ; c : Au Namuro-Westphalien, le blocage de la convection asthénosphérique permet un début de refroidissement dans la croûte moyenne (chemin rétrograde à la fin de M3) et la reprise de la convergence. On imagine que le découplage croûte moyenne-croûte inférieure est toujours actif et autorise une reprise de l'épaississement lithosphérique ; d : A la limite Westphalien-Stéphanien, la délamination convective de la racine lithosphérique permet l'accès direct de l'asthénosphère à la croûte inférieure, produisant le « coup de chaud » à l'origine du métamorphisme de ultra-haute température M4 (voir Fig. 17)

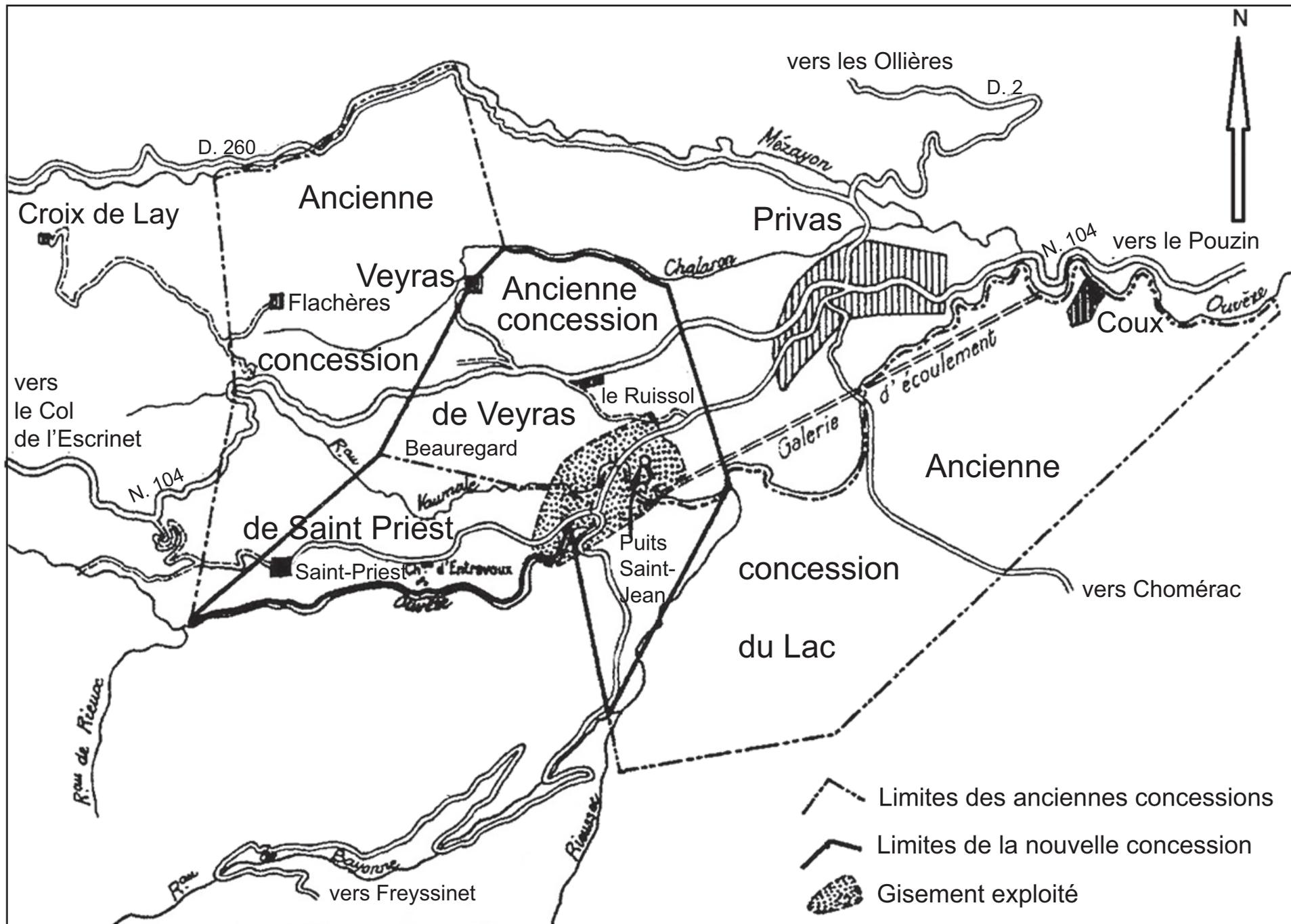


Fig. 22 - Limites de la concession de Veyras pour minerais de fer (Aubague, 1961)

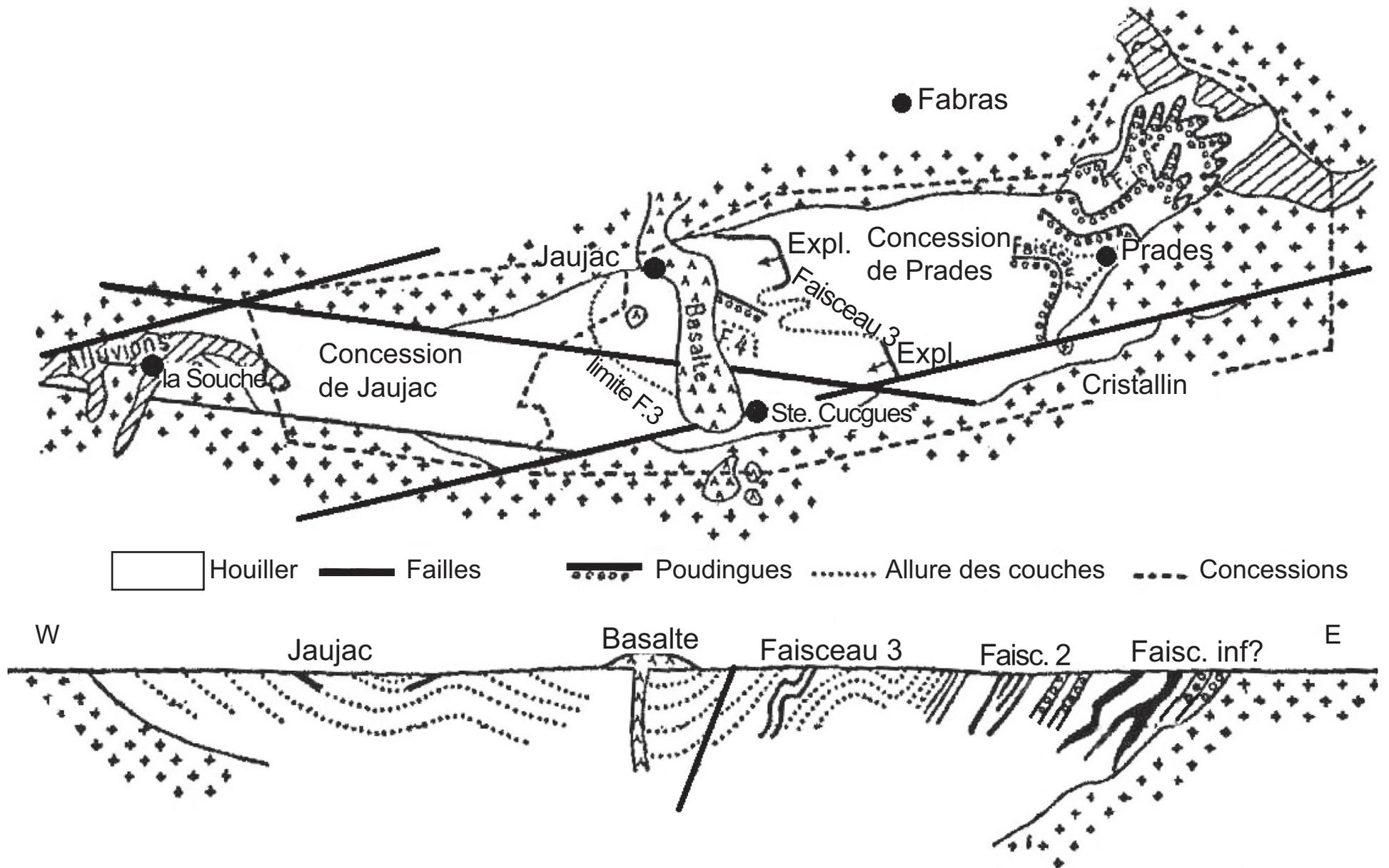


Fig. 23 - Plan du bassin houiller de Prades et coupe schématique E-W (Desrousseaux, 1938)

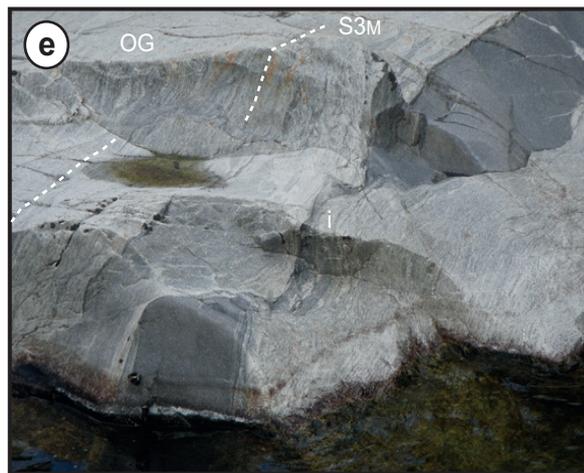
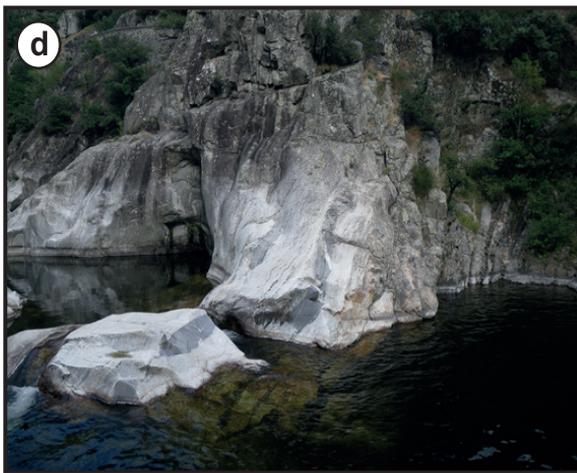
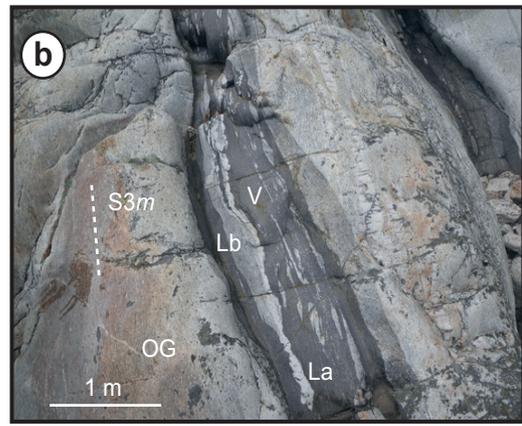
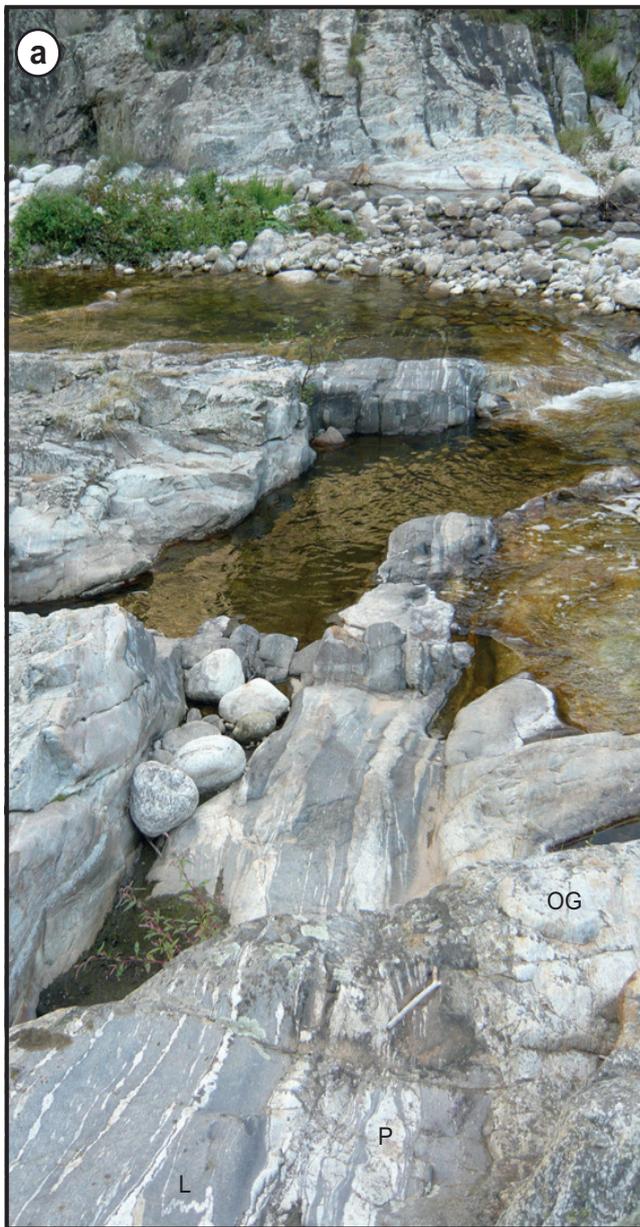


Planche 1 - Aspects des sills vaugneritiques de première génération (Vaugnerite I) intrusifs dans les migmatites 3 de la vallée de la Beaume (feuille Largentière) ; a) Grand sill de « vaugnerite schisteuse » dans les orthogneiss (OG). On note les filets de liquides leucocrate (L) et les lentilles de pegmatite plagioclasiq (P), représentant les liquides fractionnés issus du processus de « filtre-presse » exprimés en contexte d'aplatissement (boudinages et microplissements « ptygmatitiques », sans déformation plastique interne) ; b) Sill de « vaugnerite schisteuse » (V) dans les orthogneiss (OG) migmatitiques (S3m). Deux types de liquides lui sont associés : La, liquides leucocrates, internes, boudinés (cf. liquides «L » de a) et Lb, liquides mésocrates externes, représentant un liquide co-intrusif avec la vaugnerite I ; noter que le contact Lb-OG est sécant sur S3m (mais voir c) ; c) Liquides co-magmatiques d'une « vaugnerite schisteuse » (V), intrusifs sur la foliation S3m des orthogneiss migmatitiques (OG), mais structurés au stade magmatique (pas de déformation plastique des minéraux, contrairement à ce que l'on observe dans l'orthogneiss) parallèlement à S3m (foliation magmatique fm). Ces liquides sont un liquide leucocrate (L1) et un liquide mésocrate (à biotite) L2, associés à des lentilles de « schistes vaugneritiques » (Vs). Noter le « boudinage » des liquides L1 dans la foliation magmatique des liquides L2, démontrant leur caractère co-magmatique ; d) Sills de vaugnerite « schisteuse » dans les orthogneiss ; e) Détail de d), montrant le relais des sills (plus ou moins boudinés) par des dykes sécants sur S3m, la foliation migmatitique des orthogneiss (OG)

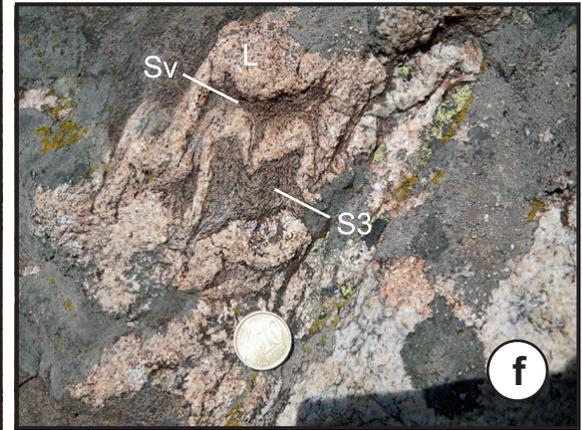
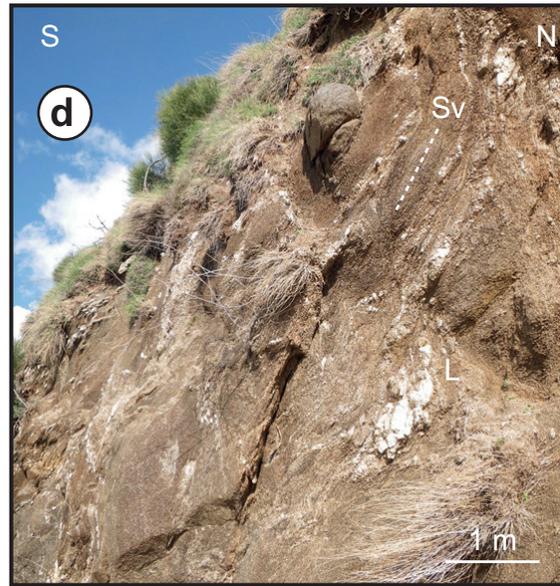
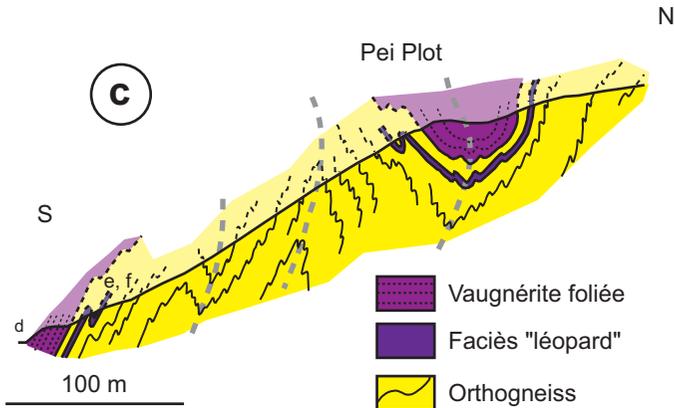
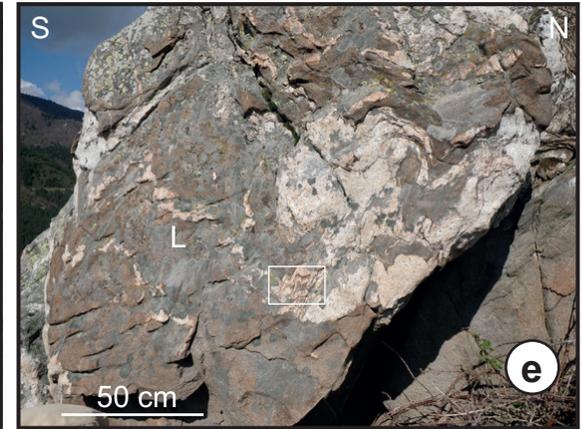
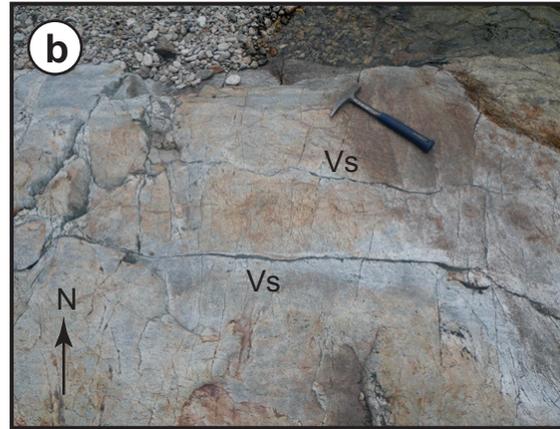
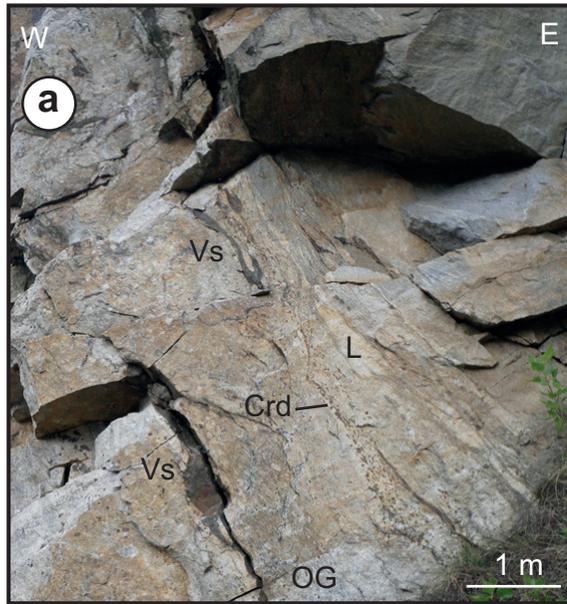


Planche 2- Les vaugnérites I : « schistes vaugnéritiques » (a-b) et grand sill rempliss en P3 (c-f). a) « Schistes vaugnéritiques » (Vs) et leurs liquides leucocrates associés (L) (cf. Pl.1, b et c) dans les orthogneiss (OG) migmatitiques (M4), route de Laviolle, au S du Terret. Noter le « couloir » fondu riche en cordiérite (Crd) ; b) Sills réduits à des filets de « schistes vaugnéritiques » (Vs) dans les leptynites, résultat d'un processus de « filtre-pressé » extrême (gorges de la Beaume, feuille Largentière) ; c) Coupe interprétative de la colline de Pei Plot (route du col de la Chavade, feuille Burzet), montrant le plissement en D3 d'un sill de vaugnérite foliée (vaugnérite I) et d'un sill parallèle nettement plus aplati, montrant un faciès intermédiaire entre la vaugnérite foliée et les « schistes vaugnéritiques », nommé « vaugnérite léopard » à cause de son aspect tacheté dans les sections tangentielles ; d) Aspects de la foliation magmatique dans le sill principal au niveau de la route : la foliation est marquée par l'alignement des micas noirs (Sv, qui reste fruste mais se voit bien en raison de l'importante altération supergène) et par les lits de liquide leucocrate plagioclasique (L) expulsés par filtre-pressé et boudinés ; e) Plis P3 métriques affectant la « vaugnérite léopard » et sa foliation magmatique (L liquides leucocrates) ; f) Détail de e, montrant le plissement de la foliation magmatique : la schistosité magmatique (Sv) est plissée (arcs polygonaux) et on voit apparaître une schistosité de crénulation (S3) dans le plan axial, tandis que les lits de liquide leucocrate (L) se comportent de la même façon que des leucosomes dans des migmatites M3, démontrant que le plissement est syn-magmatique pour la vaugnérite I

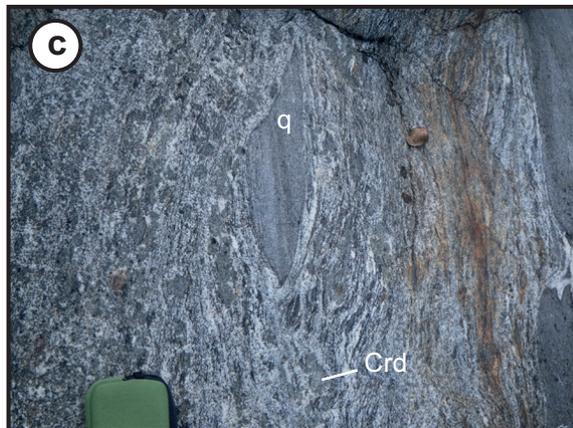
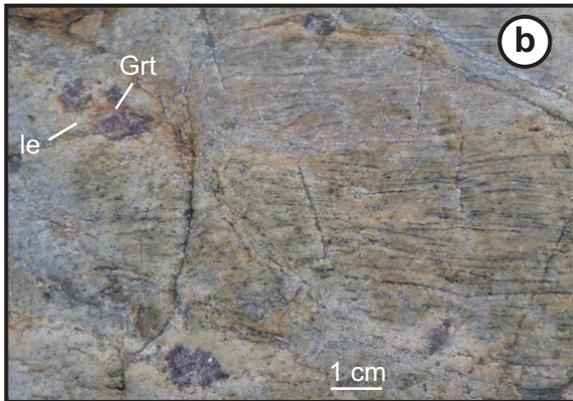


Planche 3 - Développement de la migmatisation M4 dans les leptynites, les orthogneiss et les paragneiss migmatitiques M3. a) Petits leucosomes à restite de grenat dans les leptynites migmatitiques (gorges de la Beaume, feuille Largentière) Grt grenat ; le leucosome ; S3m foliation migmatitique ; b) Détail des leucosomes à grenat (même endroit) ; c) Leucosomes à cordiérite (Crd) surimposés aux leucosomes M3 dans un paragneiss cévenol (haute vallée de la Volane, N du Terret) Crd cordiérite « en chou-fleur » ; q quartzite à biotite ; d) Développement des grands leucosomes à cordiérite dendritique arborescente dans un orthogneiss migmatitique (route de Laviolle au Nord d'Antraigues) S3m foliation migmatitique (redressée par D4) ; e) Belle cordiérite dendritique dans un orthogneiss migmatitique (route de Laviolle, Sud du Terret) S3m foliation migmatitique (redressée par D4)

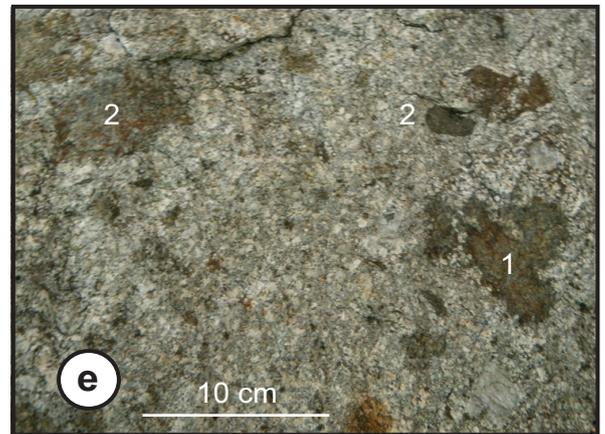
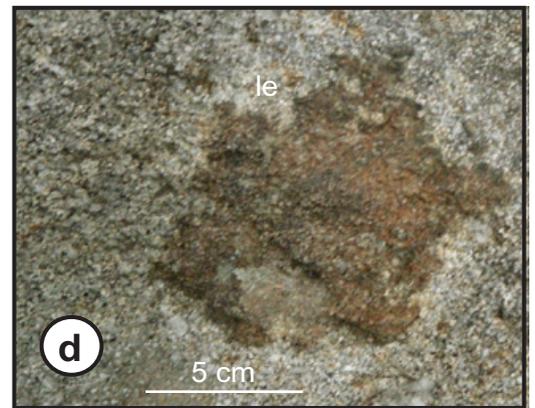
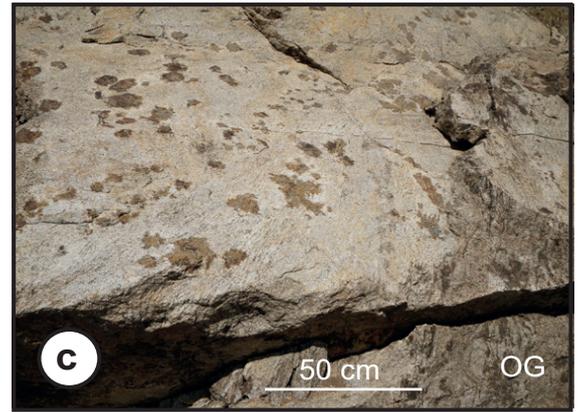
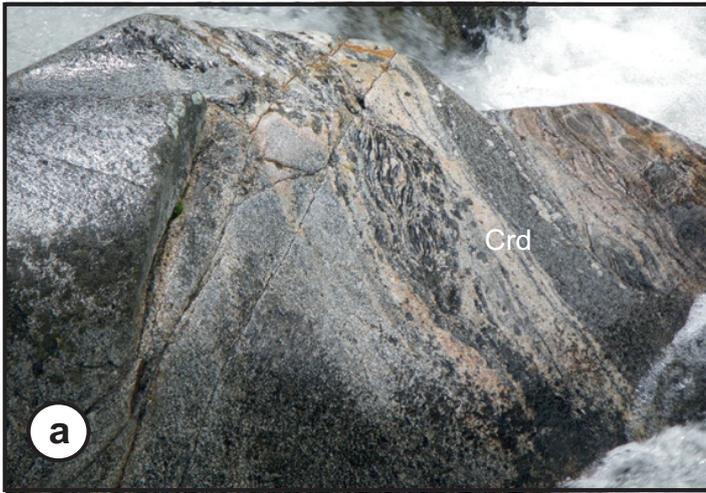


Planche 4 - La cordiérite dans les granites du Velay. a) Petit panneau de paragneiss (M4) enclavés dans les granites rubanés du Velay (« roof pendant » ?) (vallée du Sandron au N du Gazel). Le panneau fondu (à caractère restitutive) « libère » des nodules de cordiérite avec leurs leucosomes (Crd). Noter le parallélisme du rubanement et de la S3m conservée dans le panneau ; b) Lentilles à cordiérite dans un granite du Velay leucocrate (route du Peyron, N de Burzet, feuille Burzet). Ces lentilles résultent de la coalescence de leucosomes à cordiérite issus de la fusion de panneaux d'orthogneiss et définissent une foliation magmatique héritée de la foliation migmatitique des panneaux. De grosses cordiérites isolées (Crd) sont dispersées dans le granite et ont « perdu » leur auréole leucocrate ; c) Bordure d'un panneau d'orthogneiss migmatitique (OG) et du granite du Velay (même localité). La fusion partielle du panneau libère de grosses cordiérites dendritiques avec leurs auréoles leucocrates (leucosomes), mais on observe qu'en s'éloignant du panneau, la morphologie de ces cordiérites évolue vers des formes plus ramassées (« en chou-fleur ») ; d) Cordiérite partiellement dendritique avec reliques de leucosome (le) dans un granite du Velay mésocrate (faciès principal) (le Peyron, N de Burzet, feuille Burzet) ; e) Coexistence de cordiérites partiellement dendritiques (1, cf. d) et de cordiérites nodulaires dépourvues d'auréoles leucocrates (2) dans le même granite du Velay mésocrate que la figure d

	MCF		Velay-Cévennes				Ma	
	Bouchot et al. 2005	Faure et al. 2009	Ledru et al. 2001	Faure et al. 2001	Bouilhol et al. 2006	Brichau et al. 2008		vu des Cévennes Médiannes
290								290
300	dôme du Velay (granite-migmatites) extension post-collision NNE-SSW à NE-SW	D5 extension NNE-SSW faille du Pilat dôme du Velay-migmatites III	D4b granite du Velay plis périphériques		nébulites à cordiérite granites périvellaves	granite et migmatites du Velay à cordiérite anaxétrie vellave tardive	D5* granites post-vellaves extension tardi-vellave	300
310		D4 extension NW-SE (syn-collision) granites cévenols	D4a extension deuxième phase de fusion	tectonique en extension (linéations d'éirement E-W à NW-SE plis droits N100-N140°E) emplacement du granite de la Borne (315 Ma)	extension E-W	granites cévenols (1) leucogranites plutonisme granite de Rocles	D4* migmatites à Crd et granites vellaves plis droits «E-W» vaugnérîtes II	305
320	extension syn-collision WNW-ESE à E-W		D3 première phase de fusion chevauchements vers le Sud	plis à vergence N et cisaillements ductiles migmatisation	MVZ (2) mouvements «haut vers le NE» et «haut vers le S» et formation du dôme vellave		D3* métamorphisme BP-HT (migmatites) M3 granite de Rocles et vaugnérîtes I plissement «E-W» à vergence N	310
330	granites cévenols (335-315 Ma)	migmatites II			chevauchement vers le NW (1)	anaxétrie vellave précoce migmatites		325
340		D3 S Cévennes chevauchements vers le Sud métamorphisme BP-HT N Cévennes	extension syn-collision	chevauchements vers le Sud (deux phases)	chevauchements vers le SW	épaississement crustal empiement de nappes		330
360		D2 charriage vers le NW métamorphisme MP-MT					D2* S2 de l'Unité du Boyon métamorphisme inverse MP-MT S1 de l'Unité du Boyon	335
380		D1 charriage vers le SW anaxétrie dans USG et UIG (migmatites I)	D1-2 collision méso-varisque					340
400		D0 métamorphisme HP-UHP						360
420								380
								400
								420

(1) Chevauchement des «Schistes de Ribes» sur les orthogneiss de Joyeuse, dans la basse vallée de la Beaume : en fait, probablement un événement D2 *sensu* Faure et al. (2009)  
(2) «Metamorphic mylonitic vellave zone»

(1) Borne-Pont-de-Monvert, Aigoual-St Guiral-Liron

\* signale la terminologie propre aux Cévennes Médiannes

Tabl. 1 - Tableau comparatif des séquences d'événements proposées par divers groupes d'auteurs pour le Massif central et les Cévennes, par rapport à la chronologie adoptée dans la présente notice