

CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000

SAINT-GENIEZ- D'OLT

par

C. LEGENDRE, B. BRIAND, J. THIERRY,
P. LEBRET, A. JOLY, C. BERTIN

avec la collaboration de

N. COINT, J. COTTEN, H. GUILLOU

BRGM

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



Géosciences pour
brgm Terre
d'Orléans



SAINT-GENIEZ-D'OLT

La carte géologique à 1/50 000
 SAINT-GENIEZ-D'OLT est recouverte
 par la coupure MENDE (N° 196)
 de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Entraygues	Nasbinals	Saint-Chél d'Apcher
Espalion	SAINT- GENIEZ- D'OLT	Mende
Rodez	Séverac-le- Château	Florac

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président: J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président:* P. GUENNOC;
Secrétaire Général: D. JANJOU ; *Membres:* P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, F. GUILLOCHEAU, L. JOLIVET, S. LALLIER, D. MARQUER,
P. NEHLIG, E. PALVADEAU, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI,
A. SCHAFF, K. SCHULMANN, Y. SIMÉON, D. TESSIER, P. THIERRY,
C. TRUFFERT

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-GENIEZ-d'OLT À 1/50 000**

par

**C. LEGENDRE, B. BRIAND, J. THIERRY, P. LEBRET,
A. JOLY, C. BERTIN**

**avec la collaboration de
N. COINT, J. COTTEN, H. GUILLOU**

2009

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : BRIAND B., LEGENDRE C., PRAX J.-Y., ROUSSET C., KARNAY G., avec la collaboration de TALBOT J.-Y., JOLY A. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Geniez-d’Olt (861). Orléans : BRGM. Notice explicative par Legendre C., Briand B., Thierry J., Le Bret P., Joly A., Bertin C. avec la collaboration de Coint N., Cotten J., Guillou H. (2009), 185 p.

– *pour la notice* : LEGENDRE C., BRIAND B., THIERRY J., LEBRET P., JOLY A., BERTIN C. avec la collaboration de COINT N., COTTEN J., GUILLOU H. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Geniez-d’Olt (861). Orléans : BRGM, 185 p. Carte géologique par Briand B., Legendre C., Prax J.-Y., Rousset C., Karnay G. avec la collaboration de Talbot J.-Y., Joly A. (2009).

© BRGM, 2009. 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 : 978-2-7159-1861-0

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	9
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>FORMATIONS DU SOCLE MÉTAMORPHIQUE</i>	15
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	35
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	37
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS</i>	48
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES – FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	72
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	83
<i>SOCLE MÉTAMORPHIQUE : ÉVOLUTION DES PROTOLITHES, CONDITIONS PHYSIQUES DU MÉTAMORPHISME, TYPE DU MÉTAMORPHISME MP MT</i>	83
<i>PALÉOGÉOGRAPHIE : TRIAS – JURASSIQUE</i>	93
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</i>	129
<i>CONCLUSION</i>	145
<i>DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES</i>	145
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	153
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	158
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	158
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	161
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	161
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE SUR LA FEUILLE DE SAINT-GENIEZ-D'OLT</i>	161
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	166
<i>RÉDACTION DE LA NOTICE EXPLICATIVE</i>	168
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	168

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Diagramme de classification du total des alcalins en fonction de la silice. Les champs sont de Le Bas *et al.* (1986) **50**
- Fig. 2 - a) Schéma interprétatif de l'affleurement de la Combe Basse, expliquant la conservation des brèches stromboliennes : b) édification d'un cône strombolien avec alternance de coulées de lave et de brèches stromboliennes, c) mise en place de la coulée AB141 englobant les fragments de brèches stromboliennes, d) mise en place de la coulée AB140 recouvrant les formations antérieures, e) érosion de la majeure partie du cône strombolien et morphologie actuelle de l'affleurement (d'après Coint, 2006) **70**
- Fig. 3 - Diagramme représentant Na_2O en fonction de K_2O **104**
- Fig. 4 - Diagrammes (a) Ti en fonction de Al_{total} et (b) Al^{VI} en fonction de Al^{IV} reflétant les conditions de pression lors de la cristallisation des clinopyroxènes **108-109**
- Fig. 5 - Diagrammes de Harker de variation des éléments majeurs (poids %) en fonction de SiO_2 **114-115**
- Fig. 6 - Variations d'une sélection d'éléments en traces (ppm) en fonction de Th **118-119**
- Fig. 7 - Spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif de S.-S. Sun et W.-F. McDonough (1989) des laves de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt : a) basanites, b) comparaison des basanites, des basaltes alcalins et des basaltes subalcalins, c) laves intermédiaires **120**
- Fig. 8 - Variations des rapports La/Dy et Dy/Yb en fonction de Th pour les laves basaltiques **122**
- Fig. 9 - Diagramme La/Yb en fonction de Yb (Luhr *et al.*, 1995) **124**
- Fig. 10 - Modèle de cristallisation fractionnée en système clos : Spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant les compositions des liquides père, fils et du fils calculé **126**
- Fig. 11 - Diagramme SiO_2 en fonction de MgO (d'après Hémond *et al.*, 1994) **127**
- Fig. 12 - Stéréogrammes des pôles de foliation, des linéations d'allongement et de crénulation, et des axes de plis de phases 2 et post foliales (projection à aire égale Schmidt et dans l'hémisphère inférieur) **Hors texte**
- Fig. 13 - Carte cinématique de la série du Lot et de localisation des échantillons analysés à la microsonde et utilisés pour la géochronologie et la thermobarométrie **138**

Fig. 14 - Carte géologique de la série du Lot avec les isogrades métamorphiques (d'après Burg <i>et al.</i> , 1984)	140
Fig. 15 - Traversées réalisées à la microsonde électronique montrant les variations de compositions des grenats entre le cœur et la périphérie	142
Fig. 16 - Conditions pression-température calculés par THERMOCALC	143
Fig. 17 - Pseudosections des échantillons SL 55 et SL 375	146
Fig. 18 - Th/Pb vs U/Pb pour SL 53	147
Fig. 19 - Th/Pb vs U/Pb pour SL 135	147
Fig. 20 - Th/ Pb vs U/Pb pour SL 30	147
Fig. 21 - Carte des âges radiométriques U/Pb et Ar/Ar disponibles pour les régions du Lot et Marvejols	148
Fig. 22 - Tableau résumant les principales données radiométriques concernant l'évolution tectono-métamorphique de la région du Lot	150
Fig. 23 - Pli couché expliquant bien les sens de cisaillement contrastés. Le flanc normal expose une succession des isogrades inverses alors que le flanc inverse révèle une succession des isogrades normales	151
Fig. 24 - Tableau de l'évolution tectono-métamorphique du Massif central français et de la région de Saint-Geniez-d'Olt	152
Fig. 25 - Esquisse de la calotte glaciaire wurmienne d'Aubrac (pour partie inspiré de Poizat et Rousset, 1975)	156
Fig. 26 - Carte de localisation des indices barytiques, région de Saint-Geniez-d'Olt (Prax, 1979)	162
Fig. 27 - Itinéraire géologique sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt	163

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques de métavolcanites albitiques et d'orthogneiss et métavolcanites (leptynites)	82
Tabl. 2 - Analyses chimiques de métadiorites	84
Tabl. 3 - Analyses chimiques de métagranodiorite et orthogneiss à biotite associés	86
Tabl. 4 - Analyses chimiques de métavolcanites type « les Vergnes »	87
Tabl. 5 - Analyses chimiques de leptynites et de trondhjémites du complexe leptyno-amphibolique	90
Tabl. 6 - Analyses chimiques de divers types de roches basiques du complexe leptyno-amphibolique	Hors texte
Tabl. 7 - Datations K-Ar d'échantillons sélectionnés (réalisées sur mésostases séparées)	102
Tabl. 8 - Analyses en roches totales des échantillons de roches volcaniques de la feuille Saint-Geniez-d'Olt	110-113

LISTE DES PHOTOGRAPHIES (hors texte)

- Ph. 1 - Le pont des Nègres, qui traverse le ruisseau des Plèches, a été construit sur la chaussée de géants formée par la coulée AB124 (*mpβ¹*)
- Ph. 2 - Au pied du pont, la prismation est légèrement pentée vers l'aval du ruisseau, témoignant d'une paléopente sur laquelle s'est épanchée la coulée
- Ph. 3 - Portion du front de taille sud de la carrière de Condamines : structures à prismation en éventail (ou en gerbes) s'ouvrant vers le bas, séparées par des contacts verticaux francs
- Ph. 4 - Portion du front de taille est de la carrière de Condamines : structures à prismation en éventail (ou en gerbes) s'ouvrant vers le haut (zone d'alimentation). À la base du front de taille, un sill métrique recoupe l'ensemble des structures de la carrière
- Ph. 5 - Affleurement méridional de la protrusion de Belvezet : la prismation, horizontale à la base, se verticalise vers le sommet

RÉSUMÉ

Le périmètre de la carte géologique de Saint-Geniez-d'Olt permet d'observer quatre grandes unités structurales : le socle métamorphique du Massif central, sa couverture sédimentaire permo-carbonifère, sa couverture sédimentaire mésozoïque, le volcanisme miocène de l'Aubrac ainsi que des reliques de formations glaciaires.

Au sein du socle métamorphique, on reconnaît trois ensembles qui se distinguent par l'âge et la nature de leurs protolithes, ainsi que par leurs évolutions tectonométamorphiques : i) au Nord-Est, et en fenêtre dans les basaltes de l'Aubrac, l'« Unité supérieure des gneiss » (USG) qui chevauche la Série de Saint-Geniez-d'Olt, rapportée à l'« Unité inférieure des gneiss » (UIG). Au Sud-Ouest de la carte, sous-jacent à ce second ensemble,affleure un ensemble pélitique, constitué de schistes épizonaux, rapporté à l'« Unité parautochtone ».

Les formations sédimentaires permo-carbonifères sont constituées de pélites, grès, conglomérats et charbon. Des intrusions rhyolitiques subvolcaniques de même âge recourent le socle métamorphique.

La couverture sédimentaire mésozoïque montre une extension très réduite. Elle comporte quelques formations triasiques, mais surtout liasiques qui correspondent à des témoins épargnés par l'érosion. Ces formations sont essentiellement détritiques (grès, silts et argiles) ou à caractère confiné (dolomies) à la base (Trias terminal et Lias basal-Hettangien), elles deviennent ensuite plus carbonatées (Sinémurien) et prennent un caractère nettement plus marin. Au Lias moyen et supérieur (Toarcien), elles présentent à nouveau un important détritisme fin (argiles et silts).

Le volcanisme miocène de l'Aubracaffleure sur la moitié nord-ouest de la feuille, celle-ci est occupée par la région axiale du plateau basaltique et sa retombée nord-est et sud-ouest. Quelques coulées morcelées et pointements disséminés le prolongent sur le territoire granitique de la Margeride. L'épaisseur des formations volcaniques est estimée à 100 m sur l'ensemble de la carte, excepté dans la région du Puech d'Alte-Teste et du village d'Aubrac où elles peuvent atteindre 200 m. Les laves basaltiques sont très peu différenciées mais très diversifiées. L'essentiel du volcanisme de l'Aubrac (90 % du volume total) se serait édifié en un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de $7,5 \pm 0,13$ Ma, c'est-à-dire dans le Tortonien supérieur, hormis quelques récurrences durant le Messinien.

Durant les derniers 100 000 ans (Pléistocène supérieur), la glaciation du « Würm » a laissé sur l'Aubrac les traces d'une calotte glaciaire peu érosive, avec des glaciers émissaires occupant les vallées adjacentes.

ABSTRACT

The Saint-Geniez d'Olt map area shows four main structural units: metamorphic basement of the French Massif Central, Permo-Carboniferous sedimentary cover rocks, Mesozoic sedimentary cover rocks, Miocene volcanic rocks of the Aubrac, and relics of glacial deposits.

Within the metamorphic basement, three units stand out in terms of age and the type of their protoliths, as well as in terms of their tectonometamorphic evolution: i) the "Upper Gneiss Unit" (USG) in the north-east and within a window in the Aubrac basalt; thrust over ii) the Saint-Geniez-d'Olt series, part of the Lower Gneiss Unit (UIG); and iii) a "Para-autochthonous Unit", underlying the UIG, consisting of a pelitic epizonal schist that is exposed in the south-west of the map area.

The sedimentary Permo-Carboniferous formations consist of pelite, sandstone, conglomerate and coal. Subvolcanic rhyolitic intrusions of the same age intersect the metamorphic basement.

Mesozoic sedimentary rocks show a very restricted extension, including some Triassic but especially Early Jurassic (Lias) deposits that escaped erosion. At the base-latest Triassic and basal Jurassic (Hettangian) these formations are mostly detrital sandstone, siltstone and claystone, or have a confined dolomitic character. Sinemurian deposits are more carbonaceous and open marine. During the middle and late Lias (Toarcian), the deposits reverted to a fine detrital character with claystone and siltstone.

Miocene volcanic rocks of the Aubrac are exposed in the north-west of the map area, where the axial region of the basalt plateau and its north-east and south-west limbs are found. A few scattered flows and disseminated point sources continue this region into the granite area of the Margeride. The volcanic deposits are estimated to be around 100 m thick over most of the map area, except in the Puech d'Alte-Teste region and near the village of Aubrac where they can be as much as 200 m thick. The basaltic lava is little differentiated but highly diversified. Most of the Aubrac volcanism (90% of the total volume) probably occurred over a very short time span of about 250,000 years, around 7.5 ± 0.13 Ma during the late Tortonian, except for a few late recurrences during the Messinian.

Over the past 100,000 years (Late Pleistocene), the "Würm" glaciation has left traces on the Aubrac of an ice cap that was not very erosional, with glaciers that flowed into the adjacent valleys.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte à 1/50 000 Saint-Geniez-d'Olt est située au cœur du Massif central, pour sa moitié orientale dans le département de la Lozère et pour sa moitié occidentale dans le département de l'Aveyron.

Elle couvre pour plus de la moitié la terminaison sud-est du plateau de l'Aubrac, d'une altitude supérieure à 1 200 m, totalement déforesté et désormais en grande partie occupé par d'immenses pâturages d'estive. Ce paysage contraste avec les flancs boisés au Sud, à l'Ouest et au Sud-Ouest de la feuille, très inclinés (900 à 1 000 m de dénivelé pour une distance inférieure à 10 km à vol d'oiseau) et découpés en lanières par les « boraldes » ou vallées profondes creusées par les ruisseaux prenant leur source sur le plateau de l'Aubrac et débouchant vers le Sud sur la vallée du Lot.

La feuille comprend les deux principaux sommets de l'Aubrac : le Puech d'Alte-Teste, 1 448 m, point culminant de l'Aveyron, et le Signal de Mailhe-Biau, 1 469 m, point culminant de la Lozère et de l'Aubrac, situés au centre de la feuille, sur l'axe NW-SE selon lequel s'aligne l'ensemble des sommets du massif.

La vallée du Lot, aux méandres surimposés et très encaissés, longe le bord sud de la feuille à partir de sa limite sud-orientale avec la feuille Mende. Recoupant l'angle sud-est de la feuille Saint-Geniez-d'Olt, son tracé se poursuit sur la feuille Sévérac-le-Château, baignant la localité de Saint-Laurent-d'Olt en aval duquel la rivière revient sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt. Elle descend ensuite vers Pomayrols, puis Sainte-Eulalie-d'Olt et Saint-Geniez-d'Olt, localités situées en limite sud de la feuille. Son tracé se poursuit vers l'Ouest sur la feuille Espalion, dont la limite avec la feuille Saint-Geniez-d'Olt se situe immédiatement en amont du barrage de Castelnau-Lassouts.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Du point de vue géologique, on peut distinguer quatre grandes unités : le socle métamorphique du Massif central, sa couverture sédimentaire permocarbonifère, sa couverture sédimentaire mésozoïque, le volcanisme miocène de l'Aubrac ainsi que des reliques de formations glaciaires.

Le socle métamorphique du Massif central : au sein du socle métamorphique, on peut individualiser trois ensembles métamorphiques qui se distinguent par l'âge et la nature de leurs protolithes, ainsi que par leurs

évolutions tectonométamorphiques. Ils sont à rapporter à trois unités lithotectoniques distinctes du Massif central.

Dans le secteur nord-est, et en fenêtre dans les basaltes de l'Aubrac, affleure un complexe leptyno-amphibolitique, formation caractéristique de l'« Unité supérieure des gneiss » - USG).

Ce premier ensemble chevauche un ensemble essentiellement pélitique, à nombreuses intercalations d'orthogneiss, métadiorites, leptynites (série de Saint-Geniez-d'Olt). Cette seconde unité, largement développée sur le territoire de la carte Saint-Geniez-d'Olt, est rapportée à l'« Unité inférieure des gneiss » (UIG). Sous-jacent à ce second ensemble, affleure, dans le domaine sud-ouest de la carte, un nouvel ensemble pélitique, constitué de schistes épizonaux, rapporté à l'« Unité parautochtone » (ou Unité Para-Autochtone - UPA).

Au Nord-Est de la feuille affleure la terminaison méridionale du grand pluton laccolitique de la Margeride, mis en place au Westphalien.

Les formations sédimentaires permo-carbonifères sont constituées de pélites, grès et conglomérats, charbon (Vetter, 1968) que l'on trouve dans petits bassins dans le Déroit de Rodez et au Nord de celui-ci (Prax, 1979). Dans le Déroit de Rodez, les formations détritiques rouges (« Saxonien » ou « Autunien rouge ») sont transgressives et discordantes sur l'Autunien, sur le Stéphanien, ou bien directement sur le socle (Fuchs, 1969a). Les appareils subvolcaniques filoniens, intrusifs dans le socle métamorphique, sont constitués par un matériel de composition rhyolitique à texture parfois microgranitique.

Les formations sédimentaires mésozoïques sont très localisées et ont une extension très réduite ; comportant vraisemblablement quelques formations triasiques, mais surtout liasiques, elles correspondent à des témoins épargnés par l'érosion car en partie protégés par les coulées volcaniques venant de l'Aubrac au Nord. Conservées par place, elles reposent en discordance sur le socle métamorphique. Elles sont les témoins les plus septentrionaux de la transgression mésozoïque sur la bordure nord du « Déroit de Rodez », détachées par l'érosion des importantes séries triasiques et jurassiques du Causse de Rodez, bien développées sur la feuille Sévérac-le-Château. Essentiellement détritiques (grès, silts et argiles) ou à caractère confiné (dolomies) à la base (Trias terminal et Lias basal-Hettangien), elles deviennent ensuite plus carbonatées (Sinémurien) et prennent un caractère nettement plus marin. Au Lias moyen-Pliensbachien (Carixien et Domérien) et supérieur (Toarcien), elles présentent à nouveau un important détritisme fin (argiles et silts). Les unités bien datées les plus récentes ne semblent pas dépasser le Domérien terminal ; la présence du Toarcien, de l'Aalénien et du Bajocien reste très douteuse et restreinte à l'extrême angle sud-est de la feuille.

Les témoins mésozoïques les plus étendus et les moins masqués par les formations volcaniques sont dans l'angle sud-est de la feuille, couronnant les plateaux de part et d'autre du cours du Lot, depuis le Sud de Saint-Germain-du-Teil, tout autour d'Auxillac et plus au Nord jusqu'au-delà de le Bruel. Ces affleurements sont la continuité de ceux, très étendus, qui bordent plus au Sud toute la limite nord de la feuille Sévérac-le-Château (« bassin de la Capelle-Bonance-Banassac » en communication avec la partie orientale du « Déroit de Rodez »). Pour l'intervalle stratigraphique concerné, du point de vue lithofaciologique et paléogéographique, ces séries se rattachent au « bassin des Causses ».

Un second secteur d'affleurement est situé dans le quart sud-ouest de la feuille, entre Prades-d'Aubrac et Condamines, jusqu'à proximité de Mandailles. Il montre une assez bonne extension du Mésozoïque, mais parfois très masqué, protégé par les coulées volcaniques du Puech de Cadepau. Quelques témoins très réduits existent un peu plus à l'Est près des localités de Corbières, Verlac et Naves-d'Aubrac, presque totalement recouverts par des coulées volcaniques (Puech des Escoudats, Puech du Bouissou). Enfin, un témoin d'extension très réduite et le plus septentrional du secteur de la carte, existe au village de Plagnes, quelques kilomètres au Nord de Montfalgoux vers le centre de la feuille. Par opposition à l'ensemble précédent, les séries concernées appartiennent entièrement au « Déroit de Rodez ») dont les faciès se rattachent plutôt à ceux du « Domaine aquitain ».

Alors que le Jurassique du « bassin des Causses » a fait l'objet de très nombreux travaux dans les dernières décennies, la rareté et la médiocrité des affleurements des terrains mésozoïques de la feuille Saint-Geniez-d'Olt ne permettent pas d'en dresser une série chronostratigraphique détaillée et documentée du point de vue lithostratigraphique, bien datée par la biostratigraphie. De plus, il existe peu de travaux récents traitant particulièrement des terrains de cette feuille car les études menées concernent surtout des affleurements localisés sur les feuilles adjacentes (Ellenberger, Fuchs, 1965 ; Lapadu-Hargues, 1947 ; Fuchs, 1969a, b ; Aubague *et al.*, 1979a, b ; Michard, Coumoul, 1979 ; Michard *et al.*, 1979 ; Prax, 1979 ; Trümpy, 1983 ; Meister, 1986 ; Morard, 2004). La rédaction des paragraphes consacrés aux formations de la couverture mésozoïque qui suivent est donc en partie fondée sur les rares observations possibles sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt, complétées par les connaissances acquises au cours du lever des feuilles à 1/50 000 voisines Espalion (à l'Ouest ; Rousset *et al.*, 1989), Rodez (au Sud-Ouest ; Alabouvette *et al.*, 1989), Sévérac-le-Château (au Sud ; Defaut *et al.*, 1990), Florac (au Sud-Est ; Gèze *et al.*, 1980b) et Mende (à l'Est ; Briand *et al.*, 1979b). Les connaissances portées sur ces dernières étant elles-mêmes en partie issues des éditions à 1/80 000 de Mende (Boule, Fabre, 1906 ; Lapadu-Hargues, 1949) et Sévérac-le-Château (Fournier, Fabre, 1909 ; Demay *et al.*, 1958) et de rares

travaux originaux réalisés dans la première moitié du XX^e siècle (Thévenin, 1903 ; Boisse de Black, 1933 ; Roquefort, 1934).

L'histoire du **Crétacé** est mal connue : dans le « Déroit de Rodez », le Quercy et les Grands Causses, des dépôts de faible profondeur (marais, estuaires, côtiers) ont recouvert des couches jurassiques intensément karsitifiées (bauxites) entre le Cénomanién et le Campanien-Santonien (Bruxelles *et al.*, 1999 ; Simon-Coinçon, 1989 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2005).

Le **début du Tertiaire**, au moins jusqu'à l'**Éocène**, reste également très mal connu (Goër de Herve *et al.*, 1994). Tout au plus peut-on supposer des basses terres aux reliefs peu contrastés et couvertes d'un épais manteau d'altérites.

Au cours du **Miocène**, suite au basculement d'ensemble du Massif central du SSE vers le NNW, deux grands axes de drainage régionaux se développent (Goër de Herve *et al.*, 1994) : l'un se superpose à l'axe actuel du Lot, tandis que l'autre occupe celui de la Truyère (Nord-Ouest de la région). Ces drains vont organiser le paysage (Goër de Herve *et al.*, 1991) avec l'enfoncement d'une cinquantaine de mètres de certaines vallées du Massif central (Simon-Coinçon, 1989 ; 1993), tandis que des reliefs volcaniques apparaissent à proximité. L'examen de la position des coulées sur la feuille Nasbinals (Goër de Herve *et al.*, 1994) montre un paysage stable sur le plateau de l'Aubrac, avec faible enfoncement des vallées entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur.

Le volcanisme miocène de l'Aubrac affleure sur moitié nord-ouest de la feuille, celle-ci est occupée par la région axiale du plateau basaltique et sa retombée nord-est et sud-ouest. Quelques coulées morcelées et pointements disséminés le prolongent sur le territoire granitique de la Margeride. L'épaisseur des formations volcaniques est estimée à 100 m sur l'ensemble de la carte, excepté dans la région du Puech d'Alte-Teste et du village d'Aubrac où elles peuvent atteindre 200 m.

Les laves sont très peu différenciées mais très diversifiées ; la majeure partie d'entre elles se placent dans les champs basaltiques (picrobasaltes, basanites, basaltes alcalins à néphéline normative et basaltes subalcalins à hyperstène normatif).

Les données chronologiques antérieures (Goër de Herve *et al.*, 1991) ont conduit à placer la totalité de l'Aubrac dans le Miocène supérieur :

- un volcanisme précurseur s'est manifesté autour de 8,7 Ma ;
- quelques éruptions tardives dispersées semblent s'être poursuivies jusque vers 6,5 à 6 Ma, principalement aux abords de la vallée du Bès ; mais l'essentiel de l'Aubrac (90 % du volume total) se serait édifié en un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de $7,5 \pm 0,13$ Ma (Goër de Herve *et al.*, 1994). Les nouveaux âges obtenus dans le cadre du lever de la feuille Saint-Geniez

s'intègrent bien dans la gamme de ceux compilés par A. Goër de Herve *et al.* (1991). Ainsi, la quasi-totalité du volcanisme de l'Aubrac se placerait dans le Tortonien supérieur, hormis quelques récurrences durant le Messinien.

Le **Pliocène**, entre 4,5 et 3 Ma, est marqué aux environs de Chaudes-Aigues par la capture de la « proto-Truyère » par la « paléo-Truyère », ainsi que par le comblement d'un fossé tectonique installé sur la Margeride. Une partie des sols latéritiques et des arènes développés antérieurement semble avoir été déblayée dès cette époque mais sous certaines coulées volcaniques de l'Aubrac (Arino, 1986), des restes de sols subsistent plus à l'Ouest sur Entraygues-sur-Truyère notamment (Dugey *et al.*, 2006).

À partir du **Pliocène supérieur**, une seconde élévation générale du Massif central entraîne une reprise de l'encaissement des rivières. C'est vraisemblablement à ce stade que la paléo-surface hercynienne et jurassique-crétacée est défoncée. Les cours d'eaux s'encaissent ensuite surtout dans le substrat du socle hercynien.

Au **Pléistocène supérieur**, c'est-à-dire durant les derniers 100 000 ans, la glaciation dite du « Würm » a laissé de nombreuses traces sur l'Aubrac, désignant une calotte glaciaire peu érosive avec des glaciers émissaires occupant les vallées adjacentes. La reconstitution cartographique de cette calotte de l'Aubrac a été finement dressée par M. Poizat et C. Rousset (1975).

Historiquement, les phénomènes glaciaires furent tôt identifiés en Aubrac (Fabre, 1896 ; Boisse de Black, 1933 ; 1936 ; 1951) et les premiers chercheurs furent partisans de l'hypothèse « polyglacialiste », c'est-à-dire qu'ils pensaient avoir les traces de plusieurs englacements successifs. Ces travaux furent repris postérieurement par C. Rousset (1969 ; 1970), puis par M. Poizat (1973, Poizat et Rousset, 1975) qui ont poursuivi ce schéma en proposant trois phases glaciaires successives attribuées au Würm, au Riss et au Mindel. Les derniers auteurs à s'être penchés sur le problème furent résolument « monoglacialisistes » (Goër de Herve, 1972 ; Veyret, 1978 ; Etlicher et Goër de Herve, 1988 ; Goër de Herve *et al.*, 1994).

L'hypothèse la plus simple est de considérer qu'il est probable (sinon évident) que des glaces anciennes ont bien existé (ici comme ailleurs) à différentes époques du Quaternaire, mais que leurs limites d'extension devaient être très proches et que toutes les traces anciennes ont été nettoyées par ce dernier englacement. C'est le choix des auteurs de cette notice.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les formations métamorphiques du socle ont été levées par B. Briand, ces levés ont permis de mettre en évidence un métamorphisme inverse et un chevauchement de type « Himalayen » dans la série de la vallée du Lot (Briand et Gay, 1978). Le contact sud entre granite de la Margeride et socle a été détaillé par J.-Y. Talbot dans le cadre de son travail de thèse (2006).

Les formations sédimentaires stéphano-permiennes ainsi que la couverture mésozoïque ont été levées par J.-Y. Prax au cours de son travail de thèse de 3^e cycle (1979).

Le lever du volcanisme de l'Aubrac a été effectué par C. Legendre et l'étude des différentes formations réalisée par C. Legendre et N. Coint en 2006 au cours du Master 2 de Nolwen.

La cartographie des formations superficielles de la feuille Saint-Geniez-d'Olt résulte d'une synthèse des travaux réalisés par les différents auteurs qui ont étudié cette région. Les premiers levés sont dus à M. Poizat en 1978 mais ils ont été plusieurs fois complétés et/ou modifiés au fil des études ultérieures. Les formations glaciaires ont été levées par C. Rousset dans une optique « polyglacialiste ». Le choix qui a été fait dans la synthèse cartographique de la feuille a été de considérer que seule la trace de la dernière glaciation a été enregistrée : bien que des glaces anciennes aient bien existé à différentes époques du Quaternaire, leurs limites d'extension devaient être très proches et toutes les traces anciennes ont été nettoyées par ce dernier englacement.

Il a donc été nécessaire d'effectuer deux brèves missions de recalage sur le terrain. Ces dernières observations ont conduit à diminuer fortement l'importance du masque des formations superficielles de l'Aubrac (tills et moraines notamment), au profit du substratum (volcanites et granite de la Margeride notamment). G. Karnay a étudié plus particulièrement l'interface des formations volcaniques avec le substratum ainsi que les formations d'altération infra et périvolcaniques.

Les contours des formations superficielles n'ont pas été retravaillés par rapport à ceux proposés par les auteurs de la feuille, mais les cartes voisines ont été consultées et comparées (Alabouvette *et al.*, 1989 ; 1990 ; Briand *et al.*, 1979a ; Defaut *et al.*, 1990 ; Gèze *et al.*, 1979 ; 1980a, b ; Bogdanoff *et al.*, 1989a ; Brousse *et al.*, 1975a, b ; Burg *et al.*, 1988 ; Couturié 1974 ; Couturié et Geffroy, 1974 ; Duguet *et al.*, 2006 ; Goër de Herve *et al.*, 1991 ; 1994 ; 2006 ; Rousset *et al.*, 1989). Une légende de synthèse a été réalisée à partir de ces différents documents et réorganisés pour la rédaction de la présente notice. Certains caissons de légende ont été maintenus bien qu'apparemment en décalage avec le terrain actuellement identifiable. À ce propos, il faut souligner

l'importance des remaniements anthropiques à la surface de cette région depuis 30 ans : de nombreux blocs, éboulis et autres « tores » ont été déplacés, entassés et/ou éliminés des champs grâce à l'utilisation de tracteurs puissants qui n'opéraient pas auparavant. En conséquence, certaines observations anciennes sont devenues impossibles et on doit se méfier des assemblages de mégablocs artificiellement créés par les engins agricoles. En conséquence, ne disposant plus des éléments visibles vers la fin des années 1970, la partie « formations superficielles » n'a pas été totalement remaniée. D'autres caissons de légende ont par contre été rapprochés, du fait de leur synonymie évidente (ex. moraines des différents cartographes) ou faute d'argument pour maintenir les différences initialement proposées.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS DU SOCLE MÉTAMORPHIQUE

Le socle de la carte Saint-Geniez-d'Olt permet l'observation de trois ensembles métamorphiques différant par l'âge et la nature de leurs protolithes et par leurs évolutions tectonométamorphiques. Ils sont à rapporter à trois unités lithotectoniques distinctes du Massif central (MCF, Ledru *et al.*, 1989).

Dans le secteur nord-est, et en fenêtre dans les basaltes de l'Aubrac, affleure un complexe leptyno-amphibolitique, formation symptomatique de « l'unité supérieure des gneiss » - USG.

Ce premier ensemble chevauche un ensemble essentiellement pélitique, à nombreuses intercalations d'orthogneiss, métadiorites, leptynites (« série de Saint-Geniez-d'Olt »). Cette seconde unité, largement développée sur le territoire de la carte Saint-Geniez-d'Olt, est rapportée à « l'unité inférieure des gneiss » (UIG). Sous-jacent à ce second ensemble, affleure, dans le domaine sud-ouest de la carte, un nouvel ensemble pélitique, constitué de schistes épizonaux, rapporté à « l'unité parautochtone » (ou « Complexes autochtones relatifs »).

Unité Parautochtone

Sur le territoire de la feuille Saint-Geniez-d'Olt, la formation des schistes sériciteux et schistes quartzeux n'apparaît que dans un petit domaine, situé au Sud-Ouest de la carte, sur les versants de la vallée du Lot, en aval de Saint-Geniez-d'Olt. Elle se poursuit, vers le Sud, sur la feuille voisine Séverac-le-Château (Alabouvette *et al.*, 1990 ; Defaut *et al.*, 1990) et on retrouve, vers l'Ouest, son équivalent sur la feuille Espalion, en bordure du granite de la Margeride (« apophyse d'Entraygues » - Rousset *et al.*, 1989a, b). Ce type de formation schisteuse est largement développé vers l'Ouest, sur les feuilles Entraygues-sur-Truyère et Maurs (« formation type Châtaigneraie » - Bogdanoff

et al., 1989a, b). Compte tenu de l'attitude générale des foliations dans ce secteur de la carte, l'ensemble des schistes sériciteux et schistes quartzeux est sous-jacent à l'ensemble des micaschistes de Saint-Geniez-d'Olt.

Cet ensemble schisteux a été rapporté à l'unité des « complexes autochtones relatifs » (Ledru *et al.*, 1989). Dans ce schéma, cette unité est chevauchée par l'unité sus-jacente (Ledru *et al.*, 1989) selon un accident qui serait ici l'équivalent du charriage post métamorphique d'âge carbonifère précoce (Viséen) reconnu en Chataigneraie (Bogdanoff *et al.*, 1989a, b).

S1-2. **Schistes sériciteux, schistes quartzeux.** Ce sont des roches très fissiles, finement cristallisées, d'aspect souvent satiné et luisant, de teinte générale sombre lorsqu'elles sont fraîches (gris argenté à gris verdâtre ou bleuté), et prenant une teinte plus claire à l'altération (jaunâtre à blanchâtre). Malgré sa faible extension, cet ensemble schisteux montre une certaine diversité pétrographique. Les variations rapides des proportions de quartz, micas et feldspaths permettent l'individualisation de divers types, qui sont toutefois trop intimement associés pour être distingués à l'échelle de la carte.

Les faciès les plus micacés sont des roches massives, particulièrement riches en lits, lentilles et rods quartzeux soulignant fréquemment des charnières de plis. Le terme prédominant est un schiste sériciteux et quartzeux qui présente fréquemment les marques d'une très nette schistosité de crénulation, souvent observable dès l'examen macroscopique.

Dans cet ensemble schisteux, et plus particulièrement à sa partie sommitale, s'intercalent fréquemment des bancs ou lentilles décimétriques à plurimétriques de quartzites et quartzoletpynites micacées. Elles se caractérisent par leur forte teneur en quartz et albite, en lits polycristallins granoblastiques, séparés par de fines cloisons de micacées (muscovite \pm biotite). Les intercalations d'autres types pétrographiques sont très discrètes : on peut seulement noter la présence d'une leptynite rose à grain fin ($\zeta\lambda^{5Na}$) et de gneiss massifs à biotite \pm amphibole, apparaissant ponctuellement en lentilles métriques (ζA) ; ces intercalations sont elles aussi cantonnées à la partie supérieure de l'ensemble schisteux.

Les schistes sériciteux et schistes quartzeux sont essentiellement constituées de quartz, micas blancs, \pm chlorite, albite, \pm biotite, \pm grenat, minéraux opaques en grains ou baguettes, \pm graphite, zircon et localement carbonates en plages interstitielles (Poulain, 1972).

$\zeta\lambda^{5Na}$. **Métavolcanites albitiques.** Ces roches, peu fréquentes (ou leptynites), n'apparaissent qu'en lits ou lentilles d'épaisseur décimétrique, au sein des schistes sériciteux et quartzeux (par ex. : sommet des Amillaux, à

l'Ouest de Saint-Geniez-d'Olt). Elles se distinguent aisément de leur encaissant pélitique par leur aspect plus massif, un grain fin, une foliation souvent discrète et une teinte très claire, variant du rose vif pour les termes frais au blanc-jaune pour les termes les plus altérés. Leur passage à l'encaissant peut être rapide, franc à l'échelle de la lame mince, ou progressif et parfois récurrent (bancs de « leptynite » entrelardés de lits pélitiques). Ces leptynites ne sont pas, ici, accompagnées d'autres termes quartzofeldspathiques.

Ces roches sont essentiellement constituées de quartz et albite limpide, en grains très fins, constituant un fond de texture grenue à granoblastique. Dans ce fond s'individualisent localement quelques phénocristaux inframillimétriques de quartz poly- ou monocristallins circulaires et parfois golfés, ainsi que des phénocristaux de plagioclase maclé, sériciteux. Le mica blanc est généralement le mica dominant, en fins amas discontinus ; la biotite est plus discrète ou même absente. Ces leptynites se débitent suivant un plan de schistosité marqué, correspondant au plan axial de plis isoclinaux aigus qui plissent une surface de nature déjà tectonique, soulignée par l'alignement de petits micas et l'aplatissement accusé des plages de quartz et albite.

ζA. Gneiss à biotite « Les Amillaux ». Ces roches n'apparaissent que très ponctuellement, en amas de lentilles décimétriques à métriques se distinguant clairement de leur encaissant de schistes et schistes quartzeux. Elles sont constamment situées à la partie sommitale de l'ensemble des schistes de Saint-Geniez-d'Olt, à proximité du contact avec l'ensemble micaschisteux sus-jacent.

Les gneiss à biotite sont des roches sombres et massives, de grain fin à moyen, riches en biotite. Elles sont constituées de plagioclase séricitisé, ± quartz, biotite prédominante, altérée en chlorite et localement amphibole ; apatite, sphène et zircon complètent l'association minéralogique.

Série de Saint-Geniez-d'Olt : « Unité inférieure des gneiss »

La série de Saint-Geniez-d'Olt est constituée, pour l'essentiel, d'un puissant ensemble micaschisteux au sein duquel s'intercalent diverses formations orthodérivées. Cet ensemble affleure très largement dans les secteurs sud et ouest de la feuille, où il constitue l'essentiel de la série de Saint-Geniez-d'Olt ; il se poursuit sur les feuilles voisines de Nasbinals (au Nord, Goër De Herve *et al.*, 1994a, b), Séverac-le-Château (au Sud, Alabouvette *et al.*, 1990 ; Defaut *et al.*, 1990) et surtout Espalion (à l'Ouest, Rousset *et al.*, 1989a, b). Un second ensemble, affleurant sur le versant nord-est de la vallée du Rioulong, n'est constitué que de deux minces horizons localisés au sommet de la série de Saint-Geniez-d'Olt, à proximité ou au contact même de l'unité sus-jacente. Dans le schéma d'architecture en nappes de l'ensemble du Massif central, la série de Saint-Geniez-d'Olt a été rapportée à « l'unité inférieure des gneiss » (Ledru *et al.*, 1989).

$mp_{\xi_{pl}^2}$. **Micaschistes lamelleux et/ou feldspathiques, gneiss plagioclasiques, gneiss mylonitiques.** Cette formation apparaît sur le versant nord-est de la vallée du Rioulong, où elle constitue deux horizons continus, encadrant un niveau de gneiss quartzofeldspathiques.

L'horizon inférieur est constitué de micaschistes lamelleux de teinte grise et patine rouille et d'intercalations métriques de niveaux massifs, quartzeux et feldspathiques. Les micaschistes sont à muscovite largement prédominante, en lames souvent de forme amygdalaires ; la biotite est fréquemment transformée en micas jaunâtres ou chlorite. Le quartz est en lentilles ou rubans et le plagioclase, séricitisé, demeure discret. Ces micaschistes présentent souvent une double surface de débit et leur caractère mylonitique est souligné par la forme allongée de certains grenats, en amandes parfois tronçonnées. La staurotite subsiste en îlots relictuels au sein d'amas sériciteux, la fibrolite est en amas associés à la biotite.

L'horizon supérieur est située au sommet de la série de Saint-Geniez-d'Olt, au contact immédiat du complexe leptyno-amphibolitique sus-jacent de la série de Marvejols. Il se distingue du précédent par l'apparition, au sein de la trame micacée, d'amandes centimétriques de feldspaths blanchâtres, conférant à ces micaschistes feldspathiques une surface de débit bosselée caractéristique. La muscovite est ici très abondante, en larges lames flexueuses soulignant la foliation et en amygdales, au sein de rubans quartzeux polycristallins. Les feldspaths peuvent devenir localement prépondérants et constituer des lentilles ou lits feldspathiques discontinus, conférant alors à ces roches un aspect gneissique accusé.

Cette formation se retrouve, avec la même position, sur la feuille voisine Mende (ξ_{pl}^{2mu} micaschistes lamelleux et/ou feldspathiques et gneiss plagioclasiques associés, Briand *et al.*, 1979a, b).

$O\xi-\lambda^3$. **Orthogneiss et métavolcanites.** Ces roches se rencontrent à divers niveaux de la série de Saint-Geniez-d'Olt, en gisements de puissance et d'extension très variables, depuis des lentilles plurimétriques (Vieural, le Franc) jusqu'à des massifs ou des niveaux continus de puissance plurihectométrique (Saint-Chély-d'Aubrac, vallée du Rioulong). Elles sont encaissées essentiellement dans les micaschistes et, le plus souvent, dans les termes semi-lamelleux, quartzeux, gneissiques et quartziteux ; on les rencontre plus rarement dans les métadiorites à amphibole et les gneiss qui leur sont associés (Busses, Nord de Saint-Germain-du-Teil). L'horizon quartzofeldspathique de la vallée du Rioulong se distingue par son extension latérale plurikilométrique : il se poursuit ainsi largement vers l'Est, sur la feuille voisine de Mende (« leptynites de Marvejols », Peyretti, 1971). Il montre une grande variété de termes orthogneissiques et métavolcaniques, souvent étroitement associés à l'échelle de l'affleurement, et différant par la taille du grain, les proportions de mégacristsaux

feldspathiques, les teneurs en biotite (Peyretti, 1971 ; Pin., 1979a). Il présente, en outre, de nombreuses intercalations de micaschistes quartzeux, gneiss massifs quartzeux et métavolcanites (leptynites) quartzieuses micacées.

Le faciès le plus caractéristique des orthogneiss présente une foliation accusée, marquée par l'alignement et l'étirement des phénocristaux centimétriques de feldspath potassique, souvent rosé, moulés par des amas ou cloisons micacés à biotite prédominante et de minces rubans quartzeux discontinus. La surface de foliation porte une très nette linéation définie par l'étirement des feldspaths et l'orientation des rubans quartzeux et amas micacés, structures rapportées aux déformations liées à la « phase 2 » de la déformation régionale. Quelques affleurements montrent cependant des faciès plus massifs, moins déformés, de texture plus grenue (Saint-Chély-d'Aubrac), présentant des mégacristaux feldspathiques subautomorphes peu orientés et des quartz en ocelles bleutés. Les leptynites sont des roches claires, blanches à rosées, de grain fin à moyen, se débitant souvent en plaquettes selon des plans soulignés par les micas (biotite et surtout muscovite) et portant eux-aussi une forte linéation d'étirement (orientation des micas, des lentilles quartzieuses). Elles peuvent, localement, être aussi discrètement œillées ou, plus rarement, présenter une texture grenue. Certains faciès, très subordonnés, en bancs ou lentilles de faible extension, se caractérisent, à l'examen macroscopique, par une foliation peu marquée, un grain très fin, une teinte souvent rose et une très faible teneur en micas (biotite et surtout muscovite). Les leptynites sont très fréquemment observées au voisinage ou au sein même des orthogneiss œillés (Saint-Chély-d'Aubrac, Busses, Condamines, vallée du Rioulong). Lorsqu'ils sont associés, le passage des orthogneiss aux leptynites peut être très rapide (limite entre deux bancs) ou progressif, par variation du grain et disparition progressive des mégacristaux feldspathiques. Ces deux termes peuvent aussi apparaître indépendamment à l'affleurement : lentilles métriques isolées de gneiss œillés et, plus fréquemment, lentilles métriques à décimétriques de leptynites roses à grain fin. Les orthogneiss et leptynites présentent un contact avec l'encaissant pélitique franc, parfois récurrent ; à l'approche de cet encaissant, les orthogneiss œillés montrent une disparition progressive et rapide des mégacristaux ainsi qu'une diminution sensible de la taille du grain (par ex. : les orthogneiss de vallée du Rioulong et cf. Pin, 1979a).

Les variations rapides des modes de gisement, textures, tailles du grain et compositions minéralogiques, reflétant la diversité des protolithes et résultant aussi des effets de la déformation, conduisent à une grande variété de faciès, souvent étroitement associés à l'affleurement et regroupés à l'échelle de la carte.

Les orthogneiss œillés sont constitués de quartz, en plages monocristallines allongées, en rubans polycristallins discontinus moulant les mégacristaux de feldspath et incluant souvent de très fines lames de biotite et muscovite. Le feldspath potassique, perthitique, est en amandes monocristallines

pluricentimétriques à inclusions de quartz et bordées d'une frange discontinue de myrmékite. Il apparaît également en petites plages xénomorphes associées au plagioclase en lits granoblastiques discontinus et parfois renflés en amandes polycristallines. Le plagioclase peut apparaître aussi, mais très localement (Vignac), en mégacristaux quadrangulaires tronçonnés. La biotite est le mica prédominant, associée à la muscovite en fines cloisons, traînées ou amas discontinus. Le grenat est parfois présent, en petits grains chloritisés. Apatite et zircon, en inclusion dans la biotite, complètent l'association minéralogique.

Les leptynites présentent une composition minéralogique très voisine : le quartz est, ici aussi, en plages monocristallines allongées ou en rubans polycristallins discontinus, alternant avec des lits feldspathiques continus constitués de petits grains de plagioclase et feldspath potassique. Ce dernier peut aussi apparaître en amandes monocristallines perthitiques. La muscovite est généralement le mica prédominant, voire exclusif. Le grenat est fréquent, mais peu abondant, en petits individus squelettiques ou rétromorphosés. Zircon et apatite complètent l'association minéralogique.

Les leptynites roses de grain fin montrent un fond finement cristallisé avec une orientation accusée, marquée par la forme allongée des petits grains de quartz, plagioclase et feldspath potassique. Cette orientation est soulignée par de très fines cloisons discontinues de biotite chloritisée et/ou muscovite et aussi par l'allongement des petits phénocristaux de plagioclase et des rares feldspaths potassiques perthitiques, ainsi que des plages mono- ou polycristallines de quartz.

λ. Métavolcanites quartzеuses micacées. Les métavolcanites quartzеuses micacées sont des roches massives, dures et tenaces, de teinte sombre, noires à grises lorsqu'elles sont fraîches et devenant jaunâtres à l'altération. Elles se disposent en bancs métriques à décamétriques ou en lits décimétriques au sein des divers termes pélitiques de la série de Saint-Geniez-d'Olt : micaschistes lamelleux à minéraux et surtout micaschistes semi-lamelleux, gneiss massifs quartzеux à biotite et micaschistes et gneiss à ocelles d'albite. Leur passage à l'encaissant est rapide, souvent récurrent. Elles se rencontrent plus rarement intercalées au sein d'autres formation (par ex. : dans les orthogneiss et leptynites de la vallée du Rioulong à hauteur du hameau de Ginestoux). Lorsqu'elles apparaissent en corps bien individualisés (bancs ou lentilles plurimétriques), elles ont été individualisées sur la carte mais, le plus souvent, leur association très étroite avec les termes encaissants ne permet pas de distinction cartographique précise : ces associations ont été reportées sur la carte sous la dénomination $\xi_{\zeta\eta}^{2\zeta\eta}$ « association de micaschistes semi-lamelleux, de micaschistes quartzеux et de métavolcanite (leptynite) quartzеuse micacée ».

Les leptynites quartzеuses micacées sont particulièrement fréquentes à la partie basale de l'ensemble micaschisteux mais elles peuvent apparaître, et

même devenir localement le faciès prédominant, à tous les niveaux de cet ensemble, jusqu'à sa partie sommitale (par ex. : au Nord du hameau Les Salces). Elles affleurent tout particulièrement, en bancs plurimétriques, sur la rive droite du Lot, en bordure de la D 259 entre Falguières et Saint-Laurent-d'Olt (où elles sont notés η_{bi} , Alabouvette *et al.*, 1990 ; Defaut *et al.*, 1990), entre Saint-Laurent-d'Olt et Pomayrols et dans les vallées des ruisseaux de Mardonenque et Bonance. Le secteur des rives du Lot correspond au domaine figuré en quartzites à minéraux (ξ_a^1 , Lapadu-Hargues, 1949a, b).

Les leptynites quartzieuses micacées présentent une foliation discrète, soulignée par la muscovite en fines cloisons discontinues et la biotite, en petites lames orientées qui confèrent souvent à ces roches un aspect « tiré ». Elles sont constituées de quartz, oligoclase séricitisé abondant, en amygdales isolées ou sub-jointives et associées en amas centimétriques discontinus, biotite (mica largement prédominant) parfois chloritisée, muscovite, grenat de petite taille, souvent opacifié, zircon abondant. La staurotide est en petites plages, parfois incluses dans un minéral déstabilisé en amas jaunâtres (cordiérite probable). Le disthène peut être très étroitement associé à la staurotide, comme décrit par D. Poulain (1972).

$M\eta^{1-2}\zeta_a$. Métadiorites quartziques à hornblende, gneiss à biotite et amphibole associés. Les métadiorites quartziques à hornblende constituent deux massifs plurikilométriques distincts. L'un est situé dans la vallée du Lot, où il forme de belles falaises (au Nord et à l'Est de Saint-Germain-du-Teil) et se poursuit sur la feuille Mende (Roques, 1941 ; Lapadu-Hargues, 1943, 1947, 1949a, b ; Colin, 1963 ; Peyretti, 1971 ; Briand *et al.*, 1979a, b ; Pin, 1979a). L'autre affleure dans la vallée du ruisseau des Mousseaux, aux abords du village de Brameloup (« massif des Picades », Roques, 1941 ; Lapadu-Hargues, 1947 ; Colin, 1963). Elles constituent également un horizon continu, de puissance hectométrique et d'orientation NW-SE, situé sur le versant nord-est de la vallée du Rioulong (Nord de Saint-Germain-du-Teil ; Peyretti, 1971) et quelques petits massifs pluri-hectométriques (Belvezet, Belnom, fenêtre du lac de Saint-Andéol). Elles s'observent aussi en lentilles décamétriques encaissées à divers niveaux dans les micaschistes, gneiss et quartzites (types ξ_a^{2r} et ξ_b^2). Cet encaissant métasédimentaire se retrouve fréquemment en septas métriques à décamétriques, dispersés au sein des massifs les plus importants (par ex. : aux environs de Saint-Germain-du-Teil, Montjezieu, Lapadu-Hargues, 1947 ; Peyretti, 1971). À la bordure des massifs, le contact avec l'encaissant est franc mais souvent accompagné de nombreuses lentilles satellites parfois anastomosées et isolant alors des septas de la série encaissante (Peyretti, 1971 ; Pin, 1979a). L'érosion de ces métadiorites peut conduire à la formation de boules plurimétriques, à patine blanchâtre et diaclases en relief, constituant à l'affleurement de véritables chaos (Combrets, le Villaret).

Le faciès le plus caractéristique est représenté par des roches sombres, massives et homogènes, de grain moyen, de teinte gris bleuté. Elles présentent le plus souvent une foliation marquée, portant une très nette linéation d'allongement et minérale (amphibole, biotite, feldspath) mais, localement, elles montrent encore une texture grenue, héritée d'un protolithe magmatique. Elles renferment parfois des lits ou lentilles décimétriques d'amphibolite verte massive. Elles montrent fréquemment, des lentilles centimétriques à métriques, sombres et de grain fin, à foliation absente ou peu marquée, isolées ou regroupées en essaims et correspondant à des enclaves de composition plus basique (par ex. : bordure de la D 19, massif des Picades). Ces corps métadioritiques sont localement parcourus de filons décimétriques sécants ou concordants, de leptynite rose à grain fin, correspondant à d'anciens filons aplitiques et de minces lits amphibolitiques centimétriques, concordants, frangés d'un liseré de plagioclase.

À leurs bordures, ces massifs ou lentilles de métadiorites, à cœur parfois encore grenu, passent à des gneiss à biotite et amphibole, à foliation accusée et sans reliques de textures magmatiques, qui peuvent constituer localement le faciès prédominant.

Composition minéralogique : quartz, parfois en ocelles bleutés, plagioclase (An_{36}) localement en phénocristaux automorphes fracturés et altérés, biotite, hornblende verte automorphe et pœcilitique, grenat (rare), apatite, sphène, zircon, minéraux opaques, ainsi qu'épidote, calcite, chlorite et actinote, de cristallisation plus tardive.

Les enclaves sombres à grain fin présentent une foliation très discrète, seulement marquée par l'alignement des biotites et l'aplatissement des amas plagioclasiques ; leur composition est voisine de celle des termes grenus, avec cependant une absence de quartz en ocelles et de grenat, une plus forte teneur en minéraux ferromagnésiens et un plagioclase plus basique (An_{40} ; Peyretti, 1971). L'amphibolite massive en lentilles est constituée de quartz peu abondant, plagioclase (An_{40}), hornblende verte, biotite, sphène épidote et chlorite. Les termes leptyniques présentent un fond granoblastique de grain fin constitué de quartz, plagioclase et feldspath potassique ; il est parsemé de nombreuses plages inframillimétriques circulaires, polycristallines, de quartz et de rares microphénocristaux millimétriques subautomorphes de feldspath perthitique. La muscovite et la biotite (chloritisée) demeurent discrètes. Les gneiss à biotite et amphibole montrent un plagioclase plus acide (An_{33}) et une forte teneur en biotite.

$M\eta^{1-2}\zeta$ b. **Métadiorites quartziques à biotite, gneiss à biotite associés.** Les métadiorites quartziques à biotite apparaissent, le plus souvent, intimement associées aux faciès précédents et n'ont pas alors été cartographiées

séparément ; elles n'ont été individualisées que lorsqu'elles constituent le terme prédominant à l'affleurement.

Elles présentent les mêmes caractères macroscopiques que les métadiorites à hornblende hormis l'absence d'amphibole et de lentilles amphiboliques et une teinte souvent rosâtre du feldspath (Peyretti, 1971). Des gneiss à biotite, présentant parfois eux aussi de petites enclaves sombres de grain très fin, peuvent leur être associés sur l'affleurement ou constituer de très nombreuses lentilles isolées (Nord de Saint-Pierre-de-Nogaret, par ex.).

Μγ⁴Οζ. Métagranodiorites, orthogneiss à biotite associés. Ces roches sont localisées dans un petit secteur situé au SSE de Castelnau-de-Mandailles où elles apparaissent essentiellement en lentilles métriques à décamétriques dans les micaschistes encaissants. Certaines de ces lentilles présentent encore une texture macroscopique grenue préservée mais d'autres portent les traces d'un étirement marqué. Les enclaves sont ici abondantes et très variées : elles peuvent se distinguer par leurs dimensions (cm à dcm), leur taille de grain (grain fin à moyen) et leurs compositions (enclaves surmicacées, enclaves à amphibole).

Le terme prédominant (métagranodiorite) est une roche de texture granoblastique présentant une discrète foliation soulignée par les traînées discontinues de biotite brun-vert, des lentilles quartzieuses et des lits feldspathiques blancs à rosés. Le quartz est en lentilles polycristallines plurimillimétriques constituées de plages engrenées à extinction roulante. Les feldspaths sont en amas polycristallins continus, de texture granoblastique équigranulaire, constitués de plagioclase discrètement nuageux, feldspath potassique localement perthitique et myrmékite. Les plages feldspathiques sont parsemées de petits granules de zoïzite et de petits grains subautomorphes de grenat. La biotite, localement chloritisée, est le minéral ferromagnésien prédominant ; elle peut être accompagnée d'une hornblende verte dont elle inclut parfois de petites plages automorphes. Zircon, apatite, sphène et parfois allanite zonée en cristaux millimétriques, complètent l'association minéralogique.

Les variations de la composition minéralogique (teneur en amphibole, en feldspaths) et surtout les effets de la déformation peuvent rendre compte de la diversité des faciès regroupés au sein de cet ensemble. Ainsi, les faciès les plus déformés, à quartz en rubans monocristallins centimétriques, sans amphibole et à feldspath rosé (orthogneiss à biotite) rappellent-ils, à l'échelle de l'échantillon, les gneiss à biotite associés aux métadiorites quartziques à biotite (Μη¹⁻²ζb).

λ³. Métavolcaniques quartzieuses à muscovite (leptynites roses). Ces roches de teintes très claires, roses à jaunes, pauvres en micas, sont en bancs décimétriques encaissés dans des micaschistes semi-lamelleux ou quartzeux.

Elles se débitent en plaquettes suivant un plan de foliation souligné par une muscovite finement cristallisée et portant une linéation accusée, marquée par l'alignement de traînées discontinues de biotite. Elles sont constituées de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et muscovite ; apatite et zircon, peu abondants, complètent la composition minéralogique.

λ^3 . **Métavolcanites (leptynites « Les Vergnes »)**. Cette formation affleure dans la vallée du ruisseau du Merdanson, entre les digitations basaltiques, au Nord du hameau de Vieurals (Lapadu-Hargues, 1947 ; Colin, 1963 ; Prax, 1979). Divers faciès constituent un corps principal et de nombreuses lentilles satellites éparses dans des termes pélitiques micaschisteux et gneissiques encaissants (environs de Lacessat, par exemple). Trois types principaux, étroitement associés sur le terrain, peuvent être distingués.

Le premier type, caractéristique de cet ensemble métavolcanique, est constitué par une roche très claire, blanche à rosée et de grain fin, massive et à cassure esquilleuse, très pauvre en micas et présentant une discrète orientation marquée par l'alignement de lentilles quartzzeuses millimétriques. Le quartz est en plages polycristallines, au plus centimétriques, parfois disposées en amas fusiformes, et dispersées dans un fond granoblastique à grain fin, constitué d'une association de feldspath potassique nuageux et plagioclase séricitisé. La muscovite est en petites plages inframillimétriques, localement accompagnées de biotite chloritisée.

Le second type, lui aussi caractéristique de cette formation, correspond à une roche claire mais de texture généralement plus grossière, présentant une nette orientation soulignée par des amandes centimétriques de quartz et des amas ou cristaux isolés de biotite très sombre. Le quartz est, ici aussi, en plages polycristallines centimétriques, disposées en amas fusiformes. Le feldspath potassique apparaît en phénocristaux nuageux, discrètement perthitiques. Le fond de la roche est constitué d'une association granoblastique de quartz, petits grains de plagioclase séricitisé et feldspath potassique. La biotite, en lames très rouges, est souvent regroupée en amas polycristallins fusiformes centimétriques, à inclusions de zircon ; la muscovite est absente.

Le troisième type, fréquent dans les lentilles isolées, est une roche à foliation accusée, soulignée par une alternance de lits quartzeux et de lits micacés et l'orientation d'amandes feldspathiques centimétriques. Le quartz est en monocristaux ou en nodules polycristallins allongés. Le feldspath potassique nuageux est associé au plagioclase, dans le fond de la roche, mais se présente aussi en phénocristaux centimétriques fusiformes. La muscovite est abondante, en petites lames éparses ou regroupées en lits d'épaisseur millimétrique soulignant la foliation. La biotite est discrète, en lames dispersées, souvent chloritisées.

Micaschistes de Saint-Geniez-d'Olt

Cette formation a fait l'objet de nombreuses descriptions et études détaillées (Roques, 1941 ; Lapadu-Hargues, 1947 ; Peyretti, 1971 ; Poulain, 1972 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1979a, 1980 ; Prax, 1979 ; Burg *et al.*, 1984 ; Costa, 1989). Dans cet ensemble, plusieurs types pétrographiques principaux peuvent être distingués, à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement ; cependant, leur association souvent très étroite, à l'échelle de la carte ou même de l'affleurement, ne permet pas une individualisation cartographique précise ; dans ces conditions, l'emploi de figurés permet de localiser les zones de prédominance relative de ces divers faciès.

ξ^2 . **Micaschistes semi-lamelleux.** Ces micaschistes sont le terme prédominant de la série de Saint-Geniez-d'Olt. Ce sont des roches sombres, à foliation bien marquée, de grain fin et d'éclat gris argenté. Les proportions entre micas, quartz et feldspath sont variables et ces micaschistes peuvent ainsi passer progressivement à des micaschistes quartzeux, plus massifs et moins fissiles. Localement, les micaschistes semi-lamelleux sont ponctués d'ocelles millimétriques d'albite. Par ailleurs, au sein de ces micaschistes s'intercalent en bancs, lits ou lentilles décimétriques à hectométriques, divers faciès tels que des leptynites quartzieuses micacées, des gneiss massifs quartzeux à biotite et des quartzites à biotite. Dans ces micaschistes semi-lamelleux s'intercalent aussi des horizons pluri-hectométriques de micaschistes très lamelleux, souvent riches en minéraux centimétriques (grenat, staurotide). Divers figurés signalent la présence, parfois la prédominance, de l'un ou l'autre de ces faciès ; seules les leptynites quartzieuses micacées constituent localement des corps susceptibles d'être individualisés cartographiquement.

Composition minéralogique : la foliation est nettement marquée par la muscovite, abondante, en lits continus ou fines cloisons discontinues séparant les lits quartzeux, et la biotite, présente aussi en courtes lames transverses, comme la chlorite. L'oligoclase, séricitisé, est en amandes centimétriques incluant grenat et staurotide. Le grenat est souvent en petits individus à cœurs opacifiés et bordures plus limpides ; la staurotide est en plages xénomorphes pœcillitiques, incluant quartz et grenat. Le zircon, l'apatite et la tourmaline complètent l'association minéralogique.

ξ^2_{s-g} . **Micaschistes lamelleux à minéraux (staurotide, grenat).** Ces micaschistes sont les roches les plus caractéristiques de la série de Saint-Geniez-d'Olt : ils correspondent aux « micaschistes à minéraux » (Roques, 1941 ; Lapadu-Hargues, 1947), aux « micaschistes type Vieurals » (Colin, 1963), aux « micaschistes type Saint-Germain-du-Teil » (Peyretti, 1971) et aux « micaschistes à staurotide » (Poulain 1972).

Ce sont des roches très fissiles, à foliation très marquée, de teinte générale brune à grise, largement cristallisées et riches en micas. Ces micaschistes sont constitués de quartz, muscovite, biotite, oligoclase, grenat, chlorite, staurotide, cordiérite, andalousite, avec disthène et sillimanite (rares), tourmaline, apatite, zircon. La texture est lépidoblastique, pœcilloblastique, à tendance mylonitique. La muscovite, prépondérante, confère un éclat argenté à la surface de foliation ; il s'agit localement d'une muscovite exceptionnellement riche en paragonite (32,4 % de paragonite - Poulain et Kornprobst, 1974). Le grenat et la staurotide sont en cristaux subautomorphes, millimétriques à pluricentimétriques, se détachant sur la trame phylliteuse et conférant à la surface de foliation un aspect bosselé. La biotite est souvent *pro parte* en porphyroblastes plurimillimétriques transverses sur la foliation ; dans certains échantillons, le plagioclase apparaît en amandes blanchâtres plurimillimétriques. L'andalousite est largement répandue dans ces micaschistes à minéraux, mais n'est pas discernable à l'examen macroscopique. La cordiérite, moins fréquente que l'andalousite, est constamment déstabilisée et remplacée alors par une phyllite jaune cristallisant fréquemment en plages palmées, d'allure dendritique et bien visibles à l'examen macroscopique.

Très exceptionnellement peuvent être observées, au sein des micaschistes lamelleux à minéraux, des lentilles métriques d'une roche sombre, très micacée, à biotite prédominante et grenats centimétriques automorphes très abondants, (par ex. : ruines du hameau d'Aurelle, au Sud-Ouest de Vieurals). Ces roches sont constituées de quartz, biotite, staurotide et chlorite, développée aux dépens de la biotite ou en gerbes de lames trapues transverses sur la foliation. La muscovite est ici très discrète, en petites lames transverses ou développées aux dépens du grenat. Le chloritoïde, en petits prismes limpides, trapus et parfois maclés, est présent exclusivement dans les plages quartzueuses et en inclusion dans le grenat. Il présente ici les mêmes caractères que le chloritoïde signalé dans des micaschistes quartzueux à grenat (Poulain, 1972 ; Prax, 1979).

$\xi_{2\xi_{2g}}$. **Association de micaschistes semi-lamelleux, de micaschistes quartzueux et de métavolcanites micacées.** Cette association est caractérisée par la présence, et souvent large prédominance, de faciès quartzueux - micaschistes et leptynites quartzueuses micacées (λ_{bi}) - encaissés en bancs décimétriques à décamétriques au sein de micaschistes semi-lamelleux. Les micaschistes quartzueux sont des roches plus sombres et plus compactes que les micaschistes semi-lamelleux.

Composition minéralogique : les micaschistes quartzueux ont une composition proche de celle des micaschistes semi-lamelleux mais avec une foliation marquée par de fines cloisons micacées à biotite largement prédominante sur la muscovite, quartz abondant en amandes ou rubans, plagioclase peu abondant en amandes séricitisées, grenat et staurotide peu fréquents, chlorite discrète, zircon et apatite.

Les leptynites quartzzeuses micacées (λ) sont le terme le plus caractéristique de cette association.

ξ_b^2 - χ_b . **Gneiss massifs quartzeux à biotite, quartzite à biotite.** Les gneiss massifs quartzeux à biotite sont des roches massives, de grain généralement fin et à foliation discrète, en bancs ou lentilles plurimétriques encaissés le plus souvent dans les micaschistes semi-lamelleux. Le fond de ces roches est constitué de plagioclase, abondant, en plages pœcillitiques (inclusions de quartz, biotite) et associé au quartz selon une texture granoblastique. La biotite est en courtes lames souvent mal réglées, conférant parfois à ces roches un aspect moucheté. La muscovite est moins abondante que la biotite, le grenat est rare.

Les quartzites à biotite qui leur sont intimement associées sont des roches tenaces et d'éclat gras, sombres lorsqu'elles sont fraîches, devenant blanchâtres à l'altération. La biotite est en lames orientées formant parfois des traînées discontinues, et ces roches montrent alors un aspect tireté. Le quartz est abondant, en ocelles millimétriques ovoïdes d'extinction roulante et en rubans polycristallins discontinus ; le plagioclase est très discret, en amandes fortement séricitisées. La muscovite, très subordonnée par rapport à la biotite, n'apparaît qu'en petites lames étroites ou en minces traînées séparant les rubans quartzeux. Le grenat est généralement peu abondant, en petits cristaux opacifiés.

À l'échelle de l'échantillon, les termes gneissiques les plus massifs peuvent présenter un aspect macroscopique parfois voisin de celui des orthogneiss à biotite en petites lentilles encaissées à divers niveaux de la série pélitique ($M\eta^{1-2}\zeta_b$ - gneiss à biotite associés aux métadiorites quartziques). L'absence de patine blanche, une linéation minérale (biotite) bien moins marquée et un plan de foliation plus accusé permettent, le plus souvent, de les distinguer des gneiss orthodérivés.

$\xi_{oc}^2\zeta^2$. **Micaschistes et gneiss à ocelles d'albite.** Ces roches se caractérisent par la présence d'albite en ocelles plurimillimétriques, blancs à rosés, parfois suffisamment abondants pour conférer à la surface de foliation un aspect bosselé caractéristique. Les faciès à ocelles d'albite sont en bancs ou lentilles métriques à décamétriques, de préférence au sein de micaschistes semi-lamelleux, de micaschistes quartzeux et de leptynites quartzzeuses micacées. Ils peuvent apparaître à divers niveaux de la série et devenir ponctuellement le terme prédominant (par ex. : au Nord du hameau de Les Salces).

Composition minéralogique : la foliation est marquée par des plans ou s'associent la muscovite et une biotite brun-jaune, en partie chloritisée ; la chlorite est discrète à abondante, dans la foliation ou en lames transverses trapues. L'albite est en ocelles globuleux pœcillitiques et limpides, dispersés ou plus rarement jointifs, parfois maclés Carlsbad, et incluant des grains de quartz,

de fines aiguilles (rutile) et des granules opaques (graphite). Le grenat et la staurotide demeurent discrets dans ces roches. Tourmaline, zircon et apatite complètent l'association minéralogique.

Les termes gneissiques associés se distinguent par une abondance moindre des micas et une plus grande abondance corrélative du quartz et des feldspaths. Dans ces faciès, les ocelles sont souvent moins bien individualisés et présentent localement une bordure séricitisée suggérant alors un développement de l'albite en ocelles aux dépens d'un plagioclase plus ancien dont observe encore quelques plages très séricitisées (Briand et Gay, 1978).

L'abondance d'albite porphyroblastique, déjà signalée à divers niveaux de la série (Poulain, 1972) n'est pas l'expression d'une métasomatose sodique ; elle résulte de la rétomorphose d'assemblages originels barroviens, accompagnée d'un métasomatisme hydrogéné, induisant une redistribution et recristallisation de l'albite en porphyroblastes, sans apport de Na à une échelle régionale (Watkins, 1983). Ce phénomène est par ailleurs, favorisé par l'association des termes quartzeux et de termes pélitiques, comme observé, par exemple, vers le contact avec la série schisteuse sous-jacente.

Dans la partie basale de l'ensemble micaschisteux apparaissent, de façon sporadique, des lentilles décimétriques à métriques de roches massives et très tenaces, de grain fin, à cassure souvent esquilleuse et de teinte variant du gris-jaune au vert sombre. Ces roches, qui s'individualisent nettement de l'encaissant (micaschistes semi-lamelleux, micaschistes quartzeux et leptynites quartzueuses micacées) sont plus particulièrement fréquentes aux abords de la vallée du Lot, aux alentours des hameaux de Pomayrols et de Vioulac, (Nord de Saint-Geniez-d'Olt) où elles ont été signalées et décrites, sous la dénomination d'amphibolites quartziques à pyroxène (Poulain, 1972 ; Prax, 1979).

Les proportions entre les divers minéraux constituants sont sujettes à de larges variations et conduisent à une grande variété de faciès, souvent associés au sein d'une même lentille. Les amphibolites, de teinte générale vert sombre, présentent une foliation plus ou moins nettement marquée par l'alignement des amphiboles ; le grenat est parfois visible, en grains plurimillimétriques. Le fond de ces roches est constitué de quartz en grains et plages polycristallines de petite taille et de plagioclase, discrètement séricitisé, en petites plages pœcilitiques incluant des grains de grenat et amphibole. L'amphibole, pléochroïque dans les vert-jaune à vert-bleuté, est le minéral largement prédominant. Le grenat, parfois abondant, est de taille très variable : petits grains inclus dans le plagioclase et gros grains xénomorphes associés aux lits d'amphibole. Le sphène, en petits granules, la zoïzite et le zircon, en inclusion dans l'amphibole, complètent l'association minéralogique. Exceptionnellement (Poulain, 1972), le clinopyroxène peut apparaître dans des amphibolites à quartz et plagioclase séricitisé peu abondants, grenat calcique (Gross ^{32.5}, Poulain, 1972) automorphe

et amphibole largement prédominante. Il est alors en phénocristaux centimétriques très pœcillitiques, à inclusions de quartz et aussi grenat ; l'amphibole se développe à ses dépens, dans les fractures et plans de clivages, où elle s'accompagne parfois de quartz et aussi grenat. Ces amphibolites sont fréquemment associées, avec un passage rapide mais progressif, à des quartzites feldspathiques à grenat, amphibole et épidote. Ce sont des roches jaunâtres, massives et de grain très fin, à cassure esquilleuse, apparaissant peu orientées à l'examen macroscopique. Elles sont en lits ou lentilles, presque toujours accompagnées par les amphibolites précédentes. Le quartz y est abondant, en petits grains ou plages polycristallines limpides discrètement orientées. Le plagioclase, en plages xénomorphes séricitisées s'associe au quartz dans un fond de texture isogranulaire polygonale. L'épidote est généralement abondante, en petits granules aux limites des plages de quartz ou assemblées en amas polycristallins auxquels s'associent des grains de sphène et zoïzite. Le grenat calcique (Gross ^{42,5}, Poulain, 1972), discrètement rosé, se présente en individus xénomorphes et très pœcillitiques, incluant quartz et épidote ; ils peuvent être isolés et associés aux amas d'épidote ou en grains coalescents ordonnés en lits irréguliers discontinus. L'amphibole demeure discrète dans les termes les plus clairs et n'y apparaît alors qu'en fines plages aciculaires. Le clinopyroxène demeure rare ; il ne subsiste, le plus souvent, qu'en petits cristaux xénomorphes (20 µm), déstabilisés en produits jaunes et aux dépens desquels pousse l'amphibole, ou en reliques de plages millimétriques pœcillitiques, à inclusions de quartz et grenat. C'est à ce type que peut être rapporté la seconde catégorie d'amphibolite quartzique à pyroxène signalé par D. Poulain (1972).

aζ³. Gneiss amygdalaires. Ces gneiss apparaissent en lentilles métriques à plurimétriques, très localisées, au sein de micaschistes quartzeux, gneiss à ocelles d'albite et gneiss quartzeux massifs à biotite (vallée du Taillat, au Nord du hameau de Les Salces).

Ce sont des roches sombres, à matrice quartzo-feldspathique et biotitique emballant des amygdales quartzofeldspathiques pluricentimétriques ovoïdes ou polygonales et des nodules quartzeux étirés d'éclat bleu opalescent.

La composition minéralogique de la trame montre : quartz, biotite chloritisée, chlorite, muscovite, microcline, plagioclase séricitisé, albite et, comme minéraux accessoires, apatite, sphène et zircon. Les amygdales sont constituées d'une fine association de quartz, microcline perthitique remplacé par de l'albite, plagioclase séricitisé, calcite ; certaines amygdales présentent une extinction en deux secteurs distincts, rappelant la macle d'un feldspath originel. Ces gneiss amygdalaires correspondent vraisemblablement à d'anciennes roches magmatiques acides probablement remaniées. Ces gneiss sont les équivalents des gneiss amygdalaires reconnus sur la feuille voisine Mende (vallée du Coulagnet, pont de Berlières : Normand, 1964 ; Briand, 1973 ; Briand *et al.*, 1979a, b ; Pin, 1979a).

Série de Marvejols « Unité supérieure des gneiss »

$\zeta_{\lambda_{bi}}^{3-6}$. **Gneiss et gneiss métavolcaniques, métavolcanites massives, gneiss amphiboliques, associés aux amphibolites.** Sous cette dénomination sont regroupés les divers termes accompagnant les metabasites au sein du complexe leptyno-amphibolique. Leur étroite association et les passages souvent progressifs ne permettent pas leur individualisation cartographique.

Les gneiss et gneiss métavolcaniques sont des roches claires et de grain fin à moyen, avec une alternance bien marquée de lits clairs à quartz et ocelles feldspathiques rosés et de lits à biotite ; l'amphibole y est parfois présente en plages isolées.

D'autres gneiss se distinguent par un caractère plus pélitique et l'abondance locale du plagioclase, en individus centimétriques isolés, conférant à la surface de foliation un aspect très bosselé. Ces gneiss plagioclasiques sont des roches à plagioclase séricitisé et biotite (\pm chloritisée) abondante, en larges lames tapissant la foliation ; le quartz est en lanières à une ou plusieurs couches de grains à extinction roulante, séparées par de fines cloisons de biotite et le grenat apparaît en individus de forme discrètement amygdalaire, fortement craquelés, parfois tronçonnés.

Les gneiss amphiboliques sont des roches sombres, à litage régulier marqué par une fine alternance de lits (quartzo)-feldspathiques, à plagioclase prédominant et de lits à amphibole \pm biotite.

De rares lentilles métriques de termes carbonatés sont isolées au sein des gneiss et gneiss amphiboliques et attestent de la nature supracrustale des encaissants des métamagmatites. Elles présentent une discrète alternance de lits plagioclasiques et de lits à pyroxène et zoïzite. Leur composition minéralogique comprend diopside, plagioclase séricitisé et épidotisé, clinozoïzite, grossulaire pœcillitique, sphène et carbonates interstitiels \pm quartz (Briand et Piboule, 1979).

Les métavolcanites (leptynites) sont un terme caractéristique des divers complexes leptyno-amphiboliques du Massif central (Haut-Allier, Rouergue, Artense, Vivarais oriental, monts du Lyonnais, Forestier, 1961, 1963 ; Santallier *et al.*, 1988 et références citées). Elles sont, ici aussi, très fréquentes, en bancs ou lentilles de faible puissance et d'extension limitée, intercalés dans les divers gneiss précédents ; plus rarement, elles apparaissent en fins niveaux centimétriques concordants dans un encaissant d'amphibolites massives. Ce sont des roches claires, de teinte rose à blanc jaunâtre, et d'aspect macroscopique variable, depuis des termes finement rubanés, parfois discrètement ocellaires et à lits de biotite discontinus jusqu'à des termes massifs, de grain fin, à biotite peu abondante, en lames dispersées ou groupées en amas millimétriques.

Leur composition minéralogique comprend quartz, feldspath potassique, plagioclase, myrmékite, \pm hornblende hastingsitique et grenat, minéraux opaques, zircon, allanite localement métamictite, apatite et parfois un peu de muscovite. Il n'y a pas été observé de reliques pouvant témoigner de l'existence de minéraux magmatiques caractéristiques (Fe-pyroxènes ou amphibole). Les proportions relatives de feldspath potassique et plagioclase sont très variables, de même que les teneurs en biotite, amphibole (parfois totalement absente) et grenat. La plupart des leptynites présente des caractères blastomylonitiques, avec un quartz en rubans polycristallins enserrant de minces fuseaux de feldspath potassique.

Un des traits caractéristique du CLA de la série de Marvejols est la présence, à sa base, d'un mince (20 m) mais très continu niveau essentiellement constitué de gneiss fins mylonitiques à biotite, à débit en plaquettes très régulières et de lentilles subordonnées de gneiss plagioclasiques (Briand, 1973, 1978 ; Briand *et al.*, 1979b). Cet ensemble se suit depuis le Nord de Servières (ENE de Marvejols, feuille Mende, où il est noté ζ_b^5 « gneiss fins à biotite, Briand *et al.*, 1979a, b) jusqu'aux environs du Roc de la Lègue (Nord de la vallée du Rioulong). Les gneiss à biotite présentent une foliation très accusée et un aspect rubané, résultant d'une alternance de gneiss sombres à biotite, de grain fin et de feuilletés ou lentilles quartzofeldspathiques clairs. La présence locale de fines lentilles amphiboliques, au sein des gneiss à biotite, permet de rapporter ce niveau particulier au complexe leptyno-amphibolique sus-jacent.

$\delta^{11}\delta\psi$. **Amphibolites feldspathiques, amphibolites massives et écolgites associées.** Les amphibolites feldspathiques sont des roches sombres, de grain très variable, avec un plagioclase s'individualisant souvent en minces lits et leur conférant alors un discret litage. Elles se distinguent des gneiss amphiboliques par leur forte teneur en amphibole mais peuvent, elles aussi, être parcourues de lits concordants, filonnets ou lentilles de mobilisats leucocrates à plagioclase. Elles présentent une composition minéralogique banale, avec hornblende verte pœcillitique, plagioclase (An_{30}), grenat et diopside rares, et parfois un peu de quartz, de biotite et aussi chlorite ; apatite, sphène et minéraux opaques sont fréquents.

Compte tenu du caractère mixte, volcanique et sédimentaire, des gneiss amphiboliques (Pin, 1979a, b ; Pin et Lancelot, 1982), on ne peut exclure que les amphibolites les plus feldspathiques présentent, elles aussi, une discrète composante terrigène. Ces termes ne seront donc pas considérés pour la recherche des caractéristiques du magmatisme basique.

Les amphibolites massives et les écolgites ont été groupées dans la mesure où elles se présentent souvent en étroite association sur le terrain à l'affleurement. Les écolgites apparaissent ainsi en lentilles au cœur d'amphibolites massives, elles-mêmes disposées en bancs discontinus ou lentilles, groupées en amas ou

isolées au sein du complexe leptyno-amphibolique. Plusieurs types d'éclogites *s.l.* peuvent être reconnus (Briand et Piboule, 1979 ; Bodinier *et al.*, 1986, 1988).

Les éclogites à omphacite-grenat sont des roches claires (vertes à grises) massives et tenaces, qui présentent une texture granoblastique avec un grenat peu kélyphitisé, en cristaux incluant le grenat ou disposés à sa périphérie. L'omphacite est souvent peu transformée, seulement bordée d'un fin liseré de kélyphitoïde à plagioclase et Cpx II. Le quartz est en plages golfées, bordées d'une frange de Cpx II au contact du kélyphitoïde issu des omphacites ; le rutile est abondant, fréquemment auréolé d'ilménite et mica brun. Une amphibole tardive, peu colorée, se développe en petits cristaux aux épontes des fractures ou en larges plages poëcillitiques peu colorées incluant les divers minéraux précédents.

Les éclogites à disthène sont des roches plus claires encore que les précédentes, elles apparaissent souvent au voisinage des leucométabasites, dont elles se distinguent parfois difficilement. Elles sont constituées d'omphacite, grenat, quartz, disthène, rutile, \pm corindon et amphibole peu colorée. Le disthène est en grands cristaux incluant quartz et grenat ou, plus souvent, en îlots relictuels au cœur d'amas plagioclasiques. La déstabilisation de ce disthène peut donner du corindon secondaire, mais il n'a pas été observé ici de corindon primaire, comme signalé dans les éclogites du Haut-Allier (Lasnier, 1977) ou du Rouergue (Nicollet, 1978).

Les pyrigarnites (roches à Cpx diopsidique plutôt qu'omphacitique) et plagiopyrigarnites (roches à plagioclase *p.p.* originel), parfois accompagnées de grenatites, sont fréquentes, en particulier à la partie basale du complexe leptyno-amphibolique (Briand et Piboule, 1979 ; Pin, 1979a ; Giraud, 1985 ; Bodinier *et al.*, 1988 ; Downes *et al.*, 1989). Ce sont des roches de teinte rosâtre, tenaces et de cassure très esquilleuse. Elles sont en lentilles décimétriques emballées dans un encaissant amphibolique (gneiss amphiboliques, amphibolites, métagabbros amphibolitisés) ou en filons décimétriques gainés d'une zone amphibolique, sécants dans des leucométagabbros (Briand *et al.*, 1988 ; Bodinier *et al.*, 1988). Les pyrigarnites sont à grenat, quartz, kélyphitoïde (Cpx II + plagioclase II), rutile et ilménite. Dans les pyrigarnites, le plagioclase participe aux couronnes réactionnelles (avec Opx et Cpx) développées aux contacts entre quartz et grenat ; dans les plagiopyrigarnites, il est en lattes polycristallines agencées suivant une texture doléritique (plagioclase I, Bodinier *et al.*, 1988) ou résultant de la déstabilisation de disthène et/ou zoïzite (plagioclase II, Briand *et al.*, 1988). Un examen pétrographique et textural détaillé de ces termes, et en particulier de leurs textures coronitiques, permet de reconnaître les stades successifs de l'évolution rétrograde et d'en préciser les conditions (Bodinier *et al.*, 1988).

L'amphibolitisation et la déformation des diverses éclogites et pyrigarnites conduisent à des amphibolites « banales » dont seul l'agencement du plagioclase

en nodules ou quelques textures kélyphitiques résiduelles témoignent encore d'un passé éclogitique ou granulitique.

De rares termes leucocrates, en fins lits centimétriques ou lentilles décimétriques, s'associent très étroitement aux termes éclogitiques ou amphibolites dérivées, et confèrent parfois à l'ensemble de la roche un aspect finement rubané. Il s'agit de roches claires, d'allure grenue et de grain millimétrique, présentant avec l'encaissant basique un contact franc, à contours sinueux et parfois interlobés. Ces termes, volumétriquement très subordonnés, sont plus particulièrement fréquents à la partie basale du CLA de la série de Marvejols, dans un horizon continu d'une dizaine de mètres au-dessus de la zone mylonitique (environs du Massibert, par ex.). Leur composition minéralogique indique une nature trondhjémitique et souligne l'existence d'une paragenèse initiale de HP (Nicollet, 1978 ; Nicollet et Leyreloup, 1978 ; Nicollet *et al.*, 1979 ; Pin, 1979a, b). Ces roches présentent une composition minéralogique complexe, avec une paragenèse primaire à quartz, oligoclase, disthène, zoïzite, grenat \pm hornblende verte, rutile, ilménite, magnétite, apatite, zircon, plus rarement staurotide et muscovite (Nicollet, 1978 ; Nicollet et Leyreloup, 1978). Sillimanite, spinelle, corindon, épidote, biotite et sphène sont plus tardifs. Le quartz, localement abondant, présente une structure granoblastique, l'oligoclase (An₁₀₋₂₅) est en plages granoblastiques dans le fond de la roche et en auréoles bien développées autour du disthène et de la zoïzite. Le disthène est en larges plages, parfois auréolées d'un fin liseré de grenat le séparant du plagioclase des textures coronitiques précédentes et aussi en individus squelettiques associés à plagioclase et \pm staurotide au sein d'agrégats dendritiques. Il se déstabilise en une fine symplectite constituée de quartz et corindon ou de quartz et spinelle vert ; plus rarement, il se transforme en sillimanite prismatique (Nicollet, 1978). Le grenat apparaît, hors des coronites précédentes, en petits individus au sein du quartz et aussi du plagioclase des auréoles cernant le disthène. La zoïzite, localement abondante, est elle aussi bordée d'un fin liseré de plagioclase auquel s'associe une épidote alumineuse secondaire. Les associations minérales précoces observées dans ces trondhjémites permettent de préciser les conditions d'un épisode de HP : P = 12,5-20 Kbar et T = 700-850 °C (faciès granulite : Nicollet et Leyreloup, 1978 ; Nicollet *et al.*, 1979).

Mθαβ. Métagabbros, métadolérites. Les métagabbros apparaissent en lentilles, parfois décamétriques, pouvant constituer de véritables petits massifs au sein des divers gneiss amphiboliques et plagioclasiques. Ils sont bien observables au voisinage du hameau de Pratbinals et se retrouvent sur la feuille voisine (hameaux de Beisserette et Le Croizier, feuille Mende, Briand *et al.*, 1979a, b).

Ce sont des roches sombres, de grain très variable et de texture typiquement grenue. Elles montrent un plagioclase primaire (plagioclase I An₆₈₋₈₀), à macles fines et complexes, en lattes automorphes entrecroisées ayant conservé leur

disposition magmatique équante et enserrant les minéraux ferro-magnésiens interstitiels. Un plagioclase secondaire (II) se développe à ses dépens, en une mosaïque régulière remplaçant les plages originelles ou en ne constituant qu'une simple auréole à leur pourtour. Le clinopyroxène primaire subsiste en plages schillerisées et opacifiées par des inclusions de minéraux opaques. Une amphibole brune se développe à leur périphérie, dans les plans de clivages et les fractures. Une fine mosaïque de petits clinopyroxènes (parfois accompagnés d'orthopyroxène) peut constituer une mince couronne, intercalée entre le Cpx primaire et la couronne amphibolique. L'amphibole, brune à verte, est en petits prismes trapus, parfois associés en plages polycristallines. Certaines d'entre elles présentent de fines ponctuations de minéraux opaques et résultent de la transformation d'olivine, d'autres sont à vermicules de quartz et résultent alors de la destruction du clinopyroxène. Le grenat est en petits individus cernant de façon discontinue les plages de hornblende, au contact avec le plagioclase en mosaïque, ainsi que les plages de minéraux opaques. L'apatite, le rutile, l'ilménite et le sphène complètent l'association minéralogique. Les métadolérites sont des roches de teinte sombre et de grain fin. Elles sont ici en filons, au plus décimétriques, sécants dans les faciès gabbroïques ou, le plus souvent, en lentilles et boudins de même taille, emballées dans des amphibolites massives. Elles présentent un plagioclase (I), en lattes millimétriques, parfois recristallisées (plagioclase II) et localement agencées suivant une texture doléritique intersertale. Le clinopyroxène, schillerisé et opacifié, subsiste en îlots relictuels au cœur de plages polycristallines de hornblende brune, elles-mêmes bordées d'un liseré discontinu de petits grenats coronitiques.

Les metabasaltes sont en fines lentilles discontinues encaissées dans les divers gneiss, gneiss amphiboliques et amphibolites feldspathiques. Le grain est ici plus fin encore, les lattes plagioclasique (plagioclase II) sont très discrètes et la texture est le plus souvent équante ; quelques plages polycristallines de hornblende brune attestent d'une tendance originelle localement porphyrique à Cpx. Le grenat demeure rare dans ces faciès.

Les métapéridotites (et amphibolites dérivées) sont très rares dans le CLA de Marvejols. Elles sont en petites lentilles métriques (Le Massibert, Le Croizier), sauf dans la fenêtre du lac de Saint-Andéol (Sainte-Marthe) où elles constituent un petit massif décamétrique. L'olivine ne subsiste plus qu'en de rares îlots serpentinisés, dispersés dans un fond constitué d'une amphibole claire, riche en ponctuations de minéraux opaques (résorption des olivines et Opx originels) et d'une chlorite magnésienne largement cristallisée. Un orthopyroxène apparaît parfois, en petits individus relictuels bastitisés et le grenat est parfois présent, au cœur des amas de chlorite et amphibole.

δpl. Leucométabasites, amphibolites plagioclasiques. Ces termes se situent préférentiellement à la partie inférieure du CLA et sont particulièrement fréquents entre le Roc-de-la-Lègue et le hameau de Valmanières. Ils apparaissent

en bancs ou lentilles déca- à hectométriques, de puissance plurimétrique, et présentent à l'affleurement une teinte vert clair et une patine blanchâtre caractéristiques. Ils peuvent être massifs ou lités, et montrent alors une alternance régulière de lits plagioclasiques et de lits amphiboliques. Malgré les effets de la déformation, quelques discrètes textures gabbroïques relictuelles sont encore discernables à l'affleurement. Plusieurs types pétrographiques peuvent être distingués (Briand et Piboule, 1979). La texture est granonématoblastique inéqui-granulaire, de grain fin à moyen (infra- à plurimillimétrique). Le plagioclase (An_{68-75}) est en lits ou amas polycristallins et présente une texture de recuit. Lorsqu'il est présent, le diopside est en individus xénomorphes millimétriques, aux limites entre lits d'amphibole et de plagioclase, en amas polycristallins incluant le plagioclase et aussi en reliques au cœur des plages d'amphibole. L'amphibole, vert pâle à vert-brun sombre, est fréquemment zonée et parsemée d'inclusions de minéraux opaques ; il s'agit ici d'une magnésio-hornblende ou d'une édénite proche des magnésio-hornblende (Briand et Piboule, 1979). La zoïsite et le sphène sont fréquents et séricite et prehnite se développent tardivement. Le corindon peut apparaître dans les leucométabasites, avec ou sans pyroxène. Il est alors en petits cristaux xénomorphes isolés, en amas ou en prismes pœcillitiques associés aux zones plagioclasiques prehnitisées. Le grenat est parfois présent, en îlots relictuels pouvant témoigner d'un passage par un stade éclogitique. Le spinelle est exceptionnel, en fins vermicules dispersés dans l'amphibole de métabasites à hornblende (pargasitique), grenat, chlorite et minéraux opaques (Peyretti, 1972). Des niveaux décimétriques de termes uniquement plagioclasiques s'intercalent dans les métabasites précédentes. Le plagioclase (An_{72-76}) constitue ici une mosaïque polycristalline à joints triples et le corindon est en plages squelettiques au cœur d'amas de prehnite.

FORMATIONS PLUTONIQUES

YM. Granite porphyroïde de la Margeride. Le massif de la Margeride forme un laccolite de 3 200 km² ; c'est l'un des plus grands plutons du Massif central (Couturié, 1977 ; Talbot 2006). Il est allongé approximativement d'Est en Ouest sur plus de 100 km et large à l'Est de plus de 50 km. Le pluton dans sa masse est recoupé par des massifs ou des filons de leucogranites de dimensions variables et sur son bord ouest par un essaim de filons représentés par des leucogranites, des microgranites et des microdiorites. Le granite est intrusif dans l'édifice des nappes de la Chataîgneraie dans lequel il développe un métamorphisme de contact. D'une manière générale, sa lithologie et sa minéralogie sont assez monotones.

La roche est un granite porphyroïde gris-bleu à gris, dans lequel les cristaux automorphes d'orthose peuvent atteindre 10 cm de long. Par endroits, ces

mégacristsaux peuvent se raréfier ou se concentrer en zones d'épaisseur métrique (Sud du Mas de Maury), au sein desquelles ils définissent une orientation préférentielle. Le grain de la mésostase est de taille moyenne et toujours identique à lui-même, du point de vue textural et minéralogique.

Les mégacristsaux de feldspath potassique (MFK) sont maclés Carlsbad et contiennent des inclusions de plagioclase, de quartz et de mica noir. Ce dernier visible à l'œil nu, est souvent accolé par ses faces hexagonales sur les faces successives des MFK dont ils soulignent les étapes de croissance. Les MFK ne sont donc pas les cristaux les plus précoces issus du magma granitique puisqu'ils contiennent des inclusions. Les mégacristsaux peuvent disparaître en bordure du granite, et celui-ci change à la fois de couleur (gris bleuté à rosé ou rougeâtre).

La mésostase est composée de quartz et de plagioclase souvent automorphe et zoné. Le cœur des plagioclases plus calcique que la périphérie (An_{38-15} en moyenne), est parfois groupé en syneusis. Le feldspath potassique est perthitique maclé Carlsbad, la biotite parfois chloritisée, la muscovite presque toujours secondaire, la cordiérite assez rare ; apatite et zircon sont accessoires.

La richesse relative en alumine et la valeur moyenne de Sri (Duthou *et al.*, 1984) plaident en faveur d'une origine crustale pour le granite de la Margeride. La présence d'enclaves basiques toutefois (Duthou *et al.*, 1984), montrerait soit l'influence d'un magma mantellique, soit la présence de roches basiques dans la croûte, soit enfin la différenciation de magmas contaminés ou hybrides.

D'après J.-P. Couturié (1977), le granite calco-alcalin potassique de la Margeride constitue un laccolite déformé, qui serait ployé en plis droits à grands rayons de courbure d'axe NW-SE. La vallée du Lot occupe le creux du synclinal (Le granite se prolongerait vers le Nord-ouest sous les schistes de la Châtaigneraie).

Géochronologie

Le granite de la Margeride a été daté à 323 ± 12 Ma (Namurien) par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Couturié *et al.*, 1979), à partir d'échantillons recueillis dans la partie orientale du massif, en dehors de la partie décrite ici. Cet âge de mise en place est antérieur à la déformation en grand du laccolite (Couturié 1977). Un âge U/Pb sur monazite à 314 ± 3 Ma a été proposé par C. Pin (1979a). Un âge U-Pb sur zircon à $309 + 17/-5$ Ma a été obtenu sur un échantillon prélevé 2,5 km au Sud-Ouest de Campouriez (feuille Entraygues). Cet âge est cohérent avec celui obtenu par C. Pin. La mise en place du laccolite serait donc intervenue entre le Namurien et le Westphalien.

γ. Granite de Saint-Germain-du-Teil. Le Granite de Saint-Germain-du-Teil est situé à 2 km au NNW de cette localité. Il forme une petite intrusion dans la série de Marvejols.

aγ. **Aplite**. Les aplites forment des petits stocks d'envergure hectométrique au sein du granite de la Margeride. Ce sont des roches très claires blanches ou rosées à grain moyen ou fin où l'on peut observer des muscovites millimétriques et de petites tourmalines disposées en rosette. Les éléments colorés ne dépassent pas 4 à 5 % du volume total de la roche. La composition minéralogique des leucogranites en stock et en filons est la suivante : quartz globuleux, plagioclase (An10 en moyenne) rarement zoné, feldspath potassique perthitique, muscovite, cordiérite pinitisée, la biotite est rare. Les accessoires sont apatite, zircon et opaques.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Stéphano-Permien

h5. **Schistes, grès et conglomérats, charbon (Stéphanien)**. Dans le détroit de Rodez, les formations stéphanienues se localisent dans deux bassins allongés WNW-ESE dans lesquels les formations restent peu puissantes (40 à 80 m). Une structure étroite, allongée parallèlement au Sillon Houiller, s'étend d'Arsac à Lassouts, en travers des structures actuelles du détroit (Fuchs, 1989). La subsidence y est notablement plus forte, les terrains houillers pouvant atteindre jusqu'à 400 m de puissance (sondage de Lassouts).

Dans le bassin houiller de Lassouts, situé en bordure nord du détroit de Rodez, on distingue du bas vers le haut :

- les conglomérats du Nayrou, à galets de quartz, roches volcaniques et gneiss (taille variant de 30 à 50 cm), en alternance avec des niveaux de schistes gréseux et de grès, constituent une assise définie dans le ravin du Nayrou et à la ferme de Lacaze ;
- ils sont surmontés par les grès des Gabres, constitués d'une alternance de schistes gréseux et de grès en bancs de 0,4 à 0,8 m. Quelques niveaux riches en kaolinite « fireclay » y sont intercalés. La puissance totale de cet horizon, estimée sur la route du barrage, est de 250 m ;
- le faisceau des Lavanhes est une séquence plus schisteuse, contenant quelques niveaux charbonneux. La puissance est de 50 à 100 m.

h-r. **Formation des Grès de la Quille, grès grossiers (Autuno-Stéphanien)**. La transition entre Autunien et Stéphanien est marquée par :

- une forte activité volcanique : conglomérats à galets de rhyolites et d'andésites d'âge stéphanien terminal (Yerles, 1979), andésites à la base de l'Autunien, à Vieilles-Cases et au Nord de Verrières ;
- une activité tectonique soulignée par une légère discordance de l'Autunien sur le Houiller ;

- une extension de l'aire de sédimentation : l'Autunien repose, en bordure immédiate des cuvettes de dépôts houillers, directement sur le socle ;
- une courte période d'émersion provoquant un lessivage des formations houillères et une rubéfaction du socle.

Les dépôts autuniens ne sont, dans le détroit, ni monotones, ni synchrones. Cinq zones paléogéographiques (Fuchs, 1967) ont été définies et réparties en deux ensembles de part et d'autre de la ride de Vimenet. Les deux zones situées en bordure nord du détroit de Rodez sont :

– la zone de Lacapelle-Bonance où les dépôts autuniens de base se localisent dans des dépressions « en doigts de gant » du socle (2 à 400 m de large) orientées NW-SE. Ils sont constitués de formations conglomératiques grossières contenant des lentilles dolomitiques ou gréseuses. Le sommet de l'Autunien voit un accroissement de l'aire de sédimentation : les dépôts grossiers qui le constituent reposent indifféremment sur les formations de base, sur le Houiller ou sur le socle ;

– la zone de Lassouts. Séparé de la zone précédente par la ride active de Saint-Martin-de-Lenne (où le Lias est directement transgressif sur le socle), le bassin de Lassouts voit se déposer un Autunien mal développé et peu fossilifère. Les dépôts (10 m au Puy-de-Lacalm, 80 m au centre du bassin, ferme des Asties), caractéristiques d'un milieu fluvio-torrentiel, sont constitués par :

- . un terme de base, conglomératique et gréseux, à encroûtements ferrugineux ;
- . un terme moyen, gréseux, à faciès plus fin, à pyrite (milieu réducteur) et carbonates authigènes ;
- . un terme supérieur, à grès bitumineux, grès fins et argiles rouges et à dolomies.

r2. Grès rouges et verts et pélites lie-de-vin (Permien terminal ?).

Dans le détroit de Rodez, des formations détritiques rouges (« Saxonien » ou « Autunien rouge »), transgressives et discordantes sur l'Autunien, sur le Stéphanien, ou directement sur le socle, s'établissent selon :

- un grand bassin subsident, à l'Est (faciès Cantabel), où de nombreux traits de l'Autunien se perpétuent avec, toutefois, une dominante détritique. On note la présence d'un tuf rhyolitique (Cantabel) à la base de la formation rouge ;
- une zone de larges couloirs, au Centre et vers l'Ouest, à épanchements fluviaux puissants (environ 1 000 m), à faciès essentiellement gréseux, séparés par des rides où les dépôts, plus réduits (2 à 500 m) sont conglomératiques, gréseux à passées dolomitiques, ou calcaires.

rB. Grès du Bouysou (Permien terminal ?). Au sein du bassin de Lassouts, cette formation, d'une cinquantaine de mètres de puissance, est formée de grès et de conglomérats. En légère discordance sur les grès grossiers rouges et verts, elle est reportée au Permien supérieur.

μΥ. Filons hypovolcaniques rhyolitiques, microgranites (Permien).

Les appareils subvolcaniques filoniens, intrusifs dans le socle métamorphique, sont constitués par un matériel de composition rhyolitique à texture parfois microgranitique. L'étude de terrain a permis de relier les différents types pétrographiques des roches subvolcaniques à leur position structurale.

Le « Filon de Pomayrols », affleure dans de bonnes conditions sur la route D 503 à environ 2 km à l'Est du village. L'érosion différentielle dans la vallée du Lot a mis en relief les roches éruptives par rapport à leur encaissant métamorphique.

La puissance du filon dépasse 80 m, sur ses bordures, il est affecté par des zones fortement broyées sur plus de 20 m d'épaisseur, ce qui rend impossible l'évaluation de sa direction à l'échelle de l'affleurement.

La roche, massive, à patine beige à grise, est fortement diaclasée et fracturée. Les diaclases se regroupent autour de trois plans moyens : N125°-90°, N85°-35°E, N20°-50°W.

La roche, de couleur rose clair, est constituée d'une pâte fine (plus de 20 %) dans laquelle sont disséminés des phénocristaux automorphes de quartz (< 2 cm) ; de plagioclases beiges à jaunâtres (jusqu'à 3 cm), de rares biotites et des mégacristsaux de feldspath alcalin (ceux-ci seront notés MFK dans le texte), atteignant 10 cm dans leur plus grande dimension.

On note une variation affectant la nature du matériel, symétrique par rapport à l'axe du filon et caractérisée, des épontes vers le cœur, par l'apparition à environ 3 m, de l'éponte) puis l'augmentation progressive de la proportion et de la taille des MFK. À moins d'un mètre des épontes, la mésostase, très abondante représente plus de 60 % du volume de la roche. De couleur claire, on y trouve quelques cristaux de plagioclases, quartz et de nombreuses enclaves de l'encaissant métamorphique, dont la taille va jusqu'à 5 cm.

À environ 5 m des épontes apparaissent de petites fractures plus ou moins rectilignes à minéralisation siliceuse géodique, recoupant la roche à l'emporte-pièce. Ces filonnets peuvent atteindre 3 cm de puissance, leur fréquence étant d'une dizaine par dm² vers le cœur de l'intrusion. Par endroits, ces veinules et l'ensemble de la roche immédiatement encaissante prennent une teinte noire, les quartz y sont fumés et cassés. Ce phénomène révèle la présence de minéraux d'uranium (jusqu'à 15 000 chocs/s au SPP2).

Le filon de Pomayrols a pu être suivi jusqu'au village de Rouveret au Nord de ce hameau, il est affecté par une fracture à jeu senestre.

Le « filon de Vieille-Vigne » est observable sur la D 95, à 300 m à l'Est du chemin du Minié le long de la route qui mène à Naves-d'Aubrac. Au-dessus du village de Vieille-Vigne, une intrusion assez développée est constituée par deux filons séparés par une trentaine de mètres de micaschistes.

Le Bournhou (1 km, à l'Ouest des Mazes, D 503). L'intrusion, d'une quinzaine de mètres de puissance, orientée N 023, présente deux faciès analogues à ceux décrits dans le filon de Vieille-Vigne : un faciès sombre, riche en biotite, localisé vers les épontes, n'excédant pas 0,5 m de puissance, un type pétrographique clair occupant tout le cœur de l'intrusion.

Les Ginestes. L'intrusion située sous le village des Ginestes se présente sous la forme d'un sill à faible pendage vers le Sud-Ouest.

En réalité, les relations structurales complexes de l'intrusion dans son encaissant amènent à envisager plusieurs hypothèses :

- soit il s'agit d'un sill et dans ce cas des fractures localisées au niveau des ruisseaux empêchent l'observation du prolongement sur les flancs opposés des vallées ;
- soit il s'agit d'une intrusion à fort pendage à tracé sinueux, analogue au tracé du filon de Bonance.

Filons

Filons et indices filoniens à barytine

Le secteur principal des minéralisations barytiques peut être inscrit dans le périmètre Lunet – Vigne-Neuve – les Gandalgues – les Ginestes. Il se situe à moins de 3 km au Nord de la vallée du Lot, qui représente approximativement la limite septentrionale de transgression des terrains permo-houillers ainsi que la trace de la fracture bordière du détroit de Rodez.

L'essentiel des intrusions subvolcaniques rhyolitiques est localisé dans ce même secteur.

Une quarantaine d'indices filoniens ont été reconnus dans le socle métamorphique de la région de Saint-Geniez-d'Olt. Certains filons peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres (filon du Minié, des Bénézèches). La puissance en surface excède rarement 1 m. Ils se répartissent selon deux orientations majeures, N135 : direction propre aux fractures minéralisées en barytine et N75 : direction de cisaillement.

Le pendage est toujours voisin de la verticale avec une légère prédominance pour les pendages vers le Sud. L'extension verticale, si l'on se fie à l'altitude

actuelle des différents indices, est au moins de 500 m. La mise en place des minéralisations barytiques est postérieure à celle des intrusions subvolcaniques permienues et antérieure à celle des dépôts hettangiens.

Quartz laiteux

Des filons de quartz recourent les formations métamorphiques et les granites. Certaines failles sont minéralisées en un quartz amorphe, laiteux et toujours stérile ; la puissance des filons ne dépasse pas 1 m et il est rare de pouvoir les suivre longitudinalement sur plus de 100 m.

Trias – Jurassique

t-1S. « **Croûte siliceuse** » (**Trias terminal – Hettangien basal probables**). Les observations de terrain montrent qu'une zone d'altération du socle, plus ou moins développée en épaisseur, parfois soulignée par une croûte siliceuse ou dolomitique et plus ou moins ferrugineuse, existe par places. Elle résulterait d'une altération-pédogenèse « anté-hettangienne » (Prax, 1979). En l'absence de toute donnée biostratigraphique, son âge serait vraisemblablement fin Trias (Rhétien ?) - début Lias (Hettangien basal ?) indifférencié. Dans le détail, l'analyse des affleurements et des faciès montre que les phénomènes d'altération et de pédogenèse sous l'Hettangien plus ou moins bien daté, sont sujets à d'importantes variations (Fuchs, 1969).

Sur la route entre Saint-Geniez-d'Olt et Castelnau-de-Mandailles, en direction de la limite ouest de la feuille, sous la première assise gréseuse attribuée à l'Hettangien des témoins mésozoïques du secteur Mandailles – Condamines – Prades-d'Aubrac, les micaschistes lamelleux sont totalement rubéfiés sur plus de 10 m de puissance.

À l'Ouest de la Peyrinie, angle sud-ouest de la feuille, une croûte dolomitique atteignant 1 m d'épaisseur, avec quelques nodules siliceux, se développe sous l'Hettangien. Les grès rouges sous-jacents (Saxonien ? ou Trias ?) sont décolorés selon des festons au centre desquels apparaissent des tubulures carbonatées ; ces structures sont interprétées comme des traces de racines.

Ces phénomènes d'altération sont aussi relevés ponctuellement sur les feuilles jointives à Saint-Geniez-d'Olt.

Des croûtes ou altérations semblables sont signalées plus au Sud sur la feuille Sévérac-le-Château (Defaut *et al.*, 1990), près de Gagnac (vallée de l'Aveyron, 3 km à l'Est de Sévérac-l'Église). Sous l'Hettangien, les orthogneiss de Vimenet présentent une zone blanchie sur 1 m, puis une rubéfaction atteignant 4 m. Les feldspaths potassiques sont très altérés, mais les plagioclases et les biotites sont pratiquement intacts.

Des altérites (épanchages de cailloutis et blocs sains de socle granitique), en place ou légèrement remaniées sont signalées à l'Est sur la feuille Mende (Briand *et al.*, 1979).

Enfin, vers le Sud-Ouest, sur la feuille Rodez (Alabouvette *et al.*, 1989), des croûtes siliceuses ou dolomitiques, reposant sur les séries métamorphiques, existent en divers points sous les grès grossiers attribués à l'Hettangien basal.

t7-l1aG. Grès de base (Trias terminal-Rhétien – Hettangien inférieur). Les premiers dépôts mésozoïques reposant sur le socle métamorphique sont très difficiles à dater ; ce serait uniquement de l'Hettangien sous faciès gréseux (Fuchs, 1969 ; Prax, 1979).

Cependant sur les feuilles jointives d'Espalion (Rousset, Becq-Giraudon, 1989), Mende (Briand *et al.*, 1979), Florac (Gèze *et al.*, 1980), Rodez (Alabouvette *et al.*, 1989) et Sévérac-le-Château (Defaut *et al.*, 1990), les auteurs reprennent des données anciennes (Boisse de Black, 1933 ; Lapadu-Hargues, 1948) mais argumentées, et discutent la possibilité que ces dépôts gréseux soient en partie du Rhétien. Ils sont cartographiés sous la notation t-l1 (Rodez), t1G (Sévérac-le-Château) et l1 (Mende et Florac) bien que les auteurs admettent un âge composite Rhétien – Hettangien.

Une telle notation est logique, car jusqu'au début des années 90, malgré les recommandations de la Commission Internationale de Stratigraphie formulées dès les années 70 de placer le Rhétien dans le Trias, cet étage était encore souvent considéré comme appartenant au Jurassique, surtout par les cartographes. Par souci d'homogénéité avec les cartes les plus récentes, ces grès sont donc rangés sous la notation t-l1G sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt.

Au Nord du Lot, les premiers niveaux sédimentaires transgressifs sur les formations métamorphiques sont constitués de conglomérats, de grès blancs et rouges plus ou moins arkosiques et de marnes versicolores. Les dépôts gréseux se distinguent relativement bien dans le paysage, car ils sont peu propices au développement de la végétation. Les affleurements se présentent soit sous la forme de bancs durs, en relief, dégagés par l'érosion, soit en carrières (arènes), où la roche s'effrite et tend à prendre un aspect sableux. Latéralement, progressivement et principalement vers le Sud, le Sud-Est et l'Est (feuilles Sévérac-le-Château, Mende et Florac), cette formation détritique passe à un faciès plus dolomitique, riche en fer et en manganèse connu sous le terme de « Calcaire capucin », de couleur brune, encore très gréseux. Une coupe près de la route qui mène à Lunet, au Nord de Saint-Geniez-d'Olt (secteur des affleurements de Prades-d'Aubrac) montre de haut en bas, une série gréseuse avec la succession de ciment suivante : calcaire, silice, dolomie, barytine, calcaire, dolomie, carbonates et dolomies à sulfures, silice.

Un âge rhétien était anciennement attribué à ces séries sédimentaires détritiques (Boisse de Black, 1933 ; Roquefort, 1934 ; Lapadu-Hargues, 1947). Les corrélations avec des niveaux datés au Sud du Lot sur la feuille Sévérac-le-Château et sur la feuille Mende, ont permis de proposer pour ces dépôts de base un âge Hettangien inférieur (Fuchs, 1969a, b). Les assises gréseuses renferment de rares empreintes végétales (*Equisetites*, *Otozamites*) ; également très peu fossilifères, les assises calcaires ont aussi livré des restes végétaux (*Pachyphyllum*) et l'huître *Ostrea irregularis* réputée dater l'Hettangien.

11bD. **Dolomies (Hettangien supérieur)**. Dans la région de Saint-Geniez-d'Olt (secteur des témoins mésozoïques de Mandailles, Condamines et Prades-d'Aubrac) et dans le quart sud-est de la feuille (secteur de Saint-Germain-du-Teil, Auxillac et le Bruel), une puissante série dolomitique (de 20 m jusqu'à 60 à 80 m) surmonte généralement les faciès gréseux ; elle est d'ailleurs connue sur toutes les feuilles voisines. Non datée très précisément par biostratigraphie, elle est rapportée à l'Hettangien supérieur parce qu'elle renferme une flore continentale (Boule et Fabre, 1904) généralement considérée comme finihettangienne. Constituant l'essentiel des niveaux transgressifs sur le socle, cette unité sédimentaire est formée de dolomies jaunes-rousses, à pâte fine, en petits bancs (moins de 0,5 m d'épaisseur) ou en plaquettes plus ou moins à grain très fin (aspect « lithographique »), alternant avec des interbancs plus marneux et des lits d'argiles et de marnes vertes, bleues ou noires à tendances ligniteuses.

Dans cette unité dolomitique, on observe fréquemment : des mud-cracks, quelques stratifications entrecroisées dans les niveaux les plus grossiers, des encroûtements algaires, des « slumps » synsédimentaires, des brèches intraformationnelles, et quelques bancs oolithiques avec débris de coquilles de mollusques roulées (*Liostraea* et gastropodes variés).

Deux niveaux de calcarénites gréseuses avec restes de végétaux sont présents à la base et au sommet de cette série dolomitique. En plus de son intérêt biostratigraphique (Hettangien supérieur), la présence d'une flore continentale (*Pagiophyllum peregrinum*, *Thinnfeldia* et *Brachyphyllum* ; Boule et Fabre, 1904), associée à ce faciès à petits grains de quartz, indiquerait pour les auteurs la proximité d'un secteur émergé soumis à l'érosion. L'âge Hettangien supérieur serait confirmé par la présence sur la feuille Rodez, dans les calcarénites de base, d'une faune de mollusques d'affinités hettangienne (Fuchs, 1969) : *Cardinia hybrida*, *Meristoma* sp., *Bourguetia deshayesi* et *Euomphalus* sp.

Sur la feuille Sévérac-le-Château, une association faunique identique, ainsi que la présence des ostracodes *Isocyprina porrecta* à Banassac et *I. germani* à Coussergues a été récoltée dans les faciès argileux intercalés à la base des dolomies fines ; celles-ci sont attribuées à un Hettangien indifférencié. Quant aux argilites bariolées de la Rouquette près de Rodez, elles ont livré une

microflore à *Classopolis* dépourvue d'espèces à affinité triasiques, confirmant ainsi l'âge hettangien attribué généralement à cet ensemble sédimentaire.

Le niveau à plante sommital a aussi été observé plus à l'Est (feuille Mende) à Marvejols et Mende et des empreintes de pas de reptiles ont été signalées sur la feuille Espalion dans les argilites versicolores intercalées dans les faciès dolomitiques.

l2b. **Calcaires massifs (Sinémurien supérieur, Lotharingien).** Le Sinémurien inférieur (Sinémurien *s.s.*) n'est pas caractérisé ou absent (?) sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt. Il en est de même sur les feuilles jointives, en particulier Sévérac-le-Château et Rodez. Les faunes d'ammonites récoltées dans ces calcaires, assez rares, mais significatives (Zone à *Obtusum*, Zone à *Oxynotum* et Zone à *Raricostatum*), indiquent toujours le Sinémurien supérieur (= Lotharingien). L'ammonite indice de biozone *Oxynoticerias oxynotum*, peut être accompagnée d'autres mollusques (*Gryphaea obliquata*) et brachiopodes (*Spiriferina walcotti*) significatifs du Sinémurien supérieur. Une révision et un inventaire complet des faunes d'ammonites caussenardes ont été menées à l'occasion de travaux sur le contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien (Michard et Coumoul, 1979).

Il est difficile d'établir une description type du Sinémurien supérieur car ses faciès évoluent considérablement, aussi bien dans le temps que latéralement, sans doute en liaison étroite avec l'évolution paléogéographique régionale. D'une épaisseur moyenne de 10 à 15 m, les unités sédimentaires sont majoritairement très carbonatées, parfois encore assez dolomitiques, oolithiques et bioclastiques avec passées micritiques ; elles forment une corniche topographique en continuité avec les faciès hettangiens. Le passage Hettangien – Sinémurien se fait très progressivement avec des dolomies à bois flottés. Des intercalations mameuses et argileuses peuvent exister. La série carbonatée se termine par des faciès bioclastiques très durs couronnés par une surface durcie, parfois ferruginisée ou dolomitisée et perforée de type « hard-ground ».

Cette formation carbonatée sinémurienne semble assez constante dans la majeure partie du « Déroit de Rodez » et du « bassin des Causses ». Cependant, comme sur la bordure de nombreux petits bassins liasiques, au Nord de Saint-Geniez-d'Olt et sur les feuilles Espalion et Mende, on assiste à une réduction d'épaisseur des unités lithologiques (2 à 5 m), dont les faciès indiquent une évolution vers des milieux de plate-forme marine peu profonde.

La formation carbonatée sinémurienne est aussi reconnue (calcaires grainstones gris clair, oolithiques, légèrement mameux et dolomitiques) et datée (Lotharingien) vers l'Est, sur la feuille Mende. Sa présence est plus douteuse sur les feuilles Espalion et Florac où le Lotharingien serait respectivement représenté par quelques assises de calcaires siliceux et de calcaires à silex sans

fossiles. Elle est plus développée (jusqu'à 30 m), de faciès plus variable (dolomies argileuses, calcarénites oolithiques et dolarénites, intercalées de brèches sédimentaires, de microconglomérats et de calcaires fins) et plus fossilifère sur la feuille Rodez ; la faune, franchement marine (coraux, algues calcaires, bryozoaires et brachiopodes), est cependant toujours assez mal conservée. Les figures sédimentaires observées indiquent des milieux de plateforme de profondeur faible à moyenne et de forte à moyenne énergie (litages obliques et entrecroisés, « ripple marks » et autres figures de courants), mais toujours moins confinés qu'à l'Hettangien.

13a. **Marnes et calcaires (Carixien)**. Dans l'ensemble des Causses et du « Déroit de Rodez », le Carixien, qui représente un épisode transgressif majeur et global, est caractérisé par un faciès assez homogène d'alternances de marno-calcaires gris-bleu et de marnes grises feuilletées. Sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt, au-dessus du Sinémurien supérieur, apparaissent de minces lits marneux en alternance avec des bancs plus épais de calcaires noduleux, à débit en moellons, dits « à rangs de pavés » ; ce faciès caractéristique se poursuit d'ailleurs vers le Sud-Est sur la feuille Florac et vers l'Ouest sur les feuilles Espalion et Rodez. Des nodules phosphatés sont signalés par place dans le Carixien inférieur et supérieur (Meister, 1986). Assez grenu, et encore un peu gréseux, cet ensemble lithologique atteint à peine 10 m de puissance et affleure mal du fait de sa nature. Cependant, c'est de loin le niveau le plus fossilifère de la série liasique avec des ammonites, des bélemnites et des brachiopodes. Les ammonites de grande taille sont nombreuses, mais parfois peu spécifiques. La base de la série, quelque peu siliceuse, renferme une faune à affinités encore lotharingiennes (Boisse de Black, 1933) : *Echioceras* sp., *Oxynoticeras scipionanum*, *Pecten (Chlamys) textorius*, *Pecten* sp., *Gryphaea arcuata*, *G. obliquata*, *Pholadomya reticulata*, *Pleuromya striatulata*, *Mactromya liasina*, *Rhynchonella* sp. Le sommet, à tendance plus marneuse a livré quelques *Productylioceras davoei* et *Lytoceras fimbriatum* qui indiquent le Carixien supérieur.

Sur les feuilles Mende, Rodez et Sévérac-le-Château, les faunes d'ammonites récoltées sont effectivement majoritairement carixiennes (Zone à Jamesoni, Zone à Ibex et Zone à Davoei). Quelques espèces lotharingiennes sont parfois encore présentes à la base des marnes et calcaires carixiens (Boisse de Black, 1933), et la formation concernée est alors datée Sinémurien – Carixien (feuilles d'Espalion et Florac). Les meilleurs affleurements connus et les plus complets sont en dehors du périmètre de la feuille Saint-Geniez-d'Olt ; ils ont fait l'objet de travaux très détaillés et de descriptions précises tant en lithostratigraphie et sédimentologie (Trümpy, 1983) qu'en biostratigraphie, en particulier avec un inventaire très complet des faunes d'ammonites (Meister, 1986).

Les affleurements les plus significatifs et les plus proches sont sur la feuille Sévérac-le-Château, en bordure immédiate de la limite sud de la

feuille Saint-Geniez-d'Olt. Parmi eux, on peut citer celui de Banassac qui domine le Lot à la Canourgue, près de l'angle sud-est de la feuille (Trûmpy, 1983 ; Meister, 1986). La faune est riche et les trois zones du Carixien sont présentes dans une alternance de calcaires marneux, marnes et interbanks argileux d'une vingtaine de mètres d'épaisseur : *Uptonia jamesoni* (Zone à Jamesoni), *Beaniceras luridum* et *Acanthopleuroceras maugenesti* (Zone à Ibex), *Aegoceras capricornu*, *Oistoceras* sp., *Lytoceras fimbriatum* (Zone à Davoei), de gros nautilus et une bélemnite caractéristique, *Hastites clavatus*.

À quelque distance vers l'Est, sur la feuille Mende, l'affleurement des Bories, au Sud de Marvejols et Saint-Bonnet-de-Chirac (Meister, 1986), montre une série identique de même datée du Carixien mais à la base de laquelle la Zone à Jamesoni n'a pas été reconnue. Cette observation irait dans le sens des remarques de D.-M. Trûmpy (1983) qui conteste les affirmations de A. Thévenin (1903) et Y. Boisse de Black du Chouchet (1933) sur la présence dans tout le secteur caussenard, y compris le « Déroit de Rodez », de toutes les zones du Carixien. En particulier, la Zone à Jamesoni n'est pas toujours reconnue ou bien elle est très réduite en épaisseur de sédiment ; la Zone à Ibex est au contraire la plus régulièrement présente et la plus épaisse, ainsi que la Zone à Davoei.

l3b. Marnes schisteuses (Domérien inférieur) et Marnes et calcaires (Domérien supérieur). Au Nord du Lot, les dernières unités sédimentaires jurassiques et les plus récentes dans l'ordre chronostratigraphique, visibles sous les coulées basaltiques, sont rapportées au Domérien. La base (Domérien inférieur) est constituée de marnes schisteuses grises ; le sommet (Domérien supérieur) est plus calcaire avec parfois un débit en miches. L'ensemble, qui forme un replat dans la topographie, atteint une dizaine de mètres de puissance et donne des buttes basses, protégées par un « chapeau » résistant de coulées basaltiques. Tout comme pour les faciès argileux du Carixien, les affleurements sont rares et de qualité médiocre.

Les ammonites récoltées (Zone à Margaritatus et Zone à Spinatum) dans tout le secteur (feuilles Espalion, Mende, Rodez, Sévérac-le-Château et Florac) sont abondantes et caractéristiques de ce sous-étage. Les bélemnites (*Belemnites paxillosus*, *B. clavatus*) et térébratules sont très nombreuses accompagnées de *Gryphaea cymbium*, *Pecten aequivalvis*, *Amaltheus margaritatus*, *Pleuroceras spinatum*, *Fuciniceras boscence*, *Rhacophyllites* sp. et des vertèbres d'Ichtyosaures (Boisse de Black, 1933). Dans le détail, *Amaltheus margaritatus* est surtout présent à la base, dans les alternances de marnes schisteuses grises, tandis que *Pleuroceras spinatum*, accompagné d'une association faunique identique à celle de la base, excepté les ammonites, est localisé vers le sommet de la série où apparaissent de petits bancs calcaires gris clair de 1 à 2 m d'épaisseur, alternant avec des lits marneux ferrugineux.

Les unités domériennes sont plus ou moins développées sur les feuilles adjacentes, en fonction d'une paléogéographie qui différencie nettement le secteur du « Déroit de Rodez » de celui du « Bassin des Causses ». Vers l'Ouest, sur la feuille Espalion, l'ensemble domérien dépasse rarement la dizaine de mètres comme sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt. Des réductions d'épaisseur importantes et des variations de faciès interviennent aussi sur la feuille Rodez ; la distinction entre un Domérien inférieur marneux (15 à 30 m) et un Domérien supérieur calcaire bioclastique (calcaires roux bioclastiques dits « calcaires à pecten » ; moins de 10 m) est plus marquée que dans le secteur de Saint-Geniez-d'Olt comme par exemple, près de Salles-la-Source (feuille Rodez ; Morard, 2004). Au contraire vers l'Est et le Sud, le Domérien est plus marneux et plus épais. Sur la feuille Mende, l'ensemble marnes schisteuses, et marnes et calcaires, est compris entre 30 et 60 m ; il varie entre 20 et 50 m sur la feuille Florac. Sur la feuille Sévérac-le-Château, des marnes grises du Domérien inférieur atteignant 40 à 65 m avec une faune typique, variée et abondante, font progressivement place à un Domérien supérieur calcaire et bioclastique (Morard, 2004), qui ne dépasse pas quelques mètres.

l4-j1-2. Marnes, schistes cartons (Toarcien inférieur ?) et calcaires (Aalénien ? - Bajocien ?). La série du Lias supérieur et l'extrême base du Jurassique moyen n'apparaissent sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt que dans l'angle sud-est, au Sud du Lot, c'est-à-dire dans un secteur n'appartenant pas au domaine de Saint-Geniez-d'Olt au sens paléogéographique du terme (« Déroit de Rodez ») mais au « Bassin des Causses ».

Les marnes et calcaires qui n'affleurent que sur une surface très restreinte dans cet angle sud-est sont très difficiles à subdiviser et à dater sur ce seul point de la feuille, d'où leur regroupement sous une notation compréhensive. Si l'on veut avoir un aperçu des unités sédimentaires qui pourraient être présentes et de leur âge, il est nécessaire de se référer aux feuilles jointives où elles sont bien développées et fossilifères, mais décrites sous des dénominations différentes.

À l'Est, sur la feuille Mende sont reconnus des « schistes cartons et des marnes » du Toarcien inférieur (Zone à Falciferum), moyen (Zone à Bifrons) et supérieur (Zone à Aalensis), des « marnes et calcaires » de l'Aalénien moyen (Zone à Murchisonae), et des « calcaires » vraisemblablement du Bajocien inférieur.

Au Sud-Est, le Toarcien inférieur (Zone à Falciferum) et moyen (Zone à Bifrons) sont présents sur la feuille Florac avec des « marnes noires à gris-bleu » et des « calcaires noduleux avec bancs marneux », sans doute assimilables en partie au moins aux « schistes cartons » ; l'Aalénien moyen (Zone à Murchisonae) est reconnu dans des « calcaires noduleux avec bancs marneux » et le Bajocien serait représenté par des « calcaires et dolomies ».

Au Sud, des « marnes grises à fossiles pyriteux », très fossilifères sur la feuille Sévérac-le-Château et datées du Toarcien apparemment complet, représentent certainement un équivalent des « schistes cartons et des marnes » des autres feuilles (Ajas et Saint-Martin-de-Lanne ; Morard, 2004) ; des « calcaires noduleux à *Cancellophycus* » sont attribués à l'Aalénien inférieur et moyen (Zone à Murchisonae et Zone à Opalinum) et des « calcaires gris à chailles » associés à des « dolomies brunes » sont datés du Bajocien inférieur (Zone à Sauzei = Zone à Propinquans).

Au Sud-Ouest et à l'Ouest (feuilles Rodez et Espalion), les faciès sont très différents. Des « marnes grises » et des « calcaires argileux à fossiles pyriteux », réduits en épaisseur par rapport aux autres secteurs seraient des équivalents latéraux des « schistes cartons ». Ces unités sont surmontées par des niveaux condensés de « marnes et calcaires marneux à oolithes ferrugineuses et niveaux phosphatés » attribués en partie au Toarcien (Salles-la-Source et Saint-Austremoine ; Morard, 2004) et à l'Aalénien. Le Bajocien débiterait au-dessus de ces niveaux condensés avec des dolomies et des calcaires bioclastiques.

FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS

Volcanisme miocène de l'Aubrac

Disposition d'ensemble. L'Aubrac est un vaste plateau basaltique de 450 km², s'étendant principalement sur les feuilles à 1/50 000 Entraygues-sur-Truyère, Nasbinals et Saint-Geniez-d'Olt, et débordant sur celles de Vic-sur-Cère et Espalion. La feuille de Saint-Geniez-d'Olt est concernée pour sa grande moitié nord-ouest par sa région axiale et sa retombée nord-est et sud-ouest. Quelques coulées morcelées et pointements disséminés le prolongent sur le territoire granitique de la Margeride. L'épaisseur des formations volcaniques est estimée à 100 m sur l'ensemble de la carte, excepté dans la région du Puech-d'Alte-Teste et du village d'Aubrac où elles peuvent atteindre 200 m.

Les superpositions de coulées prédominent largement le long de la zone axiale ainsi que l'essentiel des formations pyroclastiques. La retombée nord-est est principalement constituée d'un nappage très pelliculaire de coulées de lave alors que la retombée sud-ouest est formée par de puissants empilements de coulées de lave en inversion de relief. Les protrusions sont disséminées sur l'ensemble de la carte sans direction préférentielle d'alignement.

Âge des éruptions. L'âge des basaltes de l'Aubrac est resté longtemps controversé. M. Boule (1904), sur la foi d'analogies pétrographiques et topographiques avec le Velay et le Coiron, les attribue au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur, solution adoptée par la plupart de ses successeurs. Mais

F. Colin (1966), menant de front l'étude palynologique des « cinérites » de base et l'analyse paléomagnétique des laves (à 80 % inverses), conclut à une chronologie courte, de l'ordre de 0,7 Ma, totalement incluse dans le Villafranchien terminal. Les premières données chronométriques K-Ar (Féraud, 1981 ; Baubron et Demange, 1982) devaient conduire à replacer ce volcanisme dans le Miocène supérieur.

Une nouvelle synthèse (Goër de Herve *et al.*, 1991) a été effectuée dans le cadre du levé des feuilles à 1/50 000 Entraygues et Nasbinals. Fondée sur 81 mesures, dont 50 nouvelles, confrontées aux successions observées sur le terrain et traitées de façon statistique, elle a abouti aux conclusions suivantes : 90 % des laves de l'Aubrac ont été émises en un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de 7,5 Ma. Un volcanisme précurseur s'est toutefois manifesté autour de 8,7 Ma aux environs de Saint-Urcize et une période d'arrêt de l'activité volcanique d'environ 1 Ma a permis une érosion notable de cet ensemble précoce (Goër de Herve *et al.*, 1994). Par ailleurs, quelques éruptions plus tardives semblent s'être poursuivies localement jusque vers 6,5 à 6 Ma, principalement aux abords de la vallée du Bès. Ainsi, la quasi-totalité du volcanisme de l'Aubrac se placerait dans le Tortonien supérieur, hormis quelques récurrences durant le Messinien.

Principes de nomenclature et identification : composition et texture. Les laves de l'Aubrac se caractérisent par leur grande monotonie apparente. Néanmoins, en dépit de leur fréquente altération, de conditions d'affleurement généralement médiocres et de variations de faciès non négligeables, les unités d'épanchement peuvent être suivies sur le terrain à partir de caractères structuraux et macroscopiques simples : débit, couleur, type d'altération, fréquence et dimension des phénocristaux, présence d'enclaves. Toutefois, les études chimiques et minéralogiques (Makhoul, 1994) ont montré qu'en dehors des laves claires et aphyriques, qui représentent les termes les plus différenciés, ces caractères apparents ne reflètent qu'assez mal la composition intime des laves. Aussi avons-nous été conduits à adopter une nomenclature d'ordre chimique, à partir de 106 analyses nouvelles des éléments majeurs et en trace. Les coulées ou pointements n'ayant pas fait l'objet d'analyse ont été rapportés aux classes ainsi établies, par comparaison, sur la foi de leurs caractères microscopiques (178 lames minces sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt), et seulement par défaut sur la base d'analogies macroscopiques.

La nomenclature utilisée est celle de la classification internationale IUGS de M. Le Bas *et al.* (1986), basée sur le diagramme TAS (Total Alcalins/Silice ; fig. 1). Les laves de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt sont peu différenciées, moyennement alcalines (basaltes alcalins et sub-alcalins-hawaiites et trachybasaltes potassiques et mugéarites) à fortement alcalines (basanites-téphrites). Leur teneur en silice varie de 42,20 à 50,65 % et leur degré de différenciation est totalement indépendant de leur succession chronologique.

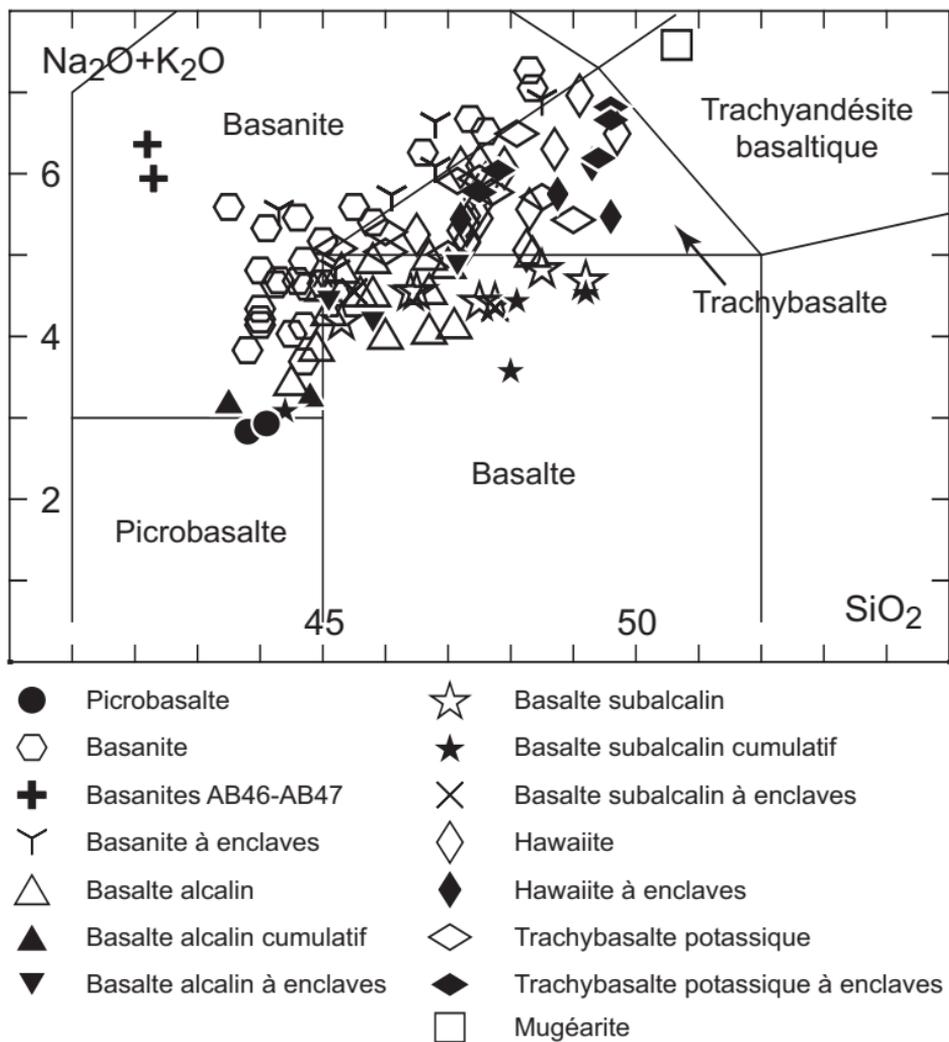


Fig. 1 - Diagramme de classification du total des alcalins en fonction de la silice. Les champs sont de Le Bas *et al.*, (1986)

Les termes les plus évolués (téphrites, hawaïites et trachybasaltes potassiques, mugéarites, ces dernières en quantité restreinte) se répartissent à peu près sur l'ensemble de l'aire volcanisée et ne semblent pas proportionnellement occuper un volume plus important dans la région axiale. Il en est de même des termes cumulatifs : s'ils occupent souvent une position terminale sur de nombreux appareils éruptifs, cette situation n'est nullement exclusive.

La classification IUGS de M. Le Bas *et al.* (1986) permet de répartir les laves de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt en 7 classes chimiques : picrobasaltes, basanites, basaltes alcalins et subalcalins, hawaïites et trachybasaltes potassiques, mugéarites. À l'intérieur de chaque classe, des subdivisions ont été établies en fonction de critères microtexturaux. Quatre types principaux de textures ont été distingués :

– *microlitique*. Les phénocristaux sont absents ou très rares (< 1 %), dans une pâte finement cristallisée où les microlites peuvent être désordonnés, ou orientés (texture microlitique fluidale). Le verre peut être abondant, ou totalement absent (microlitique trachytique). Peu fréquente parmi les laves basiques (basanites et basaltes) et banale parmi les laves intermédiaires (trachybasaltes et téphrites), cette microtexture devient exclusive dans les laves les plus différenciées (trachybasaltes évolués et mugéarites, téphrites) qui sont totalement dépourvues de phénocristaux, voire de microphénocristaux (type aphyrique) ;

– *microporphyrrique*. Très répandu dans la plupart des classes (à l'exception des mugéarites), ce type comporte jusqu'à 5 % de phénocristaux, généralement l'olivine et le clinopyroxène, rarement le plagioclase ou la magnétite. La pâte, finement ou mal cristallisée, contient toujours au moins des phénocristaux d'olivine, squelettiques ou en prismes trapus, parfois très abondants. Le pyroxène peut être également bien représenté parmi les phénocristaux, mais il n'est souvent présent que sous forme de germes et micrograins n'excédant pas 50 µm. Le verre est généralement présent. Ce faciès réalisant la convergence de la plupart des classes chimiques, c'est en son sein que l'identification microscopique d'un échantillon en l'absence d'analyse chimique demeure la plus incertaine ;

– *porphyrique*. Majoritaire au sein des laves basiques, ce type montre généralement 5 à 20 % de phénocristaux, dispersés (souvent irrégulièrement) au sein d'une pâte mal ou incomplètement (et parfois très inégalement) cristallisée. Les microphénocristaux peuvent être abondants ou absents. Le verre, en quantité variable, peut être brun ou incolore selon l'état de cristallisation des oxydes ferro-titanés. La taille des phénocristaux varie le plus souvent de 1 à 5 mm, et excède rarement 1 cm. La population des phénocristaux, dominée par les clinopyroxènes dans les basaltes, se répartit de façon très variable dans les basanites entre les pyroxènes et les périclites, ces derniers étant parfois seuls présents. Il peut s'y adjoindre exceptionnellement quelques plagioclases dans les basaltes, mais beaucoup plus fréquemment - et seulement dans les basanites - un faible à très faible contingent d'amphiboles. La différence entre basaltes et

basanites résidant pour beaucoup dans une variation des compositions chimiques des pyroxènes et des plagioclases, la distinction entre ces deux classes est très aléatoire en l'absence de feldspathoïdes minéralogiquement exprimés. Dans les deux, nous avons distingué par une surcharge les termes franchement cumulatifs, où la quantité des phénocristaux - essentiellement les pyroxènes - peut atteindre 40 à 50 % du volume de la lave (sans pour autant que leur calibre augmente sensiblement) ;

– *porphyroïde*. Ce dernier type est également représenté parmi les basaltes et les basanites, et moins fréquemment dans les trachybasaltes peu évolués. Il diffère du type précédent par une cristallisation plus large et totale de la pâte (microtexture holocristalline). Dans les cas extrêmes (signalés par une surcharge), on observe une texture doléritique où les plagioclases deviennent visibles à l'œil nu ; ce type, fréquent plus au Nord sur les planèzes cantaliennes, n'est présent en Aubrac que dans quelques basanites et basaltes subcalins. La population des phénocristaux des laves porphyroïdes ne se répartit qu'entre les olivines et les pyroxènes (le plus souvent dominants) ; l'amphibole y est accidentelle ou très accessoire et toujours résorbée. Comme pour les laves porphyriques, la quantité des phénocristaux peut atteindre 40 à 50 % dans les termes les plus cumulatifs.

Enfin, à l'intérieur de chaque classe, parmi les types microtexturaux le plus fréquemment rencontrés, il a été introduit des critères d'individualisation complémentaires pour les unités laviques présentant des caractéristiques spécifiques. Ces critères sont toujours mentionnés sous forme de symboles ajoutés en indice à la notation et, selon les cas, visualisés ou non par une surcharge à la teinte : présence de plagioclases (pl), de xénolites acides (q), de xénolites mantelliques (nodules de péridotite, π), etc.

Remarques. L'utilisateur de la carte ne devra pas perdre de vue les éléments suivants.

Une unité lavique présente généralement une variabilité texturale notable, portant en particulier sur l'état de cristallisation de la pâte et sur la répartition des phénocristaux. La notation texturale adoptée n'est donc que celle jugée la plus représentative. Cette variabilité est particulièrement sensible en ce qui concerne certains caractères annexes (tels que présence de xénolites), qui peuvent être très apparents localement mais discrets ou absents ailleurs.

Une unité lavique peut aussi ne pas être chimiquement homogène (et ceci indépendamment des erreurs analytiques, ou des choix pour les laves se positionnant entre deux classes chimiques dans le diagramme TAS). Certaines coulées, dont la continuité d'affleurement ne permet pas de mettre en doute l'unicité, révèlent une importante variabilité de composition chimique, s'accompagnant de variations minéralogiques et microtexturales concomitantes.

Ceci est particulièrement le cas des trachybasaltes, qui peuvent en quelques mètres passer à un basalte.

La plupart des faciès texturaux sont communs à plusieurs classes. Dans les cas ambigus, en l'absence d'analyse, le choix se porte naturellement sur le terme statistiquement le plus représenté, ce qui accroît arbitrairement sa fréquence apparente (cette cause d'erreur de détermination peut être d'autant plus importante que les statistiques reflètent plus le hasard de l'échantillonnage que le volume réellement exprimée d'une classe donnée).

Enfin, on ne doit pas perdre de vue qu'une composition chimique n'est significative que pour les laves aphyriques ou subaphyriques (ce qui est généralement le cas en Aubrac pour les termes les plus différenciés), mais très discutable pour les laves porphyriques (et *a fortiori* pour les types cumulatifs), qui sont les plus fréquentes parmi les termes basiques.

Pour l'ensemble de ces raisons, les seules identifications qui peuvent être tenues pour rigoureuses sont celles qui résultent d'une analyse chimique au moins (le même échantillon ayant toujours fait l'objet d'une étude microscopique). Aussi les points d'échantillonnage correspondants ont tous été signalés sur la carte par une croix avec le numéro de l'échantillon correspondant. Toutes les autres déterminations peuvent prêter à révision.

β. Basaltes indifférenciés. Ce terme général, qui correspond à la nature dominante des laves de l'Aubrac, englobe l'ensemble des formations à morphologie planaire de coulée, mais pour lesquelles il n'existe pas d'affleurement permettant leur échantillonnage (cas des morceaux de coulée résiduelle au Nord de le Bruel et du village de Monastier-Pin-Moriès à l'Est, du Puy-de-Campech au Sud-Ouest, du Puech du grès au Sud-Ouest de Prades-d'Aubrac, et des sommets du Suc et du Suc-de-Born) et/ou uniquement la présence de boules de basaltes (cas du plateau de le Plo, à l'Ouest de Saint-Laurent-de-Muret), ne permettant pas l'identification de la nature pétrologique de la lave.

β⁸. Picrobasalte (Ankaramite). Ce type de lave correspond à la coulée située au Nord du village de Plagnes, au Nord de la confluence entre le ruisseau du Doulou et celui des Carteyroux, et formant la base du Puech-des-Agudes (AB94) et à la coulée sommitale du massif de Cantecouyou, à l'Est du Signal-de-Mailhe-Biau (AB170). D'aspect macroscopique tout à fait banal pour une ankaramite, son caractère mélanocrate n'apparaît qu'au microscope. L'olivine et le clinopyroxène sont présents sous forme d'une abondante population de phénocristaux et de microphénocristaux. Le clinopyroxène constitue l'essentiel de la pâte, sous forme d'une mosaïque de granules, accompagnée de peu de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés.

Basanites

Elles sont définies dans le diagramme TAS par une teneur en $\text{SiO}_2 < 45\%$ pour une teneur en alcalins $> 3\%$ (fig. 1), avec une quantité d'olivine normative $> 10\%$.

Sur l'ensemble de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt, les basanites se répartissent essentiellement à la périphérie de l'empilement des formations volcaniques, et donc essentiellement à la base, que ce soit dans la partie sud-occidentale (boraldes de Saint-Chély-d'Aubrac et de la Poujade, Prades-d'Aubrac – village du Vialaret, Naves-d'Aubrac et base du Signal de-Mailhe-Biau) ou dans la partie nord-orientale (recouvrement pelliculaire des coulées du pont des Nègres, montagne de Cap Combattut, montagne de la Baysse et les Rabiols).

$\rho\beta^1$. **Basanite porphyroïde.** Ce type, peu répandu, ne se rencontre que sur le versant nord de la Boralde de Saint-Chély-d'Aubrac, le long de la route joignant le village de Belvezet à la D 987 (AB58) et à la sortie du hameau de Garibal (AB64).

La coulée de Belvezet repose sur des tufs hyaloclastiques (brèche palagonitisée $h\beta$) et sa brèche de progression, riche en éléments palagonitisés, s'observe sur une vingtaine de mètres le long de la route. Cette coulée, de patine ocre, est finement et régulièrement prismée (< 1 m de diamètre).

Cette coulée est localement très riche en phénocristaux et microphénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, ce dernier étant le plus souvent automorphe et à zonage optique et chimique avec un cœur souvent spongieux. Le plagioclase, très peu abondant à l'état de microlite, se mêle aux clinopyroxènes et aux oxydes ferro-titanés de la pâte. On est ici à la limite des textures porphyroïde et porphyrique car il subsiste localement quelques facules vitreuses.

$\rho\beta^1$. **Basanite porphyrique.** C'est l'un des types basanitiques les plus répandus : protrusions de le Gibertès (AB46) et de le Buisson (AB47), à l'extrême nord-est de la feuille ; coulées du Buron-des-Nègres (AB132), à l'Ouest du ruisseau des Plèches au Nord de la feuille ; falaise de la coulée de la Borie-de-Brassenq (AB66) et protrusion de le Roc (AB70), sur le versant nord de la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac ; coulée du village de Prades-d'Aubrac (AB114) et monticules de coulée résiduelle au Sud du Signal-de-Mailhe-Biau (AB140) et au Sud de Montagne-de-Cap Combattut (AB152).

Ces laves sont généralement riches en phénocristaux et microphénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, avec parfois de rares microphénocristaux d'oxydes ferro-titanés. Seul l'échantillon AB85, prélevé dans une coulée à la base de l'empilement du Puech-d'Alte-Teste, contient de très rares phénocristaux de plagioclase. La lave de la protrusion de le Gibertès (AB46)

contient des phénocristaux et microphénocristaux de clinopyroxène seul, sans olivine. De manière générale, la mésostase finement ou incomplètement cristallisée contient des oxydes ferro-titanés, des microlites de plagioclase et du clinopyroxène.

En arrivant de la route de Nasbinals, on remarque des gros blocs localisés en contrebas de la route, au pied de la coulée du Buron-des-Nègres (AB132). Ils sont très bien prismés et de la même nature que la coulée de lave. Ces gros blocs sont de nature erratique et ont été transportés par les glaciers.

$mp\beta^1$. **Basanite microporphyrique.** C'est le type basanitique le plus répandu sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt :

- protrusion de Muret (AB48) dans le quart nord-est de la feuille ;
- coulée des Rabiols (AB162) surmontée par des blocs purimétriques de granite de la Margeride interprétés comme une couverture morainique ;
- coulée de Montagne-de-la-Baysse (AB179, AB175) ;
- coulée au Nord du lac de Born (AB167, AB168) ;
- coulées de la base de l'empilement du Signal-de-Mailhe-Biau (les Cats AB89, les Ginestes AB90, Plagnes AB93, Croix-de-Bioulac AB91) ;
- coulée du Vialaret à l'Ouest du ruisseau de Born (AB43) ;
- coulée du Pont-des-Nègres (AB124).

Une caractéristique de ces laves réside dans la cristallisation générale des olivines sous forme de microphénocristaux, qui peuvent être abondants. Le clinopyroxène peut aussi présenter ce type de cristallisation, mais il peut être complètement absent (AB89, AB91). Il peut s'y ajouter quelques fantômes d'amphibole (AB89, AB93). La mésostase, finement ou incomplètement cristallisée, contient des microlites de plagioclase, parfois orientées (AB91), des oxydes ferro-titanés, du clinopyroxène et parfois de l'olivine.

La coulée du Pont-des-Nègres est probablement l'une des plus belles de l'Aubrac. Située juste en aval du Pont-des-Nègres, sous lequel passe le ruisseau des Plèches, une chaussée de géants (photo 1) s'est formée sous l'action du cours d'eau. Dans le creux de ce petit vallon, les eaux brunes du ruisseau s'attardent dans les bassins peu profonds formés sur cette coulée de lave. Le lustre de couleur chocolat de la coulée est également attribué au frottement des glaciers sur la roche. En amont du pont, cette coulée se dissimule très rapidement sous le pâturage à distance du cours d'eau.

Cette coulée, relativement plane en amont du ruisseau, semble avoir rencontré une petite dépression plus en aval du pont. En effet, au niveau des piliers du pont, la prismation n'est plus verticale mais légèrement pentée vers l'aval du ruisseau

(photo 2), témoignant d'un changement de pente de la surface sur laquelle s'est épanchée la coulée.

$mp\beta_r^1$. Un type particulier contenant des **nodules de péridotite** (olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole déstabilisée) peut être trouvé au Puech-le-Franc (AB127), à quelques kilomètres au Nord de Saint-Geniez-d'Olt, où un morceau de coulée résiduelle surmonte et protège les formations sédimentaires jurassiques. Cette coulée contient de rares microphénocristaux d'olivine et de clinopyroxène et les microlites de plagioclase sont orientées. Ce type de lave correspond également à celle du col de Bonnecombe (AB172) et à celle de la Devèzes-des-Cats (AB157) au Sud du Signal-de-Mailhe-Biau.

$mp\beta_{pl}^1$. La coulée qui affleure sur le bord de la route (AB120), juste avant d'arriver à la Croix-de-la-Rode depuis Vieurals, la coulée principale du village de Naves-d'Aubrac (AB128) et la coulée basale de Montagne-de-Cap-Combattut (AB131) sont relativement riches en phénocristaux et microphénocristaux de **plagioclase** et contiennent relativement peu de microphénocristaux de clinopyroxène. Elles font partie des basanites les plus évoluées, proches des téphrites.

$mp\beta_{\pi pl}^1$. La coulée AB130 située au Nord du lac de Born et la protrusion de la Souchère (AB50) à la sortie de Chadelcoste dans le coin nord-est de la feuille, contiennent de nombreux **nodules de péridotite** de taille inférieure au centimètre. Elles présentent des microcristaux de clinopyroxène et les seuls phénocristaux présents sont des **plagioclases** (environ 5 %) et quelques fantômes d'amphibole.

$mp\beta_{\pi plq}^1$. Entre le Serre et le Puech-du-Serre, au Nord de la boralde de Poujade, la coulée AB79 est relativement riche en microphénocristaux de **plagioclase**. Elle contient également quelques microphénocristaux de clinopyroxène et de fantômes d'amphibole et des enclaves centimétriques de **xénolites acides**, essentiellement constituées de grains de quartz, qui seront décrits plus en détail dans la partie minéralogie.

Basaltes

Les basaltes *sensu stricto* sont définis dans le diagramme TAS par une teneur en silice comprise entre 45 et 52 %, pour une teneur en alcalins inférieure à 5 % (fig. 1).

La classe des basaltes *s.s.* doit être subdivisée en deux sous-classes, selon que le calcul de la norme *y* fait apparaître soit de la néphéline (basalte alcalin), soit de l'hyperstène (basalte subalcalin).

L'amphibole déstabilisée, les grosses apatites brunes globuleuses et les enclaves mantelliques ne se rencontrent que très rarement dans les basaltes.

Pour ce qui concerne les types texturaux, les laves porphyroïdes, porphyriques et microporphyriques dominent largement parmi les deux catégories de basaltes. Par contre, les termes microlitiques sont absents des basaltes subalcalins et très peu représentés parmi les basaltes alcalins.

Sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt, les basaltes alcalins et subalcalins se répartissent en position intermédiaire à sommitale sur l'ensemble de l'empilement des formations volcaniques. En position intermédiaire, on notera l'abondance des basaltes alcalins de l'ensemble les Enfrux-les-Treize-Vents et les basaltes subalcalins localisés au Sud du village d'Aubrac. En position sommitale, des empilements de coulées de basaltes alcalins forment les sommets de la région nord du village d'Aubrac, du Buron-de-Cammejane, de Lou-Rajas et le recouvrement pelliculaire de la Montagne de Bonnecombe. Les basaltes subalcalins sommitaux correspondent à l'ensemble du massif de la Garde-Suc-de-Born, au Signal-de-Mailhe-Biau et au recouvrement pelliculaire du Poumio.

$\rho\alpha\beta^2$. **Basalte alcalin porphyroïde.** Très peu représenté, ce type correspond à deux coulées situées au Nord-Ouest de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt, l'une entre Belvezet et la D 987 au Nord de la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac (AB59 et AB65), l'autre, de plus de 30 m d'épaisseur,affleure notamment au niveau du hameau des Brasses (AB81) au Nord de la boralde de Poujade et constitue la base de la langue volcanique la plus septentrionale de la carte.

Ces laves sont totalement cristallisées, et ce d'autant plus qu'elles sont riches en plagioclase. Parmi les phénocristaux et microphénocristaux, en pourcentage très variable et de calibre n'excédant généralement pas 2 à 3 mm, le clinopyroxène est dominant, souvent automorphe et à zonage optique et chimique avec un cœur souvent spongieux et une bordure violacée plus titanifère. Les accumulations de microphénocristaux et microcristaux de clinopyroxènes sont fréquentes. L'olivine, en phénocristaux automorphes, est pratiquement inexistante dans la pâte. Le plagioclase en microphénocristaux et microcristaux est assez souvent présent et les microlites dominent dans la pâte (50 à 70 %), le reste se partageant entre les grains de clinopyroxène et d'oxydes ferro-titanés.

Quelques basaltes alcalins porphyroïdes s'enrichissent en phénocristaux pour donner des faciès cumulatifs ($\rho\alpha\beta^2_{[1]}$). C'est le cas du lac de lave de la carrière de Condamines (AB22), au Sud-Ouest de la feuille, et des coulées basale et sommitale de l'empilement du buron de Cammejane. La coulée basale (AB107, AB159)affleure de façon irrégulière sur la D 219, entre le buron de Fontanilles-Haut et la tourbière en exploitation (vers la station de ski de Brameloup).

Le basalte alcalin de la carrière de Condamines (AB22) est caractérisé par une très grande richesse en phénocristaux, microphénocristaux et microcristaux d'olivine. Quelques microphénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase sont

également présents. La mésostase est composée d'un assemblage de plagioclase, d'olivine et d'oxydes ferro-titanés.

Les coulées du buron de Cammejane (AB107, AB159) sont à la fois riches en phénocristaux, microphénocristaux et microcristaux d'olivine et de clinopyroxène. Ces derniers présentent des phénocristaux le plus souvent zonés optiquement et chimiquement avec une bordure plus violacée riche en titane. La mésostase est composée d'un assemblage de plagioclase, de clinopyroxène, d'oxydes ferro-titanés et d'olivine iddingsitisée.

La carrière de Condamines, actuellement en exploitation, présente des structures de refroidissement tout à fait originales. Sur le front de taille sud et est, elle présente quatre structures à prismation en éventail (ou en gerbes) s'ouvrant du haut vers le bas (photo 3), séparées par des contacts verticaux francs. Sur son front est, on trouve le même type de structure, mais inversée, c'est-à-dire s'ouvrant vers le haut (photo 4). L'ensemble est traversé, à la base du front de taille actuel, par un sill sub-horizontale de même nature pétrologique (photo 4).

Cette seconde structure semble être le témoin d'une zone d'alimentation, située à la base de l'affleurement. Le magma qui en a été émis a rencontré une surface de refroidissement horizontale (air libre pour un lac de lave ou unité géologique froide pour un corps magmatique intrusif), située en surface ou à proximité de la surface actuelle (prismes s'orientant vers la surface).

Les premières structures, dont les prismes semi-radiaires s'ouvrent vers le bas, sont nettement plus difficiles à interpréter et ce pour deux raisons : 1) le point de départ des prismes, et donc la zone chaude, est située au niveau de la surface actuelle et 2) chacune de ces quatre structures est localisée l'une à côté de l'autre et séparée par des contacts verticaux très nets. Il est donc nécessaire d'envisager deux surfaces de refroidissement perpendiculaires, l'une horizontale et l'autre verticale.

Le modèle le plus simple, permettant de rendre compte de la formation de cette unité, serait de concevoir une érosion relativement importante de la partie superficielle de la structure et un isolement du corps magmatique en plusieurs compartiments de refroidissement, évoluant de façon similaire mais indépendante. La formation des plans de refroidissement verticaux, encore visibles aujourd'hui, pourraient être liée à l'infiltration d'eau superficielle au sein du corps magmatique, permettant l'isolement de plusieurs cellules, au sein desquelles la partie la plus chaude serait située logiquement en son centre. Le refroidissement de chacune de ces cellules, conduirait à la formation d'une prismation orientée vers les surfaces de refroidissement horizontale (air libre pour un lac de lave ou unité géologique froide pour un corps magmatique intrusif) et verticale (zones d'infiltration) et donc à une prismation radiaire. Par

la suite, l'érosion aurait enlevé près de la moitié de la partie superficielle du corps magmatique, c'est-à-dire les prismes dirigés vers la surface.

Il semble délicat d'attribuer une origine précise à cet ensemble lavique de la carrière de Condamines puisqu'aucun élément déterminant n'a permis de trancher entre un ancien lac de lave ou un corps magmatique intrusif. Il a été décidé arbitrairement d'attribuer cette formation à un lac de lave.

$\rho\beta^2$. **Basalte alcalin porphyrique**. C'est le type de basalte alcalin le plus répandu. Il correspond :

– à l'empilement de quatre coulées depuis le buron des Salles-Basses jusqu'au sommet Lou-Rajas (AB149, AB150, AB163), au Nord du Signal-de-Mailhe-Biau ;

– à la coulée sommitale de les Carteyroux (AB139) juste au Sud du Signal-de-Mailhe-Biau ;

– à la protrusion de le Monteil (AB125), quelques kilomètres au Nord-Est de Prades-d'Aubrac ;

– à la coulée AB119 qui s'étend depuis le buron du Pendouliou-de-Fabrègues, au Sud de la tourbière en exploitation, jusqu'au Roc-de-Campiels (au-dessus de la station de ski de Brameloup).

Ce type est riche en phénocristaux et microphénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase, ces derniers, présentant souvent une texture en tamis de déstabilisation, sont dominants dans la mésostase, avec les oxydes ferro-titanés et les clinopyroxènes.

$mp\beta^2$. **Basalte alcalin microporphyrique**. Ce type textural très commun dans les basanites, est rare dans les basaltes alcalins. Il n'a été rencontré qu'en deux endroits, à la coulée située au lieu-dit « les Treize-Vents » (AB38), sur la D 219 entre Prades-d'Aubrac et la station de ski de Brameloup, et au niveau des coulées situées derrière le buron des Bouals (AB115), qui forment le petit sommet au Nord du col d'Aubrac.

Ce type est riche en microphénocristaux d'olivine, plus ou moins iddingsitisée, et peut contenir quelques rares phénocristaux de plagioclase. Sa pâte contient un assemblage de plagioclase, oxydes ferro-titanés, clinopyroxène et olivine.

$\mu\pi\beta^2$. La vaste coulée (AB53) qui s'étend depuis le village de Bonnefon, jusqu'au Sud-Ouest du buron de Cammejane et sous la falaise de la Roque, au Nord des chalets des Picades, contient des enclaves centimétriques de **xénolites acides** et quelques phénocristaux et microphénocristaux d'olivine iddingsitisée et de clinopyroxène.

$\mu\pi\beta^2$. Ce type correspond à la coulée qui s'étend depuis le buron des Plèches du milieu jusqu'au Sud du lac de Saint-Andéol (AB145, AB146, AB165). Il contient de nombreux nodules de péridotite centimétriques.

$\mu\pi\beta^{2\text{no}}$. Au niveau du réservoir du hameau de le Trébatut, sur la D 52 au Sud des Salces, on trouve un morceau de coulée résiduelle d'une dizaine de mètres de hauteur (AB29), grossièrement prismée, contenant des **nodules de péridotite** centimétriques et des enclaves centimétriques blanches de **xénolites acides**.

$m\beta^2$. **Basalte alcalin microlitique**. L'un des seuls exemples connus sur la feuille se rencontre au milieu de l'empilement des coulées du buron de Cammejane et au Sud-Est du village de Pierrefiche (AB30) sur la D 52.

Cette coulée contient quelques rares nodules de péridotite infracentimétriques. Au microscope, des microcristaux d'olivine et de clinopyroxène et des microlites de plagioclase baignent dans une pâte sombre, constituée d'un très fin tissu de cristallites de clinopyroxène et de plagioclase.

$\rho d\beta^{2-3}$. **Basalte subalcalin doléritique**. Ce type pétrographique, généralement pauvre en K, présente beaucoup d'analogies avec les basaltes doléritiques fréquents sur les planèzes cantaliennes. Un type franchement doléritique ($\rho d\beta^{2-3}_{[1]}$) à plagioclases millimétriques est représenté par la coulée du Puech-du-Pommier (AB112) située à l'Ouest du buron de Cammejane, par les morceaux de coulée résiduelle du village de Born et par la coulée du Puech-de-Bosse (AB183).

Très riche en phénocristaux, microphénocristaux et microcristaux d'olivine et de clinopyroxène (plus de 30 %), cette lave contient de nombreux microcristaux de plagioclase. Cette large cristallisation des plagioclases donne des lattes de 0,5 à 1 mm visibles à l'œil nu sur les faces altérées. Les nombreux microlites de plagioclase baignent dans une pâte entièrement cristallisée, qui comporte également des cristallites d'oxydes ferro-titanés, de clinopyroxène et d'olivine.

$\rho\beta^{2-3}$. **Basalte subalcalin porphyrique**. Aussi peu représenté que le précédent, ce type en diffère par une pâte plus riche en granules pyroxéniques et plus finement cristallisée.

On le trouve notamment en coulée, sur la D 987, sur quelques kilomètres avant et jusqu'au village d'Aubrac et à la sortie de ce village, sous « la Maison de l'Aubrac ».

Quelques basaltes subalcalins porphyriques s'enrichissent en phénocristaux pour donner des faciès **cumulatifs** ($\rho\beta^{2-3}_{[1]}$). Il s'agit des coulées situées au Sud du col de Bonnecombe, formant le Truc-de-la-Garde, le Poumio et le Truc-del-

Biaou (AB28), et de la coulée de la Mayé-Nove (AB68) située à 1 km au Sud du village d'Aubrac.

Ces laves sont très riches en phénocristaux et microphénocristaux d'olivine, qui forment souvent des agrégats. La mésostase est composée d'un assemblage de plagioclase, d'oxydes ferro-titanés, d'olivine et parfois de clinopyroxène. On y trouve également, en plus faible quantité, des microphénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase : $\rho\beta_{pl}^{2-3}$. **basalte subalcalin porphyrique à plagioclase.**

$mp\beta^{2-3}$. **Basalte subalcalin microporphyrrique.** Ce type, nettement plus répandu que les précédents, correspond à :

- la coulée située à l'Est de l'ancien sanatorium du village d'Aubrac (aujourd'hui hôtel le Royal Aubrac ; AB99), qui se poursuit à l'Est derrière le buron des Bouals jusqu'au col d'Aubrac et le buron de Pesquier-Haut (AB102) ;
- la coulée sommitale du massif de la Garde au Nord du lac de Souveyrols (AB186) et celles du Puech-Saint-Geniez un peu plus au Sud ;
- la coulée du Puech-de-Latreille (AB164, AB169) au Sud du lac de Born ;
- aux deux coulées en position intermédiaire au sein de l'empilement du Signal-de-Mailhe-Biau (AB138, AB141).

Ce type est caractérisé par une faible abondance de microphénocristaux et microcristaux d'olivine plus ou moins iddingsitisée et de clinopyroxène. Les microphénocristaux de plagioclase y sont très peu nombreux et la pâte, finement cristallisée, présente un assemblage de plagioclase, d'oxydes ferro-titanés, de clinopyroxène et parfois d'olivine.

$mp\beta_{\pi}^{2-3}$. Un type particulier à **nodules de péridotite** peut être trouvé à la coulée située sous et au Sud du buron de Fontanilles-Haut (AB103) sur la D 219, au Nord-Est de la réserve d'eau du lac des Moines. Ne contenant pas de microphénocristaux de plagioclase, ce type est caractérisé par des nodules de péridotite centimétriques (orthopyroxène, clinopyroxène, oxydes ferro-titanés, amphibole déstabilisée).

$mp\beta_{pl}^{2-3}$. Basalte subalcalin porphyrique à plagioclase : ce type particulier, à cristaux de plagioclase,affleure au Sud et à l'Ouest du Signal-de-Mailhe-Biau.

Hawaiites et trachybasaltes potassiques

La classification IUGS recommande l'utilisation générale du terme « trachybasaltes » pour désigner l'ensemble des laves incluses dans le triangle du diagramme TAS, cette classe étant subdivisée en deux sous-ensembles en fonction de Na_2O et K_2O (Le Bas *et al.*, 1986 ; fig. 1) :

- trachybasaltes potassiques pour $\text{Na}_2\text{O} - 2 < \text{K}_2\text{O}$;
- trachybasaltes sodiques = hawaiiites pour $\text{Na}_2\text{O} - 2 > \text{K}_2\text{O}$.

Le terme « hawaiiite » étant largement passé dans l'usage et les laves sodiques étant les plus fréquentes en Aubrac, nous avons réservé le terme « trachybasalte potassique » (K-trachybasalte) aux seules laves potassiques, d'où l'adoption pour ces dernières de la notation HK.

La plupart des faciès texturaux se retrouvant à l'identique dans les deux sous-classes, il en résulte qu'elles peuvent rarement être discriminées sur les seuls critères microscopiques. Aussi, la notation HK n'a-t-elle été adoptée qu'au vu d'une analyse chimique, les laves non analysées étant arbitrairement rapportées aux hawaiiites ; la fréquence apparente sur la carte des termes sodiques est par suite artificiellement exagérée par rapport à celle des termes potassiques.

Les hawaiiites et K-trachybasaltes se répartissent essentiellement dans la partie sud de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt et en position relativement intermédiaire à basale au sein de l'empilement des formations volcaniques. On notera principalement les grands ensembles des lieux-dits les Doulcets, les Veyssets, des villages de Bonnefon, Les Enfrux et de Verlac, du Suc-de-Born et du Suc. Il existe également une grande abondance de coulées hawaiiitiques en position basale, au sud du Signal-de-Mailhe-Biau. On notera également que les K-trachybasaltes abondent en position sommitale, particulièrement au niveau du Puech-d'Alte-Teste pour lequel cinq coulées forment le sommet, au niveau du Refuge-des-Rajas et de Cantecouyou.

*p*Hpl. **Hawaiiite porphyrique à plagioclase.** Ce type est représenté par le seul exemple de la coulée située au Nord-Est de la tourbière en exploitation et qui s'étend jusqu'au village de Montorzier (AB118), sous la forme riche en plagioclase. De nombreux phénocristaux de plagioclase accompagnent les phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène et la mésostase, riche en plagioclase, contient du clinopyroxène et des oxydes ferro-titanés.

*mp*H. **Hawaiiite microporphyrique.** Ce type est très représenté sur la feuille. Il a été rencontré à :

- la coulée du village de les Cruzets (AB44), au Sud-Ouest du village Le Vialaret situé au Nord du ruisseau de Merdanson ;
- au Puech-de-la-Coût, entre les villages de Verlac et de Vieurals ;
- sur la D 219 pour la coulée AB113 située sous la tourbière en exploitation et qui s'étend vers la station de ski de Brameloup ;
- la coulée du lieu-dit les Cats, située à l'extrémité sud-ouest de l'empilement des coulées du Signal-de-Mailhe-Biau ;
- la coulée au Nord-Est du village de Plagnes (AB96) ;

– la protrusion du Pic-de-Mus (AB45), au Nord du village de Saint-Laurent-de-Muret situé au Nord-Est de la feuille.

Ce type est caractérisé par une cristallisation fine et incomplète de la pâte. Les microphénocristaux constituent 1 à 5 % du volume de la roche et se répartissent entre l'olivine, le clinopyroxène et le plagioclase. Le clinopyroxène peut être absent (cas de AB44). Les microlites de plagioclase les plus grosses sont souvent orientées.

Un type contenant des nodules de péridotite (*mpHπ*) a été rencontré au sein de l'empilement de coulées du Signal-de-Mailhe-Biau, pour la coulée qui s'étend depuis le ruisseau des Ferrières (au Sud de la Croix-de-la-Rode) jusqu'à l'Ouest du village de Plagnes, en passant par les Devèzes-des-Cats et la Combe-Basse (AB92).

Un type particulier à nodules de péridotite centimétriques et phénocristaux de plagioclase (*mpHπpl*) est rencontré au village de Corbières (AB13) situé à l'Ouest du village de Verlac. Ne contenant pas de phénocristaux ou microphénocristaux de clinopyroxène, ce type contient quelques phénocristaux de plagioclase et des nodules de péridotite constitués d'un assemblage de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'amphibole déstabilisée.

mH. **Hawaïite microlitique.** C'est le type le plus représenté sur la feuille :

- la protrusion de Belvezet (AB56) dans le village portant le même nom, entre la D 289 et la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac ;
- coulée des lieux-dits de Vennac et les Veyssets, à l'Ouest de la feuille ;
- coulée du lieu-dit les Doulcets (AB25) à l'Ouest du village de Bonnefon ;
- coulée des lieux-dits les Clamens et Tabournels (AB52), sur la D 19 entre Bonnefon et Saint-Chély-d'Aubrac, qui se poursuit jusqu'au lieu-dit Verminière plus au Nord (AB54) ;
- morceaux de coulée des lieux-dits Artigues et Lamic (AB23-24) au sud-Ouest de Bonnefon ;
- fond de la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac ;
- coulée du Puech-Agut (AB18) entre les villages de Prades-d'Aubrac et de Verlac ;
- coulée du Puech-de-Comblatte au Nord du village de Vialaret ;
- la coulée formant la cascade de Laccessat (AB74), sur la D 217 entre les villages de Born et de Vieurals ;
- coulée du lieu-dit Bernié et première et deuxième coulées (AB15) de le Suc, au Nord-Est de Vieurals ;
- coulée à l'Ouest du lac de Souveyrols formant la base du massif de la Garde (AB185) ;

- coulée AB182 au Nord du lac de Born ;
- coulée du buron des Places-Hautes (AB143) à l'Ouest du ruisseau des Plèches.

Les microlites de feldspath sont généralement bien cristallisées et représentent environ 60 % de la roche. Au microscope, l'échantillon AB74 présente des microlites de plagioclase, dont les plus grossiers sont orientés. Les phénocristaux sont rares (1 %). Olivines et/ou clinopyroxènes, oxydes ferro-titanés et plagioclases, ces derniers parfois zonés (AB15), sont présents sous forme de microphénocristaux et de granules dans la pâte.

La protrusion de Belvezet, située sur le versant nord de la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac, a la forme d'une ellipse allongée dont le grand axe est grossièrement orienté N-S. Elle est formée par deux aiguilles que l'érosion a séparées. Juste au pied de la partie méridionale de cette protrusion, on trouve le micaschiste de la série de Saint-Geniez-d'Olt, ce qui témoigne de la faible épaisseur des formations volcaniques dans cette partie périphérique du massif volcanique de l'Aubrac. L'affleurement méridional de cette protrusion, permet d'observer la structure du cœur d'une protrusion, en dévoilant une prismation horizontale à la base, qui se verticalise vers le sommet (photo 5).

Un type à **nodules de péridotite** ($mH\pi$) affleure sur la D 629 à environ 1 km avant le village Les Enfrux (AB51), au niveau d'un ancien front de taille dans une coulée de lave. Cette coulée affleure de façon importante au sommet de la falaise de la Roque (1 303 m), au Nord du ruisseau des Mousseaux. Au-dessus de cette coulée, on trouve une nouvelle coulée du même type, qui affleure particulièrement bien en sortant de la station de ski de Brameloup en direction de Bonnefon (AB75).

ρdH^k . **Trachybasalte potassique porphyroïde**. Ce type n'a été rencontré qu'en une seule localité, sur la route entre Belvezet et la D 987 (AB57). Cette coulée est située sous les tufs hyaloclastiques ($h\beta$) à pillow lavas. Elle contient de nombreux phénocristaux et microphénocristaux cumulatifs de clinopyroxène à zonage optique et chimique très net, les cœurs étant le plus souvent spongieux. Elle contient également de nombreux phénocristaux et microphénocristaux d'olivine et quelques microphénocristaux d'oxydes ferro-titanés. La mésostase est formée d'une trame feldspathique, dans laquelle baignent du clinopyroxène et des oxydes ferro-titanés. Elle est entièrement cristallisée.

ρH^k . **Trachybasalte potassique porphyrique**. Ce type se rencontre uniquement à la protrusion de la Tournelle (AB49), dans le coin nord-est de la feuille. Il contient des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, ces derniers étant largement dominants, quelques phénocristaux d'oxydes ferro-titanés et de microphénocristaux de plagioclase en baguettes. La mésostase, qui contient des zones vitreuses, est constituée par le même assemblage minéralogique.

Un type particulier contenant des **nodules de périclote** centimétriques (ρH_n^k) est rencontré à la protrusion située avant le village de Belvezet (AB55) au Nord de la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac. Très semblable à l'échantillon précédent, il contient des nodules de périclote et quelques phénocristaux d'amphibole résorbée.

mpH_n^k . **Trachybasalte potassique microporphyrrique**. Ce type correspond à l'empilement des cinq coulées formant le Puech-d'Alte-Teste (AB86) et la coulée sommitale de Montagne-de-Cap-Combattut (AB166). Ces coulées contiennent quelques rares phénocristaux de clinopyroxène à zonage très net, la bordure plus violacée est riche en titane et des microphénocristaux d'olivine, dont la bordure est parfois iddingsitisée. La mésostase, très riche en plagioclase, contient du clinopyroxène et des oxydes ferro-titanés et est dépourvue d'olivine.

Un type à nodules de périclote (mpH_n^k) est rencontré à Verlac (AB11), où la coulée correspondante s'étend depuis le village de Les Mazes jusqu'à celui de Corbières. À la sortie du village de Verlac, cette coulée de 5 m de puissance, très régulièrement prismée, a été exploitée en carrière aujourd'hui abandonnée. Les prismes présentent des trous pluricentimétriques, qui sont la place d'anciens nodules de périclote probablement disparus par lessivage. À l'intérieur de la coulée, ces nodules sont bien conservés.

mH_n^k . **Trachybasalte potassique microlitique**. C'est le type de K-trachybasalte le plus représenté. Il correspond à :

- la coulée située au-dessus du village de Vialaret (AB42), à l'Ouest du ruisseau de Born ;
- la coulée du lieu-dit les Cartayroux (AB32), au Sud du Suc-de-Born ;
- la coulée formant la cascade de les Vergnes (AB83), qui correspond à la troisième coulée du Suc, au-dessus de Vieurals ;
- la coulée basale du buron des Places-Hautes (AB142) à l'Ouest du ruisseau des Plèches ;
- la deuxième coulée du massif de Cantecouyou (AB171) à l'Est du Signal-de-Mailhe-Biau.

Ces laves contiennent systématiquement des microcristaux d'olivine plus ou moins iddingsitisée, et parfois de clinopyroxène (AB42) ou de plagioclase (AB83). La mésostase est très riche en plagioclase, oxydes ferro-titanés et olivine ou clinopyroxène.

Un type à nodules de périclote centimétriques (mH_n^k) peut être trouvé au Puech-de-Courtines (AB17) au Sud-Ouest de la feuille. Contenant à la fois des microcristaux d'olivine et de clinopyroxène, il présente également quelques rares fantômes d'amphibole.

La coulée située au Nord du village de Nogardel (AB31), au Sud-Est de la feuille, contient des microcristaux d'olivine et de plagioclase (mH_{pl}^k).

Un type à **nodules de péridotite** et microcristaux de plagioclase (mH_{pl}^k) peut être trouvé à la coulée du Puech-de-la-Mourrade (AB19) et pour les coulées situées au Nord du village de Vieurals (AB73), qui s'écoulent vers le ruisseau de Merdanson.

Téphrites

Dans le diagramme TAS, les téphrites occupent le même champ que les basanites, la séparation entre les deux classes s'effectuant par la richesse en olivine normative, inférieure ou supérieure à 10 %. Leur minéralogie est voisine de celle des hawaïites, mise à part une plus grande fréquence des amphiboles déstabilisées. Leur taux de néphéline normative varie de 5 à 12 %, mais les feldspathoïdes y sont rarement décelables au microscope.

mpTπ. **Téphrite microporphyrrique à nodules de péridotite**. La seule téphrite rencontrée sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt est présente dans l'extrême coin nord-ouest de la feuille, au-dessus de Linars. Elle a été échantillonnée par A. De Goër de Herve pour la feuille de Nasbinals et n'a pas été réétudiée pour la présente notice (De Goër de Herve *et al.*, 1994). Il s'agit d'une lave très noire, dont la pâte finement cristallisée est celle d'une téphrite évoluée. Aux petits phénocristaux millimétriques dispersés d'olivine et de plagioclase, s'ajoutent de gros clinopyroxènes précoces, toujours arrondis à bordure résorbée, généralement centimétriques, mais certains mégacristaux peuvent atteindre 6 x 8 cm. Les phénocristaux les plus fréquents sont les magnétites. Cette coulée est truffée de grands nodules de péridotite (lherzolite) atteignant 20 cm de diamètre.

Mugéarites

Dans le diagramme TAS, le champ des « trachyandésites basaltiques » correspond à deux classes distinguées en fonction de $Na_2O - 2 > K_2O$ (Le Bas *et al.*, 1986 ; fig. 1) :

- les mugéarites pour $Na_2O - 2 > K_2O$;
- les shoshonites pour $Na_2O - 2 < K_2O$.

Toutes les laves analysées se placent parmi les mugéarites.

Ce sont les laves les plus différenciées de l'Aubrac. Sans jamais s'éloigner notablement du champ des hawaïites, elles constituent un groupe très homogène par l'ensemble de ses caractères chimiques, minéralogiques et texturaux.

Ces laves demeurent pour la plupart légèrement sous-saturées. Par rapport aux hawaïites, la composition minéralogique quantitative montre essentiellement un enrichissement relatif en feldspath et un appauvrissement en

olivine et surtout en clinopyroxène, ces laves étant toujours leucocrates. En revanche, la composition qualitative de chaque espèce minérale ne montre guère d'évolution. S'il existe de rares phénocristaux d'oligoclase, le plagioclase moyen reste un labrador. Du feldspath alcalin est toujours disséminé parmi les microlites. Il n'y a jamais été observé de fantôme d'amphibole. La présence de cristaux d'apatite brune de 0,2 à 1 mm, qui ne survient qu'accidentellement au sein des autres classes, est relativement banale parmi les mugéarites, bien que leur fréquence y demeure très faible (0 à 5 cristaux sur l'étendue d'une lame mince).

αM. Mugéarite microlitique. Très peu courant sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt, ce type est bien représenté dans sa partie nord à la jonction avec la feuille de Nasbinals (De Goër de Herve *et al.*, 1994). Il correspond également à une coulée située dans la partie supérieure de l'empilement de coulées du Signal-de-Mailhe-Biau (AB137).

Ce faciès textural est le seul représenté dans cette classe, sous une forme suffisamment constante pour ne guère prêter à confusion avec ses équivalents trachybasaltiques ou téphritiques. En dehors de rares phénocristaux de plagioclase et de microphénocristaux sporadiques d'apatite brune, il se caractérise par une trame homogène et bien cristallisée (le verre est le plus souvent absent) de fins microlites feldspathiques en disposition plus ou moins fluidale, sans microphénocristaux. L'olivine y maintient une présence constante sous forme de microcristaux squelettiques ou de granules intersticiels, à côté des pyroxènes et des opaques.

L'ancienne carte géologique à 1/80 000 de la feuille de Mende présentait l'Aubrac comme un ensemble fissural quasi exclusivement effusif, de type hawaïen, où les tufs et projections étaient rares et localisés vers le Centre du massif. À l'inverse, F. Colin (1966) estime que les tephra constituent la moitié du volume de l'Aubrac. La réalité se situe probablement entre ces deux conceptions. L'étude de pyroclastites se révèle généralement délicate, en raison d'une part de la couverture morainique et périglaciaire, et d'autre part de l'argilisation assez généralisée qui, si elle affecte préférentiellement les projections, ne leur est pas spécifique, puisqu'elle concerne aussi les gaines scoriacées des coulées - voire les laves massives elles-mêmes - et le socle granitique sous-jacent. C'est d'ailleurs l'assimilation trop rapide de tous les produits argileux à l'altération d'anciens tufs qui a conduit F. Colin à une surestimation de leur volume.

Pyroclastites

†β. Tufs basaltiques indifférenciés, horizons rouges inter-coulées. Nous avons regroupé sous cette appellation des produits pyroclastiques variés, généralement de faible granulométrie, compactés et plus ou moins argilisés, en

gisement ponctuel ou en horizon continu mais mince (épaisseur fréquemment exagérée). Il s'agit le plus souvent de retombées aériennes de cendres et de lapilli purement basaltiques, parfois de cendres et lapilli phréatomagmatiques riches en xénoclastes, ou de l'alternance des deux. Ils correspondent également à des horizons sous-basaltiques ou inter-coulées d'extension importante, où peuvent se superposer sur quelques décimètres d'épaisseur des produits d'éruptions multiples mais d'origine indéterminable, éventuellement séparés par des paléosols ou des lits remaniés.

En raison de l'argilisation, ces pyroclastites distales sont souvent indiscernables des scories de progression marquant la base et le sommet des coulées qui les encadrent. Les tufs les plus fins revêtent une teinte rouge vif et une consistance de brique (horizon rouge inter-coulée) lorsqu'un thermométamorphisme par la coulée sus-jacente a suivi une phase d'argilisation (affleurements de Verminière, les Doulcets, Prades-d'Aubrac, Verlaguet, Lacesat, Puech-de-Courtines, Puech-Agut, Puech-de-la-Mourrade). Sur les versants, les horizons rouges inter-coulées sont fréquemment jalonnés par une série de petites sources, la circulation de l'eau s'effectuant dans les fissures de la coulée surincombante.

§β. Projections scoriacées (brèche strombolienne). Longtemps considérés comme relativement exceptionnels en Aubrac, les produits stromboliens s'y révèlent au contraire d'une grande banalité et constituent l'essentiel des pyroclastites ; mais ils apparaissent rarement à l'affleurement, du fait d'une argilisation plus ou moins poussée affectant préférentiellement les fractions fines. Il s'agit d'accumulations plus ou moins rythmiques de lapilli et blocs scoriacés, comportant en quantité variable des bombes en fuseau (et plus rarement des bombes en ruban ou en bouse de vache). Le plus souvent altérées sur plusieurs mètres d'épaisseur, ces projections se manifestent en surface par une terre argileuse très rouge (affleurements du Puech-du-Serre, la Croix-de-la-Rode, ...). Leur épaisseur excède rarement quelques dizaines de mètres.

L'érosion différentielle s'étant effectuée au détriment des cônes pyroclastiques, préférentiellement aux coulées de lave, ces accumulations ne constituent qu'exceptionnellement des édifices individualisés dans la topographie (Roc-de-Carbonaldo, feuille de Nasbinals ; De Goër de Herve *et al.*, 1994). Au contraire, par suite d'une inversion de relief, ces édifices ont fréquemment été mis en creux, comme c'est le cas au col de la Croix-des-Trois-Evêques (feuille de Nasbinals ; De Goër de Herve *et al.*, 1994). Le plus souvent, il n'en subsiste que les portions protégées par les coulées de lave (affleurements de la Combe-Basse, les Enfrux, Vialaret, les Crouzets, les Cats, les Devèzes-des-Cats, le Peyre-Rouge, Puech-des-Agudes ...).

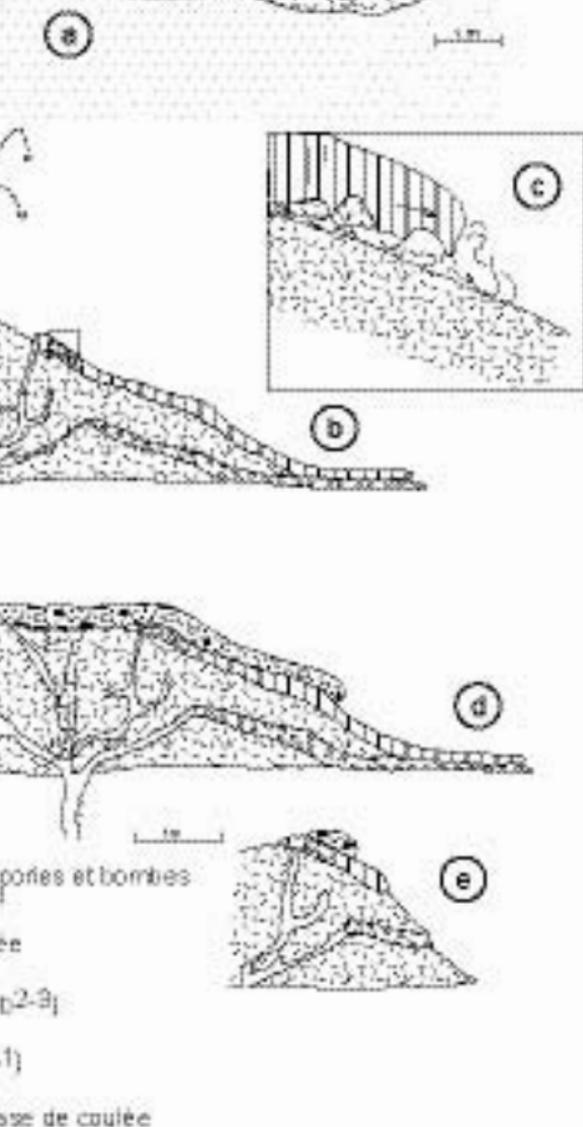
Il est possible de reconnaître différents faciès stromboliens (Coint, 2006). Le premier est constitué de brèches pyroclastiques hétérométriques de couleur

rouge, soudées à chaud, correspondant au faciès cœur de cône, c'est-à-dire ce qui retombe au plus prêt de la bouche éruptive (par exemple les Cats et le Puech-des-Agudes). Le second faciès, qui correspond à des scories plus fines (lapilli), toujours soudées à chaud, mais de couleur gris bleuté, est celui de base de cône, qui est à associer avec des retombées plus lointaines sur l'édifice volcanique (les Vergnes au Nord de le Suc). Enfin, les morceaux de scories et des bombes en fuseau non-soudées, qui peuvent être trouvés dans une matrice argilo-terreuse, peuvent correspondre à un léger remaniement des formations stromboliennes, ou à l'effet de l'érosion glaciaire (exemple de la Croix-de-la-Rode).

L'affleurement de brèches stromboliennes à faciès cœur de cône de la Combe-Basse est particulier (fig. 2a), puisque des fragments de pans de brèches sont pris en enclave dans la coulée de lave AB140 ($mp\beta^{2-3}$; Coint, 2006). À l'œil nu, la transition entre les brèches et la coulée de lave est assez nette, même si on peut observer par endroits des petits morceaux de brèches se mêlant à la lave. L'observation des contacts au microscope montre également une transition très franche. La lave est subaphyrique et presque vitreuse au contact et seuls persistent de petits microlites précoces de plagioclase orientés parallèlement au contact. Au contact avec les brèches, cette disposition des microlites fossilise l'écoulement de la lave et la texture vitreuse témoigne d'un refroidissement quasi instantané au contact des fragments de brèches froides.

Une interprétation possible pour cet affleurement est présentée en figure 2 (Coint, 2006). Les brèches stromboliennes se sont mises en place lors de l'édification d'un cône strombolien. Par la suite, des coulées de lave massives, associées ou non au dynamisme strombolien, englobent (cas de AB140, fig. 2b, c) ou recouvrent (AB141, fig. 2d) les brèches stromboliennes. Après ces épisodes volcaniques, les formations ont subi une forte altération et érosion (ferrallitique et glaciaire) ne laissant affleurer que des portions des édifices initiaux (fig. 2e). Ce type d'interprétation est également valable pour l'ensemble des intercalations de brèches stromboliennes dans les empilements de coulées de laves. Ces dernières, qui sont plus résistantes à l'érosion, protègent les brèches stromboliennes.

$h\beta$. Tufs hyaloclastiques (brèche palagonitisée). Ces matériaux sont essentiellement constitués par des globules denses de verre basaltique anhydre et brun à noir (sidéromélane), ou hydraté et jaune (palagonite), noyés dans une matrice elle-même constituée d'un agglomérat de microparticules de verre hydraté jaune (palagonite). Les interstices sont remplis par des cristallisations de zéolites et parfois des carbonates d'origine secondaire. Ils contiennent également de nombreuses scories noires. Excepté à proximité des appareils, où ils passent à des brèches assez grossières, ces produits constituent généralement des accumulations de brèches fines (granulométrie centimétrique à millimétrique) et très bien litées, attestant d'une longue série d'hydroexplosions rythmiques (talus bordant le reste de l'ancienne route à l'entrée nord du village d'Aubrac sur la



pories et bombes

ée

b-2-3]

1)

ase de coulée

ffacement de la Combe Basse, expliquant la conservation
 ocation d'un cône strombolien avec alternance de coulées
 es ; c : mise en place de la coulée AB141 englobant les
 es ; d : mise en place de la coulée AB140 recouvrant les
 de la majeure partie du cône strombolien et morphologie
 int, 2006)

D 987). Cette activité témoigne de l'existence de nappes d'eau, sous forme de rivière et/ou de petits lacs.

L'affleurement le plus pédagogique pour ce type de formation se situe après le hameau de Belvezet, en allant vers la D 987, au Nord de la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac. On observe, sur cet affleurement, une coulée (AB57 ρdH^k) fortement débitée en boules très dures et compactes, au contact desquelles s'est infiltré de la palagonite. Au niveau d'un ancien petit réservoir d'eau, cette coulée se transforme progressivement en pillow-lavas, dont il reste actuellement trois ou quatre témoins. Au-dessus, on trouve des niveaux lités riches en palagonite de brèches hyaloclastiques, eux-mêmes surmontés par une coulée (AB58 $\rho d\beta^1$).

br β . Brèches épicastiques (brèches polyolithologiques). Les dépôts de brèches épicastiques ou lahars se présentent sous forme de complexes d'épaisseur plurimétrique, montrant des bancs stratifiés très irrégulièrement, avec des contacts érosifs fréquents, des variations rapides d'épaisseur ainsi que de rares intercalations pyroclastiques et fluviatiles. La granulométrie est très hétérogène et l'ensemble est souvent induré.

Les brèches épicastiques sont issues du remaniement de produits volcanoclastiques sur les versants et dans les talwegs à la suite du débordement des rivières, de la fonte des neiges et des glaces, de pluies violentes.

Dans le fond de la boralde de Saint-Chély-d'Aubrac, le long de la D 533, on trouve des niveaux brêchiques très fins, souvent lités, à couleur dominante rougeâtre à grisâtre. Le litage peut parfois être très penté (de l'ordre de 60°). Ces brèches polyolithologiques contiennent des fragments laviques compacts ou vacuolaires, de couleur rouge, brune et grise, et parfois quelques scories. De taille plurimillimétrique à centimétrique, souvent anguleux, mais parfois arrondis, ces éléments baignent dans une matrice argilo-sableuse et représentent plus de 70 % de la formation. Ces brèches semblent donc correspondre à des dépôts de coulées de débris.

h-br β . Tuf des Moines (tufs hyaloclastiques et brèches épicastiques). Ces brèches sont appelées tuf des Moines car elles ont été exploitées comme matériau de construction à l'époque où les moines géraient le vaste domaine d'Aubrac. La carrière d'exploitation, encore existante à l'époque où F. Colin (1966) a fait sa thèse sur l'Aubrac, était située à la Croix-du-Triadou sur la D 987. Depuis lors, la route a été refaite et, son tracé actuel reposant sur la carrière des Moines, a nécessité sa destruction. Si cette formation existe toujours au Sud de la route, on ne retrouve que des scories noires dans les pâturages. D'après les habitants du village d'Aubrac, ces tufs des Moines ont servi à restaurer l'ancienne dômerie d'Aubrac, dans les années 1880-1890, et l'on peut y retrouver cette formation sous forme de moellons sur son mur sud-oriental.

Ces brèches peuvent se présenter sous la forme d'une roche noire, très vacuolaire, non friable, pour laquelle aucun minéral n'est visible à l'œil nu, contenant de la palagonite jaune en proportion variable et sans organisation particulière. Sur les murs de la dômerie d'Aubrac, ces brèches peuvent également se présenter sous la forme d'une alternance de lits comprenant des fragments de basalte noir et de palagonite jaune en proportions variables.

Ayant observé la formation non litée au microscope, F. Colin (1966) en conclut que le tuf des Moines correspond à une mousse de basalte vitreux et mélanocrate remaniant un tuf antérieur. A. De Goër de Herve *et al.* (1994) attribuent cette formation à des brèches de fontaines de lave, sans pour autant les décrire ni préciser ce qu'ils entendent par cette dénomination peu commune.

Au vu de ces quelques éléments, il semble que ces brèches se soient formées en présence d'eau (basalte vitreux et palagonite), d'où notre attribution à des brèches hyaloclastiques. Par ailleurs, elles peuvent être litées, ce qui pourrait témoigner d'un remaniement léger (pas d'émoussage net des éléments) et donc d'une contribution de phénomènes épicycliques dans leur formation.

En l'absence d'éléments supplémentaires, par l'absence d'affleurement et l'incapacité d'échantillonnage, nous ne pouvons en dire d'avantage sur ces brèches qui semblent uniques en Aubrac et nous contentons de signaler au moins leur existence.

FORMATIONS CÉNOZOÏQUES – FORMATIONS SUPERFICIELLES

La description des terrains s'inspire de la légende établie par A. de Goër sur la feuille Nasbinals, mitoyenne au Nord (De Goër de Herve *et al.*, 1994 ; De Goër de Herve et Couturié, 1994), et qui reste la plus récente synthèse sur le glaciaire de l'Aubrac. Les deux présents auteurs sont en plein accord avec les conclusions de cet auteur, à savoir : les éléments du Quaternaire de l'Aubrac et de ses abords immédiats sont surtout significatifs de la dernière glaciation (Würm) qui a vu le développement d'une calotte glaciaire sur l'Aubrac et l'extension de glaciers de vallées en périphérie, suivi d'un dégel et de conditions périglaciaires à la fin du Pléistocène supérieur (fin du Würm, Tardiglaciaire), avant l'apparition des conditions tempérées holocènes. Les seules traces d'événements antérieurs reconnues de façon certaine sur le territoire de la feuille, sont les quelques lambeaux d'alluvions anciennes du Lot, perchées à plus de 10 m (et au-delà) au-dessus du cours actuel, et qui témoignent de l'enfoncement du réseau hydrographique, vraisemblablement vers la seconde partie du Pléistocène moyen.

Toutefois, il n'y a aucune raison de douter que les cycles glaciaires antérieurs au Pléistocène supérieur (au moins pour les derniers 800 000 ans) n'aient été

analogues au dernier cycle (Würm), avec développement de glaciers sur l'Aubrac. Toutefois, à ce jour, aucun élément de datation ne permet de confirmer la présence de dépôts évoquant ces périodes plus anciennes.

Un autre ensemble important de « formations superficielles » est notable sur cette carte. Il est beaucoup plus ancien car d'âge tertiaire vraisemblable, avec peut-être des antécédents post-Paléozoïques. Il est constitué par l'altération du socle et plus particulièrement par l'arénisation du granite de la Margeride. Ce profil d'altération complexe et vraisemblablement polyphasé, est hérité du Cénozoïque pré-glaciaire (Paléogène ?). Sur le territoire de cette feuille, il ne subsiste qu'à l'état de racine, ayant été profondément scalpé par l'action des glaces qui ont occupé l'Aubrac et son pourtour au Pléistocène.

γ. Racine d'altérites cénozoïques. Sur la partie orientale de la carte, en s'éloignant des hauteurs de l'Aubrac, le Granite de la Margeride montre une altération croissante de sa surface. Ces altérites se présentent sous la forme d'arènes renfermant des boules de taille métrique d'un granite plus sain, enveloppés dans une matrice sableuse grossière plus ou moins compacte. Ce sable arénitique consolidé présente à l'affleurement tous les aspects du granite en place : on y reconnaît les grains minéraux, les structures fluidales du magma, les diaclases, mais il est aisé d'y enfoncer une lame de couteau. Vers le bas du profil d'altération, les boules de granite plus sain et plus dur deviennent de plus en plus grosses, plus nombreuses, puis sont jointives. On passe alors insensiblement à un granite altéré, encore résistant, mais très fissuré. Les filons aplitiques sont généralement moins altérés et forment des chicots rocheux en surface.

Ces arènes sont bien observables sur les talus de routes qui parcourent les versants situés à l'Est de Saint-Laurent-de-Muret. L'épaisseur de l'arène semble croître rapidement vers l'Est, pour dépasser plus de 10 m visibles. Seul le Granite de la Margeride semble aussi intensément arénisé parmi les roches du substrat paléozoïque. Les gneiss et micaschistes des abords de la vallée du Lot localisés au Sud-Ouest, ne semblent pas aussi intensément altérés. Il est vraisemblable que les autres lithologies du Paléozoïque soient plus résistantes à l'altération chimique, donnant des épaisseurs d'altérites moindres. Ce point serait à vérifier par sondages. Cette variation d'épaisseur des altérites a été reconnue sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, à l'Ouest de l'Aubrac (Duguet *et al.*, 2006 ; De Goër de Herve *et al.*, 2006), de même que l'érosion de cette couverture latéritique à proximité de l'Aubrac.

εβ. Altérites de basaltes remaniées et formation périglaciaire dérivée (Pléistocène). Il s'agit d'argiles et de silts brun sombre, renfermant souvent des fragments de basaltes (« cailloux ») et qui sont répartis en bordure des coulées de laves. Ce faciès s'observe généralement en position de « bas de versant » par rapport aux coulées, où ils forment un glacis qui masque le

substratum, là où la pente devient faible ou nulle. Dès que la pente devient plus marquée, cette formation disparaît. Son épaisseur est très variable et va de quelques centimètres jusqu'à dépasser 3 m localement. L'absence de sondages et de coupes rend impossible la détermination de l'épaisseur moyenne de ce dépôt.

Cartographiée par J.-Y. Prax et C. Rousset, la nature et l'âge de cette formation superficielle restent inconnus. Vu sous certains angles, ces terrains ont un aspect « très récent » : pédogénèse pas ou peu développée avec un faciès de la matrice très homogène, sans lessivage visible ou traces d'horizon oxydé, et absence d'auréole d'altération des fragments de basalte inclus dans cet ensemble. On pourrait être en présence d'un sol très récent, totalement immature et développé aux dépens d'un dépôt de versant associé à des particules fines provenant de l'altération des basaltes. Mais cela n'explique en rien la présence de cette matrice fine.

En raison, d'une part, des épaisseurs possibles et de la répartition topographique de cette formation, et d'autre part, du mélange de fragments de roche et de matrices, on pressent un âge de création plus « ancien », influencé par une dynamique périglaciaire ; tout ceci restant en étroite relation avec l'altération des basaltes. A. De Goër de Herve (De Goër de Herve *et al.*, 1994) signale aussi p. 65 de la notice de la feuille Nasbinals, des restes d'altérites anciennes argileuses (paléosols ferrallitiques) localement préservées sous des coulées de basaltes. Il existe aussi des lambeaux de dépôts associées aux coulées mais dont la nature est mal connue sur la présente feuille : tufs et cinérites, couches ayant subi un recuit local, etc. Tous ces exemples peuvent avoir fourni des matériaux fins, argilo-silteux qui ont pu contribuer, avec l'altération des basaltes eux-mêmes, à former cette matrice baptisée « terre noire ». Seules des analyses physico-chimiques permettraient peut-être de mieux définir l'origine et l'histoire de cette formation.

Il a donc été proposé de considérer cette formation comme un dépôt de versant périglaciaire (S), développée au dépend d'une altérite de basalte (A β). Du fait de la faible différenciation pédologique de cet ensemble et de l'absence de traces d'altération sur les fragments basaltiques, cette formation semble géologiquement « récente ». Mais d'autre part, si cette unité est à mettre en relation avec la topographie des planèzes de l'Aubrac, et si un délai important est nécessaire pour générer la matrice fine (qui semble être une altérite de basaltes), ce processus peut avoir pris un temps beaucoup plus long. Ces considérations justifient l'âge « Pléistocène » attribué sans plus de précision à ce faciès.

Gy. Dépôts glaciaires « moraine » (Pléistocène supérieur). Il s'agit des dépôts mis en place par la calotte de glace qui a recouvert l'Aubrac. Lithologiquement, ce sont des « tills », mais on parle plus couramment de

« moraine » bien que ce soit un terme morphologique. Il est à noter que malgré l'emploi fréquent de ce terme morphologique, les vraies formes morainiques sont rares sur ces plateaux.

Ces dépôts sont constitués d'un mélange des roches régionales, principalement de Granites de la Margeride et de basaltes variés (*s.l.*), ainsi que par des gneiss et micaschistes sur le versant sud-ouest de l'Aubrac. Ce mélange adopte toutes les tailles granulométriques, depuis les argiles jusqu'aux méga-blocs issus du démantèlement des altérites de granites sous-jacentes. Les plus gros blocs sont en fait des boules de granite qui proviennent de la base du saprolite (= isaltérite) des anciens profils d'altération latéritique. Ces blocs sont parfois striés, ce qui démontre un certain mouvement de la glace, mais ces blocs sont rares. Le plus souvent, aucune trace de déplacement n'affecte les lithoclastes ennoyés dans une matrice de couleur gris jaunâtre clair (dominante sableuse) à brun sombre (dominante limono-argileuse).

La matrice fine est principalement composée de sables et limons, avec des tendances plus argileuses ou à sables plus grossiers, suivant les lieux. Tout indique que la lithologie de ces tills dépend des formations superficielles locales : le décapage des profils d'altération des granites de la Margeride aura une dominante de sables grossiers, tandis que les restes des diverses volcanites (cinérites et tufs, matériaux recuits en base de coulées, basaltes *s.l.* altérés...) ou les gneiss et micaschistes fins, donneront des matrices limoneuses ou argileuses.

Des petits lacs, ou « laquets » selon l'expression locale, ont jadis été interprétés comme des traces de pingos fossiles (Rousset, 1964), mais rien ne permet cette affirmation : aucune structure associée ne vient confirmer la présence d'anciennes lentilles de glace. Leur représentation cartographique a été maintenue considérant que ces petits lacs sont vraisemblablement associés à la fonte de la calotte : fonte de glace résiduelle en bas fond froid ? trace de palse ? voire même aménagement anthropique ancien ? De même, les formes d'avancement du glacier que C. Rousset signale sur sa carte ont été maintenues (1 moraine frontale, 2 limites d'avancée de la glace). Les modifications récentes de la surface des sols ne permettent plus d'observer de telles formes, là où elles étaient signalées. Enfin, pour les mêmes raisons, les drumlins (collines de till accumulées sous une calotte de glace lors de son avancement) avec leur extension, sont signalés par une notation ponctuelle (1).

Suite aux visites sur le terrain et au réexamen des données publiées, tout semble plutôt confirmer les positions de Y. Veyret et H. De Gör de Herve, et infirmer les propositions de C. Rousset et Y. Poizat qui reprenaient les opinions de G. Fabre (1896) et Y. Boisse de Black (1936). Il n'existe aucune donnée analytique d'âge, ni aucune observation de terrain signalant la présence de paléosols interglaciaires plus anciens que le Würm (dernière glaciation, Pléistocène supérieur), ni aucun autre indicateur de ce type. À l'examen des

courbes climatiques des derniers 800 000 ans, et plus largement depuis 2,5 millions d'années, il a certainement existé des englacements antérieurs sur l'Aubrac, mais ils ont probablement été effacés par les derniers glaciers würmiens. Ainsi donc, l'ensemble des dépôts glaciaires et périglaciaires cartographiés sur la feuille Saint-Geniès-d'Olt, semblent appartenir à la seule phase froide précédant l'Holocène, et même plutôt à l'histoire finale de ce dernier épisode. Il est par contre clair que dans le détail, il existe des éléments de phasage local sur certains affleurements, comme l'a très bien montré l'étude sédimentologique d'Y. Poizat (1973).

GEy. Dépôts glaciaires à blocs erratiques dominants (Pléistocène supérieur). Ce sont des matériaux glaciaires (till, moraine) dominés par des gros blocs erratiques. Ces derniers semblent surnager sur un sédiment à matrice sablo-limoneuse brun à gris, riche en petits blocs et en cailloux de basaltes, de granite, et parfois localement en périphérie sud, de micaschistes. Ces blocs correspondent le plus souvent à des boules de granites issues de l'altération du Granite de la Margeride.

Localement, en épandage résiduel, deux ensembles de blocs épars, sans reste de till associé visible, ont été cartographiés vers le Sud : des blocs de granites (1) au Sud du Lou-Galabert et au Nord du Puech-Anis, et au Nord du Puech-de-Monnié où sont des blocs de calcédoine héttangiennes résiduels (2) issus du démantèlement de formations hettangiennes. Ces fragments sont allochtones, clairement déplacés sur le versant. On peut sans grand doute rattacher le mouvement de ces blocs au contexte « froid » qui sévit sur le pourtour de l'Aubrac pendant la glaciation du Würm. Rien n'interdit que leur mise en place ne soit effectuée antérieurement, mais en l'absence d'argument, un âge Pléistocène supérieur reste l'hypothèse la plus vraisemblable. En revanche, leur présence est certainement issue d'une histoire longue, commencée par une phase d'altération au début du Cénozoïque (voire plus ancienne), puis suivie d'une érosion progressive au cours des périodes froides du Pléistocène.

Une partie de ces formations est encore visible, mais les blocs sont de plus en plus déplacés et enlevés des champs. Ainsi, il a été choisi de conserver les contours d'Y. Poizat fournis en 1978, mais l'utilisateur futur de la carte ne devra pas être surpris de trouver beaucoup moins de chaos rocheux qu'il n'en a été décrit lors de cette décennie.

GPY. Épandages périglaciaires à blocs dominants (Pléistocène supérieur). Il existe en divers sites de la feuille, des éboulis à gros blocs formés de boules de granites déplacées, associés à des blocs de basalte plus petits issus du démantèlement de coulées proches (falaises d'orgues basaltiques). Ces éboulis occupent le pied des pentes les plus fortes, que ce soit à la base des édifices volcaniques qui parsèment les planèzes, ou sur les versants à forte pente de l'amont des thalwegs qui affluent vers le Lot.

À la surface des certains de ces épandages, C. Rousset et Y. Poizat (Poizat, 1973 ; Poizat, Rousset, 1975), ont parfois remarqué des bourrelets superficiels susceptibles d'indiquer une mise en place par « convois de blocs ». Un tel cas signifie un mouvement lent où les blocs glissent peu à peu (gélifluxion, cryoptation) sur une semelle de matériaux fins soumis au gel-dégel. La présence d'un climat périglaciaire est nécessaire pour obtenir ce processus. De nos jours, l'ensemble de ces éboulis est colonisé par la végétation, avec de la mousse bien développée sur les blocs et des arbustes de plusieurs mètres de hauteur dans leurs interstices. En l'absence d'autres éléments de datation, ces éléments justifient l'attribution d'un âge Pléistocène supérieur (Würm) à ces épandages.

FGLy. Dépôts fluvio-glaciaires : sables et graviers lités (Pléistocène supérieur). Il s'agit de dépôts fluviatiles en relation directe avec les écoulements glaciaires et sous-glaciaires ou avec les torrents en limites de front d'avancée. Ces dépôts sont généralement lités, avec une forte composante de sables grossiers généralement émoussés, et une quantité parfois importante de galets de roches variés (granites, basaltes, éventuellement amphibolites). Les sables, comme les galets, correspondent au spectre des roches locales. Cette variété lithologique démontre un léger déplacement des matériaux, sans grande distance de transport malgré tout, mais aussi que la calotte de l'Aubrac n'a pas été très érosive.

Les principaux affleurements exposant ces formations fluviatiles à fluvioglaciaires ont été observés en profitant des fronts de taille des carrières de granulats. Toutefois, la plupart sont aujourd'hui comblées et les coupes détruites ; parfois même, c'est une ablation totale du matériau exploité qui a eu lieu. De telles formations se retrouvent encore sur les plateaux d'Aubrac, mais aussi en tête des vallées qui drainent le pourtour de ces reliefs.

Comme l'ont déjà souligné les auteurs anciens (Poizat, 1973 ; Poizat, Rousset, 1975 ; de Goër de Herve *et al.*, 1994), il semble que la calotte de l'Aubrac ait correspondu à une couverture de glace peu mobile, d'environ 200 m d'épaisseur, ne débordant que très légèrement dans l'amont de quelques vallées (vallée du Bès au Nord, Saint-Chély-d'Aubrac au Sud...). Comme pour les autres formations glaciaires de l'Aubrac, une stratigraphie relative entre les dépôts est parfois possible, mais rien n'indique qu'il y ait eu plusieurs phases glaciaires. Tout au plus peut-on constater que les sédiments fluvio-glaciaires sont souvent recouverts de till glaciaire issu de la fonte de la calotte. En l'absence de datation et de trace d'âge plus ancien, ainsi que de la fraîcheur de ces dépôts qui s'intègrent bien dans la morphologie glaciaire visible actuellement, il est proposé de rassembler tous ces dépôts dans la même et dernière glaciation : le Würm, datée du Pléistocène supérieur.

Sz-y. Zones solifluées, glissements en masse sur versant, avec ou sans rochers. Il s'agit de formations superficielles qui se sont mises en place

sur les versants par solifluxion. Leurs matériaux sont hérités de dépôts antérieurs variés (arènes, till, dépôts périglaciaires, fluvio-glaciaires ou fluviaux) qui ont flués sur des pentes généralement faibles. Les déplacements y ont été le plus souvent lents, faisant suite à un ensemble d'événements ayant déterminé leur saturation en eau. Leur matrice est fine (limon, argile ou sable) qui représente la totalité ou la majeure partie de la formation, mais des gros blocs peuvent se retrouver inclus et transportés comme dans une coulée (on parle parfois de « lave froide »). La présence de gros blocs est simplement déterminée par leur existence à proximité directe du matériau qui a flué.

En l'absence d'éléments de datation, la position de ces coulées en surface et leur apparente fraîcheur, signalent que ce sont des unités encore fonctionnelles ou récemment fossilisées. Leur âge présumé est vraisemblablement en grande partie Holocène, mais il est probable que de tels ensembles étaient déjà fonctionnels après la fonte des glaces, dès la fin de la dernière glaciation, à la fin du Pléistocène supérieur.

Ez. Éboulis (Holocène). Il s'agit de blocs de roches accumulés principalement par gravité en pied de falaises ou de versants à très fortes pentes. Ces blocs sont surtout issus de deux sources différentes. Le cas de loin le plus fréquent résulte du démantèlement des escarpements que forment les coulées de laves, et notamment les orgues basaltiques. Les éboulis sont alors constitués de blocs anguleux de l'ordre de 50 cm de côté. Autre cas, il s'agit de boules de granites issues de l'érosion des arènes du Granite de la Margeride qui se sont accumulées en pied d'un versant. Ce cas existe mais reste très marginal.

Ces éboulis sont surtout visibles sur les versants qui bordent le plateau de l'Aubrac, généralement au-dessus de 900 m d'altitude, en tête de versant des vallées encaissées. On en trouve aussi, de moindre ampleur sur le plateau lui-même, au pied des petits reliefs faits de laves. Ces pierriers qui restent sans colonie végétale, y compris sans mousses, semblent récents. S'ils ne peuvent plus être fonctionnels avec la même ampleur que sous climat périglaciaire, ils ne semblent pas totalement fossilisés et doivent pouvoir fonctionner certains hivers rigoureux. Pour ces raisons, ils ont été considérés comme principalement holocènes.

Fx. Alluvions anciennes (Pléistocène moyen indifférencié). Il s'agit de dépôts grossiers, constitués de galets de roches dures enchâssés dans une matrice de sables et graviers émoussés. La lithologie dominante des galets est le quartz, mais il y a été aussi observé des galets de micaschistes, de gneiss et de basalte très altéré. Le plus souvent, une matrice de fines (silts et argiles) colorent au moins partiellement en brun ou ocre ces dépôts. Ces alluvions sont totalement déconnectées du lit majeur du Lot et correspondent à des périodes anciennes, antérieures à l'enfoncement du lit actuel des cours d'eau. Les dépôts identifiés semblent se situer approximativement entre + 10 et + 15 m au-dessus du fond de

vallée actuel et seuls les plus importants ont été cartographiés. Il est toutefois vraisemblable qu'il subsiste d'autres traces plus anciennes et plus fugaces de ces stades d'enfoncement, en particulier sur les versants de la vallée du Lot, comme indiqué sur les feuilles Florac (Gèze *et al.*, 1980a, b) ou Espalion (Rousset et Becq-Giraudon, 1989 ; Rousset *et al.*, 1989).

Ces résidus d'alluvions ont une épaisseur très variable qui va de la présence de quelques galets résiduels, jusqu'à plus de 2 m, comme cela est observable le long de la route départementale 19, au Nord-Ouest de Saint-Geniez-d'Olt, au lieu-dit « Lous ». Ces reliques alluviales signalent vraisemblablement au moins deux stades d'enfoncement du Lot produits lors des périodes froides à forte capacité d'érosion. Ces stades d'enfoncement sont assez proches du fond de vallée actuel, si on compare leur altitude relative à l'ensemble de l'enfoncement de la vallée du Lot. Malgré l'absence de datation de ces dépôts, les affecter au Pléistocène moyen apparaît vraisemblable.

Fy. Alluvions anciennes (Pléistocène supérieur : Würm). Il s'agit de dépôts généralement grossiers, constitués de galets de roches dures inclus dans une matrice de sables et graviers. Ces alluvions ont une épaisseur variable, allant de quelques décimètres à parfois plus de 2 m. Elles sont en partie recouvertes de dépôts fins correspondant, soit aux alluvions holocènes (Fz), soit à un masque de dépôts de versants (colluvions, Cz). Cette organisation montrant des dépôts fins reposant sur des dépôts grossiers d'origine périglaciaire, se retrouve dans la plupart des fonds de vallée de la région. Toutefois, leur taille, aussi bien en épaisseur qu'en extension, empêche de les représenter à l'échelle de la carte ; seules les alluvions du Lot montrent une extension suffisante pour avoir été notées.

Ces alluvions sont habituellement constituées de galets de quelques centimètres de longueur et qui sont généralement très émoussés. Leur nature lithologique reflète les roches du bassin versant. Le quartz en est le premier composant, mais on y trouve aussi des fragments de granites, de micaschistes et de basaltes. Généralement, et du fait de leur fragilité à l'abrasion, les galets de laves disparaissent assez vite en descendant le profil en long des cours d'eau. La matrice correspond le plus souvent à un sable grossier ; les particules les plus fines provenant plutôt du lessivage récent des terrains sus-jacents.

Ces alluvions grossières correspondent à des écoulements puissants, que seules les décharges de dégel en période froide peuvent générer, comme cela a été le cas à la fin du Pléistocène. Leur position en fond de vallées les rattache donc à la dernière phase froide du Würm. Ainsi, sur la carte, ces alluvions ont été notées comme d'âge Pléistocène supérieur.

Jy. Cône de déjections (Pléistocène supérieur : Würm). En relation avec certains thalwegs, il existe parfois des faciès détritiques montrant une forte

composante en matériaux grossiers (sables et galets dominants), bien triés et d'origine fluviale. D'après les observations de C. Rousset, les galets de ces cônes sont généralement mal roulés. Recoupés et entaillés par les ruisseaux actuels, ces dépôts sont fossiles. On y perçoit toutefois une ancienne topographie de cône torrentiel.

L'épaisseur de cette formation dépasse clairement le mètre, mais aucune donnée de sondage ne permet de connaître les amplitudes de ces dépôts et le maximum d'épaisseur existant.

Du fait de leur granulométrie grossière, significative d'un écoulement de forte énergie, et de leur état déjà dégradé, ces cônes sont d'une génération antérieure aux cônes de déjection plus récents encore en relation avec les fonds de vallées actuelles (JZ ci-après).

On peut considérer, malgré l'absence d'éléments de datation, que ces cônes qui ont conservé une morphologie perceptible et dont l'origine est périglaciaire, se soient mis en place au Pléistocène supérieur (Würm). Cette hypothèse « *a minima* » n'interdit pas pour autant que certains d'entre eux puissent provenir d'une phase froide encore plus ancienne, située quelque part dans la seconde partie du Pléistocène moyen.

JZ. Cône de déjections (Holocène). Au débouché de certaines petites vallées, il existe parfois des alluvions composées préférentiellement de matériaux grossiers (sables et galets dominants) et qui s'organisent dans la topographie en cônes de déjection. Ils peuvent être encore actifs ou être eux-mêmes entaillés par un ruisseau qui les recoupe et ne divague plus.

Ces matériaux grossiers se raccordent généralement aux alluvions fines des fonds de vallées holocènes (Fz), mais elles ont pu commencer à se mettre en place dès la fin de la dernière phase glaciaire (Würm).

Fz. Alluvions holocènes. Il s'agit de dépôts fins (argile, limons, sables fins éventuellement) déposés en fond de vallée par les rivières. Tous les fonds de vallées à écoulement permanent sont occupés par de telles alluvions qui forment un fond plat dès que la pente du thalweg s'affaiblit. Toutefois, du fait des reliefs importants, certaines vallées sont très étroites et affichent un écoulement torrentiel qui limite l'accumulation durable de ces alluvions. Les auteurs de la carte ont choisi de ne faire figurer que les remplissages alluviaux fins suffisamment importants pour être cartographiables à 1/50 000.

La puissance de ces alluvions va de quelques décimètres pour les petites vallées à plus de 1,5 m dans la vallée du Lot. Dans tous les cas, ces alluvions reposent sur un lit alluvial plus grossier, constitué de sables moyens à des galets

pluri-centimétriques, et épais de quelques centimètres à plusieurs mètres dans les vallées importantes (Lot).

Ces remplissages fins indiquent des écoulements de faible énergie en accord avec le retour à des climats interglaciaires et ils sont donc principalement d'âge holocène. Les alluvions plus grossières dissimulées sous ces alluvions fines correspondent à des écoulements de forte énergie qui ont existé en période glaciaire lors des débâcles de printemps. Ils sont donc le plus souvent d'âge Pléistocène supérieur (Würm).

FCz. Alluvions et colluvions (Holocène). Les fonds de vallées montrent parfois des remplissages fluviaux fins (argiles, limon, sables fins ; lités, triés), qui s'imbriquent avec des colluvions massives, immatures et sans organisation visible. Il est possible aussi d'y rencontrer des blocs plus gros provenant des versants (mouvements gravitaires). L'absence de bonne coupe ne permet pas d'affirmations, mais ces remplissages dépassent généralement 50 cm, ils sont souvent d'ordre métrique et peuvent dépasser localement 2 m d'accumulation. Il est vraisemblable que sous ces dépôts fins, il existe des sédiments plus grossiers, signalant un alluvionnement réalisé sous un climat périglaciaire du Pléistocène supérieur.

Ces dépôts qui tapissent les têtes des vallées actuelles se sont mis en place pendant l'actuel interglaciaire (Holocène). Il est possible qu'ils aient débuté dès la fin du Pléistocène supérieur, après la fonte des glaces de l'Aubrac, lorsque le climat est devenu moins rigoureux.

Cy-z. Colluvions (Holocène et Pléistocène supérieur indifférencié). Ce sont des sédiments fins, homogènes et composés de limons, de sables et d'argiles mélangés, et habituellement pauvres en cailloux et fragments de roches. La dominante granulométrique sera limono-argileuse sur basaltes et schistes et sablo-argileuse sur arènes granitiques ou granites.

Ces dépôts n'ont pas atteint un stade suffisamment organisé pour justifier du nom d'alluvions. Ils occupent les dépressions, les pieds de versants et les terrains à très faible pente. Leurs matériaux proviennent de l'érosion des roches environnantes et leur mise en place est principalement due au ruissellement de l'eau, sans oublier les actions conjuguées de la neige et du gel. Souvent en point bas du paysage, généralement saturées d'eau en période de forte pluie, ces colluvions peuvent être le lieu de petits mouvements de terrain (solifluxion).

La surface actuelle de ces dépôts peut avoir été très fortement modifiée par les pratiques agraires.

Contenus dans la morphologie glaciaire et affectés d'un sol interglaciaire, la plupart des dépôts de cette carte sont attribués à l'Holocène, mais une partie

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	76,80	73,55	76,68	73,25	75,20	76,45	74,20	76,80	76,95	76,00	76,7	76,55	76,6	76,6	71,2
Al ₂ O ₃	13,75	11,25	13,09	14,01	13,20	12,34	14,10	12,85	12,57	13,70	13,20	13,10	13,27	12,85	13,40
Fe ₂ O ₃	0,18	0,68	0,96	0,90	-	0,51	-	0,28	0,04	0,16	0,25	0,10	0,16	0,02	0,8
FeO	0,41	2,87	0,81	1,46	1,46	1,10	0,85	0,42	0,46	0,90	0,69	0,22	0,51	0,57	2,56
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,10	1,10	0,14	0,42	0,26	0,20	0,22	0,13	0,15	0,20	0,19	-	0,15	-	0,92
CaO	0,26	0,32	0,73	0,79	0,73	0,84	0,50	0,20	0,30	0,60	0,40	0,38	0,34	0,33	0,62
Ni ₂ O	6,36	4,58	2,34	4,00	3,38	3,62	4,84	3,11	3,90	3,70	3,90	4,13	3,51	3,2	3,06
K ₂ O	0,94	0,67	3,96	4,00	4,36	5,06	4,08	4,45	4,18	3,34	4,00	4,35	5,17	4,76	4,81
TiO ₂	0,02	0,24	0,17	0,26	0,15	0,11	0,28	0,07	0,08	0,12	0,11	-	-	-	0,45
P ₂ O ₅	0,16	0,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	0,07
H ₂ O*	0,74	3,77	0,81	0,75	0,49	0,37	0,44	0,70	0,46	0,35	0,13	0,35	0,47	0,72	0,95
H ₂ O*	0,11	0,04	0,10	0,18	0,02	0,09	0,13	0,20	0,14	0,03	0,15	0,05	0,12	0,03	0,2
Total	99,83	99,21	99,79	100,02	99,25	100,69	99,44	99,21	99,23	99,10	99,72	99,39	100,30	99,08	99,04

Tabl. 1 - Analyses chimiques de leptynites albitiques encaissées dans les schistes épizonaux (« autochtone relatif ») et d'orthogneiss et leptynites encaissées dans les micaschistes de la série de Saint-Geniez-d'Olt (« Unité inférieure des gneiss »). 1-2 : leptynites albitiques ; 3 : gneiss ocellés (Busses, *in* Peyretti, 1971) ; 4-5 : gneiss ocellés (Saint-Chély-d'Aubrac) ; 6 : gneiss ocellé (Vieurais) ; 7 : gneiss ocellé (Vignac) ; 8-9 : leptynites grenues (Saint-Chély-d'Aubrac) ; 10 : leptynite associée au gneiss ocellé (5) (Saint-Chély-d'Aubrac) ; 11 : leptynite à biotite (Saint-Chély-d'Aubrac) ; 12-13 : leptynite sans biotite et leptynite à biotite associées (Puech Grand) ; 14 : leptynite en lentille dans les micaschistes (Sud de Born) ; 15 : orthogneiss de l'horizon quartzofeldspathique de la Vallée du Rioulong (« leptynites de Marvejols » *in* Peyretti, 1971, « granite syntectonique » *in* Pin, 1979). (-) : non dosé ou valeur inférieure au seuil de détection

d'entre eux pourrait avoir déjà avoir commencé leur mise en place dès la fin de la dernière période froide (« Würm »), au Pléistocène supérieur.

ƒ. Tourbes : tourbes à sphaignes. Il existe de vraies tourbes (presque en totalité composée de carbone), mais aussi des sédiments fins, limono-argileux, chargés de matière organique qui leur donne une couleur noire à brune et qui tache les doigts. En raison du climat froid qui règne sur l'Aubrac et ses pourtours, les dépressions et fonds de vallée mal drainés ont permis l'existence de tourbière à sphaignes qui ont été exploitées anciennement pour le chauffage. Il ne subsiste que quelques extractions à échelle locale destinées à la vente de tourbe pour jardin et autres usages domestiques.

Ces tourbières sont encore actives, mais du moins sur le plateau de l'Aubrac, elles n'ont pu apparaître qu'après la fonte de la glace. Les études palynologiques montrent que l'âge de ces tourbes est holocène (Beaulieu *et al.*, 1985), et qu'elles ont débutées vers - 10 000 ans (Préboréal) ou plus récemment, vers - 8 000 B.P.

X. Dépôts anthropiques. Il s'agit soit d'un mélange de terre et cailloux déplacés pour en faire des remblais routiers, soit du comblement d'anciennes dépressions, notamment des anciennes carrières (Usanges). Sur le territoire de cette carte, il n'a pas été fait d'inventaire exhaustif de tous ces dépôts.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

SOCLE MÉTAMORPHIQUE : ÉVOLUTION DES PROTOLITHES, CONDITIONS PHYSIQUES DU MÉTAMORPHISME, TYPE DU MÉTAMORPHISME MP MT

Schistes : « unité parautochtone »

Les schistes sériciteux et les schistes quartzeux (S_{1-2}) résultent du métamorphisme de sédiments argileux à grés-argileux à intercalations de niveaux quartziteux.

Ils sont affectés par un métamorphisme de faible degré (« épizonal » ou de « faciès schistes verts ») dont les conditions peuvent être estimées à environ 300-400 °C et 3-4 kbar. Dans le petit secteur considéré ici, il n'a pas été possible de mettre en évidence une variation d'intensité de ce métamorphisme ; la présence de biotite (faciès gréseux et feldspathiques) ou son absence (faciès pélitiques) résulte ainsi plutôt d'un contrôle lithologique que des conditions P.T.

Les leptynites albitiques ($\zeta\lambda^{5Na}$) résultent du métamorphisme, dans les mêmes conditions épizonales, de roches volcaniques (tufs), présentant une composition de kératophyres ou quartz-kératophyres (tabl. 1). Les gneiss à biotite intercalés

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	62,45	62,35	60,25	64,70	61,30	60,25	63,20	61,12	59,19	61,75	65,40	61,80	60,40	48,65	52,90	73,60	73,90	74,25	77,39
Al ₂ O ₃	14,44	15,99	14,90	14,20	16,00	14,75	15,17	15,45	16,11	15,16	14,89	16,46	16,37	14,45	15,60	13,20	14,50	13,20	11,90
Fe ₂ O ₃	2,03	1,72	0,22	0,26	0,15	0,45	0,52	0,29	0,08	0,02	0,17	0,38	0,18	2,66	1,37	0,40	0,02	0,20	0,61
FeO	3,71	4,31	5,87	4,47	5,00	5,74	4,59	5,90	6,46	5,82	4,58	5,28	5,47	7,74	8,00	0,66	0,96	1,40	0,29
MnO	0,12	0,13	0,14	-	-	0,11	0,11	0,11	0,20	0,11	-	0,10	0,11	0,19	0,19	-	-	-	-
MgO	3,61	2,06	4,62	3,31	3,35	4,40	3,63	3,79	4,14	3,75	2,75	3,90	3,84	8,78	8,20	0,55	0,68	0,78	0,33
CaO	4,79	6,21	4,50	4,06	2,61	4,59	4,43	4,88	5,36	4,88	3,90	4,43	4,86	8,02	6,03	0,85	0,54	0,69	0,39
Na ₂ O	2,28	1,96	2,40	2,75	1,52	2,39	3,07	2,25	2,58	2,70	3,32	4,10	4,11	3,40	2,17	2,19	2,97	3,05	3,65
K ₂ O	2,92	2,66	3,45	2,9	4,86	3,07	3,56	2,93	2,98	2,76	3,28	2,28	2,23	0,96	2,54	5,94	3,72	4,69	4,00
TiO ₂	0,69	0,65	0,67	0,51	0,67	0,73	0,57	0,67	0,69	0,68	0,53	0,68	0,67	2,17	0,79	-	-	-	0,29
P ₂ O ₅	-	0,12	0,13	0,12	0,12	0,16	0,12	0,12	0,16	0,13	0,12	0,15	0,15	0,45	0,13	-	-	-	-
H ₂ O*	1,98	1,24	2,05	1,75	2,74	1,91	1,43	1,43	1,34	1,28	1,22	1,06	1,07	1,82	2,05	1,40	2,06	0,87	0,39
H ₂ O'	0,09	0,01	0,11	0,13	0,33	0,78	0,18	0,15	0,11	0,08	0,15	0,19	0,16	0,22	0,14	0,07	0,07	0,12	0,03
Total	99,13	99,41	99,31	99,16	98,75	99,33	100,58	99,09	99,42	99,12	100,31	100,81	99,62	99,51	100,11	98,86	99,42	99,13	99,24

Tabl. 2 - Analyses chimiques de métadiorites quartziques à hornblende et faciès associés. 1-13 : métadiorites à biotite et amphibole ; 14-15 : enclaves sombres à grain fin ; 16-19 : leptynites roses à grain fin encaissées dans les métadiorites. (-) : non dosé ou valeur inférieure au seuil de détection

(ζ A) ont pour origine des roches magmatiques grenues, de compositions granodioritiques à dioritiques.

Série de Saint-Geniez-d'Olt : « Unité inférieure des gneiss »

Le mode de gisements, les textures porphyroïdes relictuelles et les compositions chimiques (tabl. 1) des orthogneiss et leptynites ($O\zeta-\lambda^3$) soulignent la nature magmatique de ces formations feldspathiques. Elles ont pour origine des granites intrusifs variés (porphyroïdes ou de grain fin) et un granite syncinématique, contemporain des premiers stades de la tectonique tangentielle (horizon de la vallée du Rioulong - Pin, 1979a, 1981).

Ces roches orthodérivées ont subi, comme leur encaissant pélitique, un métamorphisme de type moyenne pression et de degré amphibolite (présence de staurotide, disthène et sillimanite, $T = 500-600\text{ }^\circ\text{C}$ et $P = 5.5-7\text{ kbar}$), mais aucune d'entre elles ne montre de trace de fusion partielle, même débutante, à la différence de ce qui s'observe dans l'unité sus-jacente.

L'étude géochronologique de ces orthogneiss n'a pas permis de reconnaître avec précision l'âge de mise en place des protolites mais un âge de $346 \pm 8\text{ Ma}$ a été obtenu pour le granite syncinématique, qui confère ainsi un âge Tournaisien terminal/Viséen précoce (Gradstein *et al.*, 2004) au chevauchement de la série de Marvejols (« USG ») sur la série sous-jacente de Saint-Geniez-d'Olt (« UIG », Pin, 1979a ; 1981).

Les leptynites quartzieuses micacées (λ) portent les marques d'un métamorphisme de degré amphibolite faciès et de type « moyenne pression », attesté par la présence de grenat, staurotide et disthène, avec une tendance vers un régime de type plus « basse pression » (cordiérite discrète). Elles ont pour origine des termes sédimentaires gréseux et feldspathiques, intercalés dans la série pélitique ; une composante p.p. volcanique peut toutefois être envisagée (tufs dacitiques remaniés proposés comme protolites des leptynites intercalées dans les termes grésopélitiques de la feuille Maurs (Bogdanoff *et al.*, 1989a).

La préservation de belles textures magmatiques grenues, la présence d'enclaves microgrenues et de filons ou lentilles de caractère aplitique, ainsi que les compositions chimiques (tabl. 2) des diverses métadiorites ($M\eta^{1-2}\zeta$ a et $M\eta^{1-2}\zeta$ b) indiquent, comme origine, un protolite dioritique à monzonitique. Sa mise en place au sein de la série encaissante a été datée à 540 Ma (Cambrien très précoce - *U-Pb* sur zircons, Pin et Lancelot, 1978 ; Pin, 1979a). Les divers gneiss qui leur sont associés résultent de la déformation de ces protolites magmatiques, en climat mésozonal. Par ailleurs, une étude radiométrique $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ de biotites des métadiorites (Saint-Germain-du-Teil) a donné un âge $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ de $352 \pm 1,3\text{ Ma}$ (Costa, 1989) et permet ainsi d'attribuer un âge Tournaisien terminal/Viséen précoce au métamorphisme régional de type

« moyenne pression » et de degré « faciès amphibolite », affectant à la fois les intrusions magmatiques cambriennes et leur encaissant grésopélitique.

Les métagranodiorite et orthogneiss à biotite associés ($M\gamma^4-O\zeta$) montrent les mêmes caractères (mode de gisement, persistance de textures grenues, présence d'enclaves) et ont pour origine des protolites de compositions granodioritiques à quartz-monzonitiques (tabl. 3).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	66,75	67,07	67,35	67,34	66,39	65,96	48,00
Al ₂ O ₃	14,82	15,26	15,35	14,87	15,31	15,50	16,80
Fe ₂ O ₃	1,50	0,49	0,26	0,35	1,29	0,38	1,59
FeO	3,87	3,82	3,58	3,88	3,28	4,10	14,21
MnO	-	-	-	-	-	-	0,27
MgO	1,63	1,77	1,52	1,54	1,50	2,03	4,58
CaO	3,60	3,42	3,30	3,39	3,75	3,32	7,27
Na ₂ O	2,88	2,78	2,79	2,81	2,81	2,76	2,51
K ₂ O	3,23	3,20	3,59	3,40	3,48	3,38	0,48
TiO ₂	0,46	0,41	0,46	0,40	0,44	0,59	2,89
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,12	0,16	0,24	0,15	0,77
H ₂ O ⁺	0,81	0,77	0,73	0,89	0,76	0,87	1,64
H ₂ O ⁻	0,20	0,16	0,12	0,13	0,13	0,06	0,11
Total	99,88	99,31	99,17	99,16	99,38	99,10	100,92

Tabl. 3 - Analyses chimiques de métagranodiorites et orthogneiss à biotite associés. 1-5 : métagranodiorites ; 6 : orthogneiss à biotite ; 7 : enclave amphibolique. (-) : non dosé ou valeur inférieure au seuil de détection

Les diverses leptynites (λ^3 et λ^3) montrent des modes de gisement et des compositions minéralogiques et chimiques (λ^3 , tabl. 4) qui s'accordent avec une origine magmatique acide, vraisemblablement sub-volcanique (λ^3) à volcanique (λ^3).

Les gneiss amygdalaires ($a\zeta^3$ - tabl. 4) correspondent vraisemblablement à d'anciennes roches magmatiques grenues acides (granites porphyroïdes) probablement remaniées (grauwakes feldspathiques - Pin, 1979a).

Le mode de gisement et la composition particulière des amphibolites quartziques à pyroxène et roches associées, riches en minéraux calciques, indiquent une origine à partir d'accidents carbonatés dispersés dans la série grésopélitique encaissante.

	1	2	3
SiO ₂	70,88	76,25	75,20
Al ₂ O ₃	14,52	12,60	12,70
Fe ₂ O ₃	0,68	0,21	0,23
FeO	2,69	0,86	1,30
MnO	-	-	-
MgO	0,85	0,15	0,33
CaO	1,19	0,36	0,37
Na ₂ O	4,10	3,64	3,48
K ₂ O	3,15	5,26	4,58
TiO ₂	0,44	0,16	0,26
P ₂ O ₅	0,11	-	-
H ₂ O*	0,51	0,58	0,84
H ₂ O ⁻	0,11	0,17	0,22
Total	99,23	100,24	99,51

Tabl. 4 - Analyses chimiques de leptynites type « Les Vergnes » et de gneiss amygdalaires.
 1 : gneiss amygdalaire ; 2-3 : leptynite type « Les Vergnes » (second type). (-) : non dosé ou valeur inférieure au seuil de détection

Les divers micaschistes, gneiss et quartzites résultent du métamorphisme de sédiments argileux (shales) à grés-argileux (grès impurs). Les termes leptyniques peuvent avoir pour origine des grès feldspathiques, mais il n'est pas exclu qu'ils aient *p.p.* une composante volcanique acide (tufs plus ou moins remaniés), comme proposé pour les leptynites en bancs peu épais intercalés dans les micaschistes de la Chataigneraie (Bogdanoff *et al.*, 1989a).

Les micaschistes de la série de Saint-Geniez-d'Olt, avec grenat, chloritoïde, staurotide, disthène et sillimanite précoces et andalousite et cordiérite, à peine plus tardives, ont subi un métamorphisme de degré amphibolite faciès, (6-7 kbar et 550-600 °C environ) évoluant rapidement depuis un régime « moyenne pression » (std-disthène), vers un régime de plus « basse pression » (apparition d'andalousite et cordiérite ; avec $P < 4$ kbar, pour la même gamme de T - Cesare *et al.*, 2003). Il n'a pas été observé, ici, de traces d'un épisode antérieur, dans la mesure où les assemblages à clinopyroxène, grenat et quartz des amphibolites quartziques à pyroxène reflètent le chimisme particulier du protolite, plutôt qu'un passage par un stade métamorphique précoce de haute pression (Poulain, 1972).

Le caractère très sporadique de la sillimanite et surtout du disthène, déjà souligné par D. Poulain (1972) et leur répartition ne permettent pas, ici, la représentation d'isogrades ; il en est de même pour andalousite et cordiérite, qui peuvent apparaître à tous les niveaux de l'ensemble des micaschistes de Saint-Geniez-d'Olt.

La disposition « inverse » de ce métamorphisme, proposée initialement en incluant les termes « épizonaux » (schistes de Saint-Geniez-d'Olt - Briand, 1978), paraît moins bien établie, lorsque ceux-ci sont rattachés à une autre unité tectonométamorphique (« autochtone relatif » : Ledru *et al.*, 1989). Si l'on considère les seuls micaschistes (« UIG »), on peut alors seulement noter la situation, très sporadique, de la sillimanite exclusivement dans la partie haute de l'édifice, ce qui paraît dès lors, insuffisant pour assurer, ici, du caractère inverse du métamorphisme.

À divers niveaux de l'ensemble micaschisteux et au contact avec l'ensemble schisteux sous-jacent, on note souvent la présence de micaschistes particulièrement riches en ocelles d'albite (« micaschistes à ocelles d'albite » et « micaschistes à minéraux et à ocelles d'albite » - Poulain, 1972). Cette abondance d'albite porphyroblastique n'est pas l'expression d'une métasomatose sodique. Elle résulte de la rétro-morphose d'assemblages originels barroviens, accompagnée d'un métasomatisme hydrogéné, induisant une redistribution et recristallisation de l'albite en porphyroblastes, sans apport de Na à une échelle régionale (Watkins, 1983).

Une étude radiométrique ^{39}Ar - ^{40}Ar des biotites et muscovites définissant la foliation des micaschistes à staurotide donne un âge compris entre 350 Ma (biotite) et 340 Ma (muscovite) qui confirme l'âge carbonifère (Tournaisien terminal/Viséen précoce) du métamorphisme mésozonal de la série de Saint-Geniez-d'Olt (Costa, 1989).

Série de Marvejols « Unité supérieure des gneiss »

Les constituants du CLA présentent un intérêt tout particulier, par la nature de leurs protolithes et leurs implications géodynamiques, et par leurs caractères pétrographiques, témoins des stades précoces de l'évolution métamorphique. Cet ensemble a ainsi été l'objet de multiples investigations (Bodinier *et al.*, 1986 ; Bodinier *et al.*, 1988 ; Briand et Piboule, 1979 ; Briand *et al.*, 1988 ; Briand *et al.*, 1991 ; Downes *et al.*, 1989 ; Piboule et Briand, 1985 ; Pin, 1979a et b ; Pin et Marini, 1993 - et références citées).

Une composante détritique a été reconnue dans les gneiss amphiboliques ($\zeta\lambda_{\text{bi}}^{3-6}$) et démontre leur origine volcanoclastique : ils montrent en effet, la coexistence de zircons appartenant à un composant magmatique et de zircons hérités d'un composant terrigène. Ces derniers donnent, de plus, un âge de

métamorphisme à 340 ± 8 Ma (Viséen précoce, Pin, 1979a ; Pin et Lancelot, 1982). Ces gneiss sont, par ailleurs, fréquemment parcourus de minces lits concordants, filonnets ou lentilles de mobilisats leucocrates à plagioclase soulignant que les conditions du métamorphisme ont été suffisantes pour permettre ici une fusion partielle. Ces mobilisats pegmatitiques, en poches dans les ombres de pression des lentilles basiques étirées, ou engagés dans des plis isoclinaux très aigus, à flancs étirés et rompus et charnières isolées, peuvent être considérés ici comme syn-métamorphes. L'étude géochronologique (U-Pb sur zircons ; Pin et Lancelot, 1982) fournit un âge de 344 ± 13 Ma, en accord avec l'âge précédent, et qui confirme l'âge carbonifère inférieur (Viséen précoce - Gradstein *et al.*, 2004) de l'épisode barrovien de faciès amphibolite profond observé dans ce CLA.

Les leptynites se caractérisent par des teneurs constamment élevées en SiO_2 (73-78 % - tabl. 5) et des teneurs très variables, mais également élevées, en alcalins (somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ pouvant atteindre 8,5 %). Elles sont classées en rhyolites (non per-alcalines) dans les diverses classifications basées sur les compositions en éléments majeurs et traces (Floyd et Winchester, 1978 ; Leat *et al.*, 1986). Une origine crustale est retenue pour la grande majorité des leptynites du CLA, compte tenu de leur grande abondance relative vis-à-vis des termes basiques associés et de leurs caractéristiques chimiques (Briand *et al.*, 1991 ; Pin et Marini 1993). Leurs faibles teneurs en certains éléments HFS (Zr, Nb) et les valeurs élevées des rapports entre ces mêmes éléments ($\text{Zr}/\text{Nb} = 8$ à 45) sont ainsi caractéristiques des produits de fusion crustale (Harris *et al.*, 1986 ; Pearce *et al.*, 1984) et s'observent dans les roches volcaniques acides de ce type (Thompson *et al.*, 1984). Les reports de leurs teneurs en certains éléments traces et Terres Rares (T.R.) sur un diagramme multi-éléments, normalisé au granite océanique type (ORG - Pearce *et al.*, 1984), montrent des spectres analogues à ceux des roches résultant de fusion crustale (« enrichissement » en Ce et Sm, « appauvrissement » en Nb - Briand *et al.*, 1991). Elles présentent également un ϵNd_{480} très faible (-6,4), indiquant une source enrichie en T.R. légères, cohérente avec une origine crustale, ainsi que des spectres de T.R. déprimés en T.R. lourdes (10 fois la chondrite), et pouvant refléter le rôle du grenat résiduel lors de la fusion en domaine crustal profond (Pin et Marini, 1993). Quelques leptynites (RN 91 - tabl. 5) se distinguent cependant par un faible rapport Zr/Nb ($\text{Zr}/\text{Nb} = 2$), des spectres de T.R. lourdes non fractionnés avec des teneurs élevées en ces éléments (30 fois la chondrite), ainsi que des valeurs moins fortement négatives de ϵNd_{480} (-1,5). Ce type particulier, très subordonné, a pour origine les liquides résiduels résultant de la cristallisation fractionnée de magmas basaltiques (Pin et Marini, 1993). L'étude géochronologique des leptynites de la population principale (U-Pb sur zircon), attribuée à leurs précurseurs rhyolitiques un âge Ordovicien précoce (483 ± 10 Ma - Pin, 1979a et b ; Pin et Lancelot, 1982).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	77,00	76,10	76,05	77,45	78,00	76,30	76,95	77,00	76,40	75,00	76,74	74,43	78,26	77,86	77,47	77,00	78,05	76,20	75,75	78,15
Al ₂ O ₃	12,00	12,50	12,45	12,20	11,90	12,45	12,15	12,40	12,90	13,40	12,45	12,55	11,90	12,52	13,15	12,70	12,76	12,00	12,05	11,20
Fe ₂ O ₃	1,06	1,03	1,18	1,45	1,60	1,55	1,46	1,62	2,55	3,32	4,03	3,93	1,54	4,38	4,32	4,45	4,56	3,91	3,46	1,60
FeO	0,58	0,87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,02	0,03	0,03	-	0,03	0,04	0,02	-	0,05	0,04	0,06	0,07	-	0,10	0,08	0,06	0,1	0,07	-	-
MgO	0,90	0,25	0,11	0,06	0,03	0,12	0,05	0,12	0,14	0,71	0,91	0,94	0,26	0,69	0,75	0,85	0,45	0,66	0,61	0,77
CaO	0,90	1,20	0,66	0,75	0,60	1,38	1,03	0,88	1,01	2,06	1,73	1,72	1,26	1,70	1,88	1,79	2,04	1,38	1,80	2,38
Na ₂ O	4,00	2,20	2,94	4,09	4,60	4,00	4,44	4,10	3,86	4,48	2,71	4,58	4,65	1,67	1,66	1,58	1,56	3,80	4,17	3,50
K ₂ O	3,60	6,00	5,52	3,09	2,16	3,33	3,04	3,70	3,78	0,48	0,3	0,3	0,55	0,25	0,24	0,22	0,23	0,65	0,68	0,78
TiO ₂	0,30	0,20	0,05	0,04	0,06	0,08	0,06	0,10	0,11	0,18	0,15	0,19	0,12	0,33	0,19	0,17	0,28	0,24	0,22	0,15
P ₂ O ₅	-	-	0,04	-	0,02	-	-	-	-	0,03	0,05	0,04	-	0,12	-	-	0,09	-	-	-
H ₂ O*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	0,07	0,05	0,05	0,07	0,07	0,08	0,14	0,07	0,08	0,11	0,10	0,07	0,06	0,05	0,06	0,21	0,10	0,09
LOI	0,44	0,26	0,25	0,12	0,1	0,31	0,07	0,30	0,25	0,53	0,20	0,28	0,52	0,32	0,28	0,12	0,27	0,73	0,62	0,45
Total	100,80	100,64	99,35	99,30	99,45	99,63	99,34	100,30	101,19	100,30	99,43	99,14	99,16	100,01	100,08	99,02	100,45	99,65	99,46	99,07
Th	12,51	9,86	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	55	3,5	10	3	4	6	5	3	12	6	6	7	14	12	7	7	7	5	7	3
Rb	-	-	101	54	40	99	67	84	100	15	13	8	24	9	10	9	8	21	15	35
Sr	49	103	103	36	71	57	33	76	50	236	118	119	192	105	104	97	98	73	198	243
Zr	117	117	109	140	155	113	140	131	199	236	197	190	205	219	210	205	202	209	173	103
Y	57	16	33	49	38	59	42	28	95	77	54	51	39	60	58	58	58	63	49	21
La	28,2	39,9	17,5	21,0	17,9	29,4	12,0	28,0	52,0	24,58	-	15,78	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	66,3	88,7	39,5	51,5	41,5	62,0	30,8	65,7	109,0	60,79	-	37,83	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	31,3	26,4	19,5	33,1	28,0	34,2	19,2	33,9	65,0	37,52	-	20,83	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	8	4,09	4,6	10,6	8,2	9,7	6,2	8,5	18,4	10,47	-	5,54	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1,04	0,85	0,4	1,1	1,1	0,8	1,0	1,0	1,6	2,38	-	1,32	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	0,82	4,45	4,0	11,4	7,5	10,0	6,1	6,1	17,3	11,17	-	5,77	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	10	3,14	5,5	13,0	6,4	12,0	7,7	6,8	19,5	12,8	-	8,0	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	5,47	1,85	3,8	6,5	4,0	7,1	4,7	2,1	11,6	7,56	-	4,97	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	5,4	2,14	4,3	5,5	3,2	7,0	5,4	1,4	10,0	7,93	-	5,09	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0,83	0,33	-	-	-	-	-	0,80	0,20	-	1,24	-	0,80	-	-	-	-	-	-	-

Tabl. 5 - Analyses chimiques de leptynites et de trondhjemites du complexe leptyno-amphibolique.
 1 : leptynite dont le protolite rhyolitique résulte d'une différenciation magmatique ; fractionnement du magma à l'origine des roches basiques associées (analyse RN 91, in Pin et Marini, 1993) ; 2 : leptynite dont le protolite rhyolitique résulte d'une fusion crustale (analyse LAM 3, in Pin et Marini, 1993) ; 3-9 : leptynites dont le protolite rhyolitique résulte d'une fusion crustale (analyse in Briand *et al.*, 1991) ; 10-20 : trondhjemites de HP (analyses nouvelles). (-) : non dosé ou valeur inférieure au seuil de seuil de détection ; LOI : perte au feu, à 1 000° C ; valeurs de Fe₂O₃ en italiques lorsque tout le fer est exprimé sous forme ferrique

Les trondhjémites se distinguent clairement des leptynites banales du CLA de Marvejols par leur mode de gisement, leur faible abondance et leurs assemblages minéralogiques de HP, mais aussi par leurs compositions chimiques (tabl. 5) : elles se caractérisent, en particulier, par des teneurs élevées en Na_2O et faibles en K_2O . De telles compositions s'accordent avec une origine par fusion partielle de matériaux basiques, (Nicollet, 1978 ; Nicollet et Leyreloup, 1978 ; Nicollet *et al.*, 1979). Cette interprétation est soutenue par la morphologie particulière des zircons des trondhjémites du CLA de Marvejols, qui montrent des associations complexes (textures de syneusis) supportant une origine par cristallisation à partir d'un liquide magmatique (Pin, 1979a ; Pin et Lancelot, 1982). L'étude géochronologique de ces zircons leur attribue un âge de cristallisation de 415 ± 6 Ma (limite Silurien-Dévonien, Gradstein *et al.*, 2004), qui date ainsi l'épisode de fusion partielle, et par là, l'épisode d'éclogitisation reconnu dans le CLA de Marvejols (Pin, 1979a ; Pin et Lancelot, 1982). Cet âge est en accord avec d'autres résultats ultérieurs concernant par exemple les éclogites du Haut Allier (Ducrot *et al.*, 1983 ; et revues *in* Pin et Peucat, 1986 ; Pin et Vielzeuf, 1986 ; Pin, 1989). On peut souligner ici que les zircons des trondhjémites du CLA du Rouergue, d'aspects morphologiques différents, donnent un âge U-Pb de $486 \pm 23/-36$ Ma (Ordovicien précoce - Gradstein *et al.*, 2004), interprété comme un âge de mise en place, contemporain du magmatisme bimodal du CLA de Marvejols (Pin, 1979a). Elles auraient acquis leurs paragenèses de HP en même temps que les roches basiques avoisinantes et différeraient des trondhjémites de Marvejols, nées, quant à elles, directement de la fusion partielle sous HP des metabasites encaissantes (Pin, 1979a).

Parmi les divers termes basiques du CLA de Marvejols, peuvent être sélectionnés d'anciens liquides magmatiques, selon des critères texturaux (textures magmatiques préservées), pétrographiques (élimination des termes cumulatifs ou pouvant présenter une composante détritique) et chimiques (Pearce, 1988). Les termes cumulatifs avec accumulation de plagioclase ou olivine - pyroxène, sont ainsi repérables par leurs relations Al_2O_3 - TiO_2 . Diverses variations minéralogiques et texturales tendent à effacer progressivement les caractères magmatiques des métagabbros et métadolérites ($M\theta\alpha\beta$). Les faciès résultants montrent la disparition du plagioclase et du clinopyroxène primaires, remplacés par un plagioclase (II) en mosaïque et l'amphibole, la disparition du grenat coronitique, le développement du quartz et l'apparition locale de biotite. Les effets de la déformation tendent eux aussi à transformer les métagabbros coronitiques en amphibolites, dont le caractère très massif et les compositions (tabl. 6, hors texte) témoignent cependant de l'origine gabbroïque. Leur étude géochimique est, par ailleurs, basée sur des éléments considérés comme peu mobiles dans les conditions de l'altération et du métamorphisme.

Un fractionnement de basse pression a été reconnu comme facteur prédominant dans la différenciation des roches basiques de ce CLA (Piboule et Briand, 1985) et confirme son origine supracrustale. Les teneurs élevées en

CaO, Al₂O₃ et MgO et les reliques de textures gabbroïques des leucométabasites (δ_{pl} - tabl. 6, hors texte) permettent de leur attribuer une origine cumulative (par ex. gabbros plagioclasiques et cumulats à plagioclase), résultant de ce fractionnement à dominante plagioclasique (Briand et Piboule, 1979 ; Piboule et Briand, 1985). Les métapériodites correspondent, quant à elles, à d'anciens cumulats ultrabasiqes, riches en olivine.

Une fois exclus les termes cumulatifs, les métabasites du CLA sont encore d'une grande variété, soulignée par des différences entre les spectres de T.R., les rapports inter-éléments et les valeurs de ϵ Nd (Pin et Marini, 1993). On y distingue en effet des termes à ϵ Nd₄₈₀ négatif, avec des anomalies négatives en Ti et Zr, et des rapports inter-éléments différents de ceux des tholéiites océaniques. Certaines de leurs caractéristiques en éléments traces, comme leur enrichissement en T.R. légères, les anomalies négatives de Nb et les faibles valeurs de leur ϵ Nd initial rappellent les tholéiites continentales. D'autres métabasites présentent, elles aussi, des anomalies négatives en Nb bien marquées mais se distinguent par des valeurs positives de ϵ Nd₄₈₀, des spectres multi-éléments d'allures très variables et des valeurs de rapports inter-éléments qui les rapprochent de tholéiites océaniques. L'ensemble de ces caractéristiques reflète la contamination d'un magma basique, issu d'une source mantellique semblable à la source des tholéiites océaniques (N-MORB), par un contaminant crustal, riche en Th, T.R. légères et pauvres en Nb (Pin et Marini, 1993 et références citées). Cette contamination crustale peut, à elle seule, rendre compte de la signature « calco-alkaline » de certaines métabasites, qui ne témoignent donc pas d'un processus de subduction.

L'étude géochronologique de ces métagabbros (U-Pb sur zircons) donne un âge de 484 ± 7 Ma (Ordovicien précoce, Gradstein *et al.*, 2004), interprété comme l'âge de mise en place du protolite gabbroïque (Pin, 1979a et b ; Pin et Lancelot, 1982). Cet âge est identique à celui des protolites des leptynites (483 ± 10 Ma) et souligne la contemporanéité des magmatismes acide et basique. Cette contemporanéité et la nature non strictement magmatique (volcanoclastique) des gneiss amphiboliques permettent donc d'attribuer un caractère bimodal (acide-basique), et supracrustal à l'épisode magmatique ordovicien précoce à l'origine du CLA de la série de Marvejols.

Pour le stade d'éclogitisation, des conditions minimales de 690 ± 40 °C et $15,4 \pm 0,6$ kbar ont été proposées (Briand *et al.*, 1988). Cependant, les éclogites du CLA de la série des monts du Lyonnais (Lardeaux *et al.*, 2001 et références citées), lui aussi partie intégrante de la même unité (« USG ») ont montré la présence de coésite, impliquant des conditions de subduction de 750 °C et au moins 28 kbar, soit 100 km de profondeur (Lardeaux *et al.*, 2001). De ce fait, les conditions obtenues ici sur des assemblages à omphacite (Jd 40 %) - grenat ne correspondent vraisemblablement pas aux conditions maximales de subduction mais reflètent plutôt les conditions d'un stade rétro-morphique précoce, sur le

trajet d'exhumation de ces éclogites (conditions du stade rétro-morphique « 2 » des éclogites du Lyonnais, *in* Lardeaux *et al.*, 2001). Les conditions du stade granulitique « précoce » peuvent être estimées à 800-850 °C et 10-12 kbar, (Bodinier *et al.*, 1988 ; Briand *et al.*, 1988). L'évolution rétrograde ultérieure (décompression) a lieu tout d'abord, dans les conditions du faciès granulite de pression intermédiaire (800 ± 60 °C et 10,3 ± 0,8 kbar - Bodinier *et al.*, 1988), puis en climat de degré amphibolite profond (600-650 °C et 4-5 kbar), avec, cependant, pour cette gamme de T, des valeurs de P probablement plus élevées (4,5-6 kbar - Cesare *et al.*, 2003) ; elle se termine enfin, dans les conditions du faciès schistes verts (250 ± 100 °C et 2 ± 1 kbar - Bodinier *et al.*, 1988).

L'étude radiométrique des gneiss mylonitiques jalonnant en continu la limite inférieure du CLA a donné un âge $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ de 358 ± 4 Ma pour des biotites syncinématiques et contemporaines de la mylonitisation et un âge $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ de 339 ± 4 Ma pour des muscovites plus tardives, post-cinématiques (Costa, 1989). Cet âge (base du Tournaisien) est celui du métamorphisme barrovien (« rétrograde »), contemporain de la blastomylonitisation et qui marque l'exhumation du complexe amphibolique de la série de Marvejols (« USG ») et son chevauchement sur la série sous-jacente de Saint-Geniez-d'Olt (« UIG »). Cet âge est en bon accord avec l'âge à 346 ± 8 Ma du granite syncinématique, situé au contact avec l'unité sous-jacente (Pin, 1979a ; Pin, 1981) et très voisin de ceux obtenus pour l'épisode métamorphique barrovien prograde qui affecte cette unité : 352 Ma (biotite), 342 Ma (muscovite) et 352 Ma (métadiorites - Costa, 1989).

PALÉOGÉOGRAPHIE : TRIAS – JURASSIQUE

Épisode d'érosion antétriasique

Au toit du socle métamorphique, les croûtes siliceuses ou dolomitiques « anté-hettangienne » (Fuchs, 1969 ; Prax, 1979) sont attribuées à une altération-pédogenèse développée sur un domaine émergé. Due vraisemblablement à un lessivage différentiel (Defaut *et al.*, 1990), cette altération indiquerait l'existence d'un milieu à pH basique, riche en sels dissous mais déficitaire en potassium : phénomène fréquent dans les milieux sub-désertiques.

Cette conclusion va dans le sens où des structures observées au toit de grès permien sont interprétées comme des traces de racines ; elles indiqueraient l'existence d'un paléosol développé sous climat à forte évaporation (calcrêtes) dans un secteur bas d'une surface d'érosion antétriasique.

Il est alors très probable que le Trias corresponde pour la majorité de sa durée à une période d'intense érosion et d'altération en domaine continental sous climat chaud et sec.

Lagunes triasico-hettangiennes et amorce de la transgression infra-liasique

Les premiers témoins de l'histoire mésozoïque du secteur de Saint-Geniez-d'Olt sont très difficiles à observer, à interpréter, et surtout à dater.

Le Trias terminal-Rhétien – Hettangien inférieur (« Grès de base ») est une formation essentiellement détritique grossière (conglomérats, grès blancs et rouges plus ou moins arkosiques et interbancs de marnes versicolores) qui doit être replacée dans le contexte général du « Déroit de Rodez », prolongement occidental du « Bassin de Causses ».

Sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt et sur l'ensemble des feuilles limitrophes les faciès attribués à l'intervalle Trias terminal – Hettangien basal, observés du Nord au Sud, s'agencent grossièrement selon trois types, avec toutes possibilités de passage progressif de l'un à l'autre.

Des faciès fluviatiles existent essentiellement au Nord du Lot (feuilles Espalion, Saint-Geniez-d'Olt, Mende) avec des grès de couleur claire, compacts, à éléments peu roulés, à granoclassement bien affirmé ; un conglomérat de base à galets de socle (jusqu'à 10 cm de diamètre) indique un faible transport : 80 % du matériel détritique est d'origine métamorphique, 20 % d'origine magmatique (quartz arrondis à enclaves, feldspaths sodipotassiques). La présence de ces feldspaths renseigne déjà sur les conditions de dégradation du continent : érosion intense, arénisation des granites par voie mécanique, altération peu développée, transport faible. Certains bancs qui peuvent renfermer des bois flottés, présentent des figures de courant développées au sein de paléochenaux. Le ciment dominant est siliceux ; cependant vers le Nord, des faciès sont à ciment argileux, et vers le Sud des ciments barytiques apparaissent dans les horizons les plus grossiers. L'épaisseur la plus courante varie entre 2 et 10 m (feuilles Espalion et Rodez) avec un maximum de 30 m (feuille Mende). Immédiatement au Sud du Lot, à la base des puissantes séries jurassiques des Causses, l'Hettangien détritique, essentiellement marneux et dolomitique, n'excède pas 1 m de puissance. Ailleurs (feuille Florac), il peut atteindre quelques mètres ou être absent.

Un peu plus au Sud (limite des feuilles Espalion – Rodez, Saint-Geniez-d'Olt – Sévérac-le-Château et Mende – Florac) apparaissent des grès marmorisés et des marnes sableuses très colorés (lie-de-vin, gris, rouille, brun ou ocre) correspondant à des faciès palustres. L'aspect « en rognons » est fréquent, typique des dépôts en milieu marécageux. Les éléments sont moins bien triés et présentent peu de figures de courant. Le ciment dolomitique se substitue progressivement à la silice. La teinte de la roche est due à la présence d'oxydes et d'hydroxydes de fer, de manganèse et de plomb, soit à l'état de traces, soit comme constituants majeur du ciment. Par rapport au secteur plus septentrional,

l'épaisseur des faciès franchement gréseux diminue au profit des faciès plus finement détritiques (argiles et silts) et/ou dolomitiques.

Enfin, les dépôts les plus méridionaux (feuilles Rodez, Sévérac-le-Château, Florac) sont à faciès lagunaire et constitués de grès grossiers souvent brunâtres, dolomitiques, puissants (de 2 à 10 m, exceptionnellement 40 m) dans lesquels s'intercalent des niveaux marneux et carbonatés.

Cette succession de faciès lacustre-fluviale-lagunaire s'effectue latéralement de manière très progressive et un inventaire des formations gréseuses pourrait permettre d'esquisser l'allure de la paléotopographie hettangienne. Cependant, dans la pratique, une telle tentative se heurte à la présence de variations verticales des faciès au sein d'un même affleurement. Même si l'image réelle du « Déroit de Rodez » et du « Bassin des Causses » à cette époque reste encore très incomplète et imprécise, il apparaît que les dépôts triasico-hettangiens considérés se sont installés sur une aire de morphologie très plate. D'autre part, la succession de ciment (calcaire - silice - dolomie - barytine - calcaire - dolomie - carbonates et dolomies à sulfures - silice) observée dans les « Grès de base » au Nord de Saint-Geniez-d'Olt, tendrait à illustrer une série de fluctuations de la ligne de rivage durant au moins le début de l'Hettangien.

Les cycles de dépôts de cette succession de faciès, d'abord fluviales, puis palustres et enfin lagunaires, suggèrent l'installation dans le « Déroit de Rodez » de la marge lagunaire du bassin caussenard (Mouterde, *in* Enay *et al.*, 1980). De plus, la majorité des observations concernant les figures sédimentaires, la granulométrie et la minéralogie de ces dépôts essentiellement détritiques, parfois évaporitiques, suggère que le climat au passage Trias-Jurassique semble avoir été assez sec, voire subdésertique.

Par les faciès rencontrés, l'allure d'ensemble de la paléogéographie pouvant être évoquée lors du dépôt de l'unité dolomitique de l'Hettangien supérieur, montre une très nette continuité des milieux lagunaires (mud-cracks, encroûtements algales, etc...). Cependant, par rapport à l'Hettangien inférieur, cette unité dolomitique témoigne d'une plus grande fréquence et d'une plus forte amplitude des incursions marines. Le processus de structuration qui va s'observer par la suite au Lotharingien, s'amorce à l'Hettangien (Aubague *et al.*, 1979a, b). Certains faciès particuliers, plus marins (bancs oolithiques avec débris de coquilles de mollusques roulées) ou plus continentaux (faciès à petits grains de quartz, flore continentale indiquant la proximité d'un secteur émergé soumis à l'érosion), alternent et se superposent, évoquant de nouveau de nombreuses fluctuations de la ligne de rivage sur les bordures du « Déroit de Rodez ». À l'opposé, vers l'Est, le bassin caussenard est occupé par des calcaires marins à l'Hettangien inférieur suivis par des formations dolomitiques à l'Hettangien supérieur. Cette uniformisation des faciès, qui indique un certain confinement sur l'ensemble du « Bassin des Causses », y compris le « Déroit de Rodez »,

serait le témoin de l'installation de la première communication avec les lagunes du bassin d'Aquitaine (Mouterde, *in* Enay *et al.*, 1980).

Plus largement, le « Bassin des Causses », et le « Déroit de Rodez » ont enregistré les premiers moments de la transgression infra-liasique du « Cycle ligure » reconnu dans le domaine téthysien (Graciansky *et al.*, 1998), dont le maximum d'inondation se place au passage Sinémurien inférieur (= Sinémurien *s.s.*)/Sinémurien supérieur (= Lotharingien).

Transgression marine du Sinémurien – Pliensbachien

La transgression amorcée à l'Hettangien, semble se poursuivre au Sinémurien. Elle envahit vraisemblablement peu à peu le « Déroit de Rodez », mais ce dernier ne comporte aucun dépôt (érosion ? ou non-dépôt ?) du Sinémurien inférieur (= Sinémurien *s.s.*) alors que le Lotharigien (= Sinémurien supérieur) est partout bien représenté. Plus au Sud et au Sud-Est, dans les Grands Causses, la transgression atteint effectivement son maximum au Lotharingien inférieur (Zone à Obtusum) avec des dépôts finement bioclastiques, typiques d'un milieu de mer relativement ouverte. Au même moment, dans le « Déroit de Rodez », l'influence marine reste moins franche, mais les faunes sont toujours nettement marines (ammonites, bivalves, coraux, algues calcaires, bryozoaires et brachiopodes). Il est couramment admis que cette transgression vient du Sud-Est (domaine téthysien). Cependant, dans l'intervalle chronostratigraphique considéré, le domaine téthysien enregistre un épisode régressif (Graciansky *et al.*, 1998), alors que le domaine subboréal, auquel appartient le Bassin aquitain, enregistre un épisode transgressif dont le maximum d'inondation se place au sein du Lotharingien (Jacquin *et al.*, 1998). Sachant que la communication par le « Déroit de Rodez » entre le « Bassin des Causses » et le « Bassin d'Aquitaine » existe à cette époque, il n'est pas impossible qu'il y ait eu une arrivée marine aquitanaïenne contemporaine (Mouterde, *in* Enay *et al.*, 1980).

Le passage progressif des faciès (dolomies à bois flottés et intercalations marneuses) entre l'Hettangien et le Sinémurien résulte sans doute d'une lente montée du niveau marin. Puis, la tendance transgressive s'affirme avec une sédimentation carbonatée (calcaires finement bioclastiques plus ou moins dolomités). Les faciès témoignent d'environnements nettement plus marins, sans doute grâce à l'établissement d'une plus grande communication avec la mer ouverte en direction du Sud et du Sud-Est, voire de l'Ouest ; cependant, certains niveaux présentent des figures sédimentaires (chenaux avec passées argilo-gréseuses versicolores) évoquant des environnements encore plus ou moins partiellement lagunaires.

Une phase de baisse du niveau marin intervient vers la fin du Lotharingien ; elle se traduit par un retour à un relatif confinement rappelant celui de

l'Hettangien : milieux calmes, établissement de vasières argileuses, développement de stromatolites, fentes de dessiccation, abondance de micas vraisemblablement flottés. Les pistes de vertébrés signalées dans le Lotharingien des environs de Sévérac-le-Château (Ellenberger et Fuchs, 1965) se placent vraisemblablement dans ce bref épisode régressif, enregistré plus généralement à cette époque aussi bien dans le « Cycle ligure » (Graciansky *et al.*, 1998) que dans le « Cycle de la Mer du Nord » (Jacquin *et al.*, 1998). Ces observations vont de nouveau dans le sens de l'existence de communications et de prédominance d'influences soit téthysienne, soit aquitainienne durant cette période. De plus, cette tendance régressive interrompt vraisemblablement temporairement la communication avec le bassin d'aquitaine.

Puis, la tendance transgressive reprend et un milieu de forte énergie s'installe, avec le dépôt d'unités franchement marines de calcaires oolithiques et bioclastiques. Dans le « Déroit de Rodez », les épisodes carbonatés micritiques qui s'intercalent dans les faciès oolithiques témoignent de la présence de hauts fonds avec établissement de milieux protégés de type lagunaire. Le sommet de la série est souligné par une surface de type « hard-ground », avec perforations de lithophages, souvent oxydée, parfois dolomitisée, témoignant d'un net arrêt de la sédimentation. Cette discontinuité sédimentaire majeure est peut-être à mettre en relation avec les événements structuraux positifs qui affectent la bordure orientale du « Bassin des Causses » ; les directions armoricaines qui semblaient jouer majoritairement, font place aux directions cévenoles (Aubague *et al.*, 1979a, b ; Michard *et al.*, 1979).

Un nouveau cycle transgressif débute avec le Carixien (= Pliensbachien inférieur). Aussi bien dans le « Déroit de Rodez » que dans les « Grands Causses » se déposent des séries alternantes de calcaires marneux compacts et de marnes, avec grains de quartz à la base et niveaux marneux plus épais au sommet. Les faciès, franchement marins, riches en ammonites, bélemnites, bivalves et brachiopodes s'étalent largement vers l'Ouest et reconquièrent le « Déroit de Rodez » (Lefavrais-Raymond, *in* Enay *et al.*, 1980 ; Meister, 1986). Ce secteur est en effet vraisemblablement de nouveau en connexion, même intermittente, avec le « Bassin d'Aquitaine » ; mais, cette liaison ne devait pas exister dès le début du Carixien inférieur (Zone à Jamesoni) dont on note l'absence dans le « Déroit de Rodez » (érosion ? ou non-dépôt ?). Le Carixien supérieur est au contraire bien représenté dans tout le domaine caussenard où il témoigne, à l'image de nombreux bassins sédimentaires ouest-européens, d'un maximum d'inondation qui se place à la limite Carixien/Domérien (Graciansky *et al.*, 1998 ; Jacquin *et al.*, 1998).

Les influences marines et les faciès correspondants de mer ouverte s'étendent encore plus dans toutes les directions avec le Domérien (= Pliensbachien supérieur). Le Domérien inférieur est généralement marneux partout. Le Domérien supérieur est très varié ; il garde un faciès marneux dans les Grands

Causses tandis qu'il est plus calcaire dans le « Déroit de Rodez ». L'ensemble « Bassin des Causses » et « Déroit de Rodez » communique largement avec le « Bassin d'Aquitaine » (Lefavrais-Raymond, *in* Enay *et al.*, 1980). À la fin du Domérien, le jeu de failles synsédimentaires amène une discontinuité majeure avec lacune entre le Domérien et le Toarcien (Aubague *et al.*, 1979a, b) ; cette discontinuité est d'ailleurs générale au voisinage de la limite Pliensbachien – Toarcien et enregistrée dans tous les bassins sédimentaires ouest européens sous la double influence tectono-eustatique du « Cycle ligure » (Graciansky *et al.*, 1998) et du « Cycle de la Mer du Nord » (Jacquin *et al.*, 1998).

Maximum transgressif du Toarcien

Les rares dépôts (marnes et calcaires) rapportés au Toarcien sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt doivent être rattachés au domaine paléogéographique du « Bassin des Causses » ; ils n'appartiennent pas au « Déroit de Rodez » au sens paléogéographique du terme et n'apportent aucun élément de discussion sur ce secteur. Cependant, compte tenu des faciès toarciens reconnus vers l'Est, le Sud-Est, le Sud, le Sud-Ouest et l'Ouest, il semble bien que la communication persiste entre le « Bassin des Causses » et le « Bassin d'Aquitaine », en liaison avec un maximum d'inondation exprimé au Toarcien inférieur-moyen (Graciansky *et al.*, 1998 ; Jacquin *et al.*, 1998).

Dans le « Bassin des Causses », la subsidence est notable et l'épaisseur de sédiments peut atteindre 150 à 200 m ; la sédimentation est plus réduite dans le « Déroit de Rodez » mais conserve les faciès classiques de cette période : schistes bitumineux, « Schistes cartons et marnes » du Toarcien inférieur (Zone à *Falciferum*), séries marneuses souvent à ammonites pyriteuses dans le Toarcien moyen (Zone à *Bifrons*) et supérieur (Zone à *Aalensis*). Quelques intercalations calcaires soulignent une faible tendance régressive du sommet du Toarcien moyen. Suite à des déformations tectoniques synsédimentaires (Trümpy, 1983), dès le Toarcien moyen et surtout au Toarcien supérieur, vers l'Est, le « Bassin des Causses » se trouve apparemment dans une situation assez isolée avec des faciès de bordures (oolithes ferrugineuses, dépôts réduits, lacunes partielles, etc...). Au contraire, vers l'Ouest, malgré des réductions d'épaisseur et quelques lacunes dans le « Déroit de Rodez », une nette continuité des faciès existe avec le « Bassin d'Aquitaine » (Gabilly et Mouterde, *in* Enay *et al.*, 1980). Des niveaux condensés, phosphatés et à oolithes ferrugineuses, attribués en partie au Toarcien, existent aussi sur les bordures du « Déroit de Rodez » (Morard, 2004).

Volcanisme de l'Aubrac

L'Aubrac volcanique dessine approximativement une ellipse de 45×15 km allongée selon un axe N140°. Son altitude moyenne croît régulièrement du Nord-Ouest - où elle s'abaisse autour de 800 m aux abords de la Truyère - vers le Sud-Est - où elle culmine à 1 470 m au Signal de Mailhe-Biau. Une dissymétrie structurale apparaît de part et d'autre de son échine axiale où s'alignent la plupart des sommets d'altitude supérieure à 1 300 m, du Roc de Cayla au Puech des Agudes. Sur sa façade nord-est, le plateau volcanique est relativement mince et ne domine que de très peu le plateau granitique de la Margeride (dont l'altitude croît également de 1 000 à 1 375 m du Nord-Ouest au Sud-Est), sur lequel ses contours sont peu indentés. Du côté sud-ouest au contraire, il est découpé en lobes allongés transversalement, où s'empilent de nombreuses coulées par les profondes vallées des « boraldes » descendant en forte pente vers le Lot. Cette dissymétrie a été attribuée par F. Colin (1966) à une faille axiale majeure, supposée enracinée dans le manteau et dont le jeu en bascule aurait été le moteur des éruptions et de la basaltogenèse elle-même.

Forme de substrat

L'existence de cet accident hypothétique a été infirmée par les études géophysiques ultérieures. F. Colin avait établi que 80 % des laves aubraciennes présentent une aimantation thermorémanente inverse. Modélisant l'anomalie magnétique négative calquée sur le massif (levé aéromagnétique INAG-BRGM, 1975), J. Roux et G. Sénaud (1978) concluent que la totalité de cette anomalie est imputable au volume des laves épanchées en surface, sous lesquelles le toit du socle s'abaîsserait en pente douce d'Est en Ouest. On ne peut déceler ni accident axial, ni effondrement, ni gonflement, ni réservoir superficiel refroidi. Les basaltes moulent une paléotopographie différenciée, dont la dissymétrie préexisterait au volcanisme (une conclusion analogue est adoptée par Boivin, 1982 dans le cas du Devès). Les grandes lignes du réseau hydrographique régional étaient déjà dessinées lorsque se sont déroulées les éruptions. Les affluents du Lot étaient encaissés dans un substrat micaschisteux tendre, alors qu'ils entamaient peu vers l'amont le granite de la Margeride. Le volcanisme s'étant fait dans la région haute, une grande partie des laves s'est épanchée vers le Lot : les longues digitations sud-ouest représentent pour partie les vallées miocènes comblées par les basaltes, puis inversées par l'érosion ultérieure.

Estimation du volume

Une telle reconstitution de la topographie sous-abracienne permet une estimation volumique des produits volcaniques. En ne prenant en compte que ce que l'érosion a laissé subsister, les laves de l'Aubrac couvrent aujourd'hui

450 km². Dans les régions externes (notamment au Nord-Ouest et au Sud-Est), la couverture basaltique est discontinue et pelliculaire. On peut estimer à 250 km² l'assiette interne où l'épaisseur atteint 100 m. Elle n'excède 200 m que selon une étroite bande axiale s'étendant du Roc de Cayla au Puech d'Alte-Teste, pour avoisiner 300 m sous le Puech du Roussillon, le Truc d'Aubrac et le puy de la Gudette, c'est-à-dire seulement dans la région centrale (le point culminant - Signal de Mailhe-Biau, 1 470 m - est situé tout à fait au Sud, mais le socle granitique atteint dans ce secteur 1 400 m). Le volume calculé n'excède pas 35 à 40 km³, valeur précédemment avancée par R. Brousse (1971). En admettant que l'érosion en ait enlevé un tiers (maximum peu probable), le volume initial aurait pu atteindre 60 km³, ce qui est très faible au regard de la superficie couverte.

Dynamismes éruptifs

Il est vraisemblable que l'actuelle échine axiale représente une ancienne « rift-zone » le long de laquelle ont pu se concentrer les fissures principales. Ces fissures demeurent le plus souvent indécélables à l'affleurement, à quelques exceptions près comme celle de Ginestouse, au pied est du puy de la Gudette (Goër de Herve *et al.*, 1994). Mais les émissions n'en sont pas l'apanage : de multiples autres voies d'alimentation, linéaires ou le plus souvent ponctuelles, sont observables ou déductibles sur toute la surface du plateau et le socle périphérique (Goër de Herve, 1980).

Un dynamisme très effusif semble avoir été localement prépondérant, pouvant se traduire par l'émission de coulées de type « pahoehoe », dont l'un des plus beaux exemples est celle qui dévale la vallée de l'Hère au-dessus de la cascade de Gouteille (1 km au Sud de Saint-Urcize ; Goër de Herve *et al.*, 1994). Ces coulées fluides peuvent reposer directement les unes sur les autres sans intercalation d'horizon scoriacé. Elles sont susceptibles, à la rencontre d'une nappe d'eau, de se résoudre en amoncellements de coussins (pillow-lavas), comme c'est le cas dans la vallée de l'Hère aux environs de Saint-Urcize et dans du ruisseau de la Cabre au Rescos (feuille de Nasbinals, Goër de Herve *et al.*, 1994) et à proximité du hameau de Belvezet ($n\beta$; feuille de Saint-Geniez d'Olt).

L'explosivité de l'ensemble n'est pas négligeable. En dépit de l'argilisation, les caractères des pyroclastites demeurent analysables. Les projections scoriacées de caractère « strombolien » sont abondantes dans toute la région haute et nombre de cônes érodés, voire mis en creux, peuvent encore être reconstitués (Lécuyer, 1984). Les produits phréatomagmatiques ne sont pas exceptionnels et certains maars ont dû présenter des dimensions respectables. Toutefois, si le volume relatif des pyroclastites semble avoir été très sous-estimé par la plupart des observateurs, il a en revanche été notoirement exagéré par F. Colin (1966), qui avance 50 %.

Compte tenu des analogies dynamiques et structurales, on est en droit de supposer que la morphologie initiale de l'Aubrac n'a guère dû différencier de celle du Devès (Boivin, 1982), contrairement à ce qui a été précédemment proposé par certains auteurs (Goër de Herve et Mergoïl, 1971 ; Brousse, 1971) et ceci bien que la série magmatique soit légèrement plus différenciée que celle du Devès. En effet, toutes les laves ont dû être émises à des températures comparables (de l'ordre de 1 000 à 1 200 °C) et l'on ne constate aucune variation sensible de comportement dynamique entre les laves les plus basiques et les plus évoluées de type mugéarite (de la même façon que cela se produit dans la chaîne des Puys ou le Velay oriental, où seuls les termes nettement plus différenciés s'expriment de façon totalement différente).

Données géochronologiques

De nouvelles datations ont été réalisées par H. Guillou, sur mésostases séparées, par la méthode K-Ar sans spike au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette (voir Charbit *et al.*, 1998 pour plus de détail sur la méthode), la mesure du K ayant été effectuée à Brest par ICP-AES. Les résultats sont consignés dans le tableau 7 et sont reportés sur la carte géologique.

Les données chronologiques antérieures (Goër de Herve *et al.*, 1991) ont conduit à placer la totalité de l'Aubrac dans le Miocène supérieur :

- un volcanisme précurseur s'est manifesté autour de 8,7 Ma ;
- quelques éruptions tardives dispersées semblent s'être poursuivies jusque vers 6,5 à 6 Ma, principalement aux abords de la vallée du Bès.

Mais l'essentiel de l'Aubrac (90 % du volume total) se serait édifié en un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de $7,5 \pm 0,13$ Ma (Goër de Herve *et al.*, 1994).

Onze nouvelles données ont été obtenues sur l'échantillonnage effectué lors des levés. Elles s'étendent de $8,72 \pm 0,18$ à $7,49 \pm 0,16$ Ma et définissent une période d'activité de $1,23 \pm 0,17$ Ma. L'échantillon le plus ancien correspond à une coulée située au village de Plagnes (AB93, $8,72 \pm 0,18$ Ma), à la base de l'empilement des formations volcaniques et au contact avec le socle sous-jacent. La coulée la plus récente, datée à $7,76 \pm 0,16$ Ma (AB103), est celle de Fontanilles-Haut, située au niveau de l'alignement NW-SE des sommets actuels. Globalement, la succession des âges obtenus est en accord avec la position stratigraphique des coulées. On note cependant que la plupart des coulées en position axiale (Alte-Teste AB86 : $8,61 \pm 0,18$ Ma ; Pont des Nègres AB124 : $8,43 \pm 0,18$ Ma) sont plus anciennes que celles formant les reliefs inversés en direction de la vallée du Lot et donc plus périphériques (les Enfrux AB51 : $8,19 \pm 0,17$ Ma ; les Brasses AB81 : $8,16 \pm 0,17$ Ma ; Borie de Brassenq AB66 : $8,02$

Éch.	Nature localisation	Poids fondu (g)	K* (pds %)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-11} mol/g)	$^{40}\text{Ar}^*$ moy. pond. $\pm 1\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ Ma																																																																																																																	
AB22	Basalte alcalin Condaminnes	1,16671	1,387 \pm 0,014	32,774	1,842	1,870 \pm 0,007	7,76 \pm 0,16																																																																																																																	
		1,06421		44,617	1,900			AB45	Hawaïlle Pic de Mus	1,03937	1,501 \pm 0,015	62,036	1,942	1,954 \pm 0,007	7,49 \pm 0,16	1,08162	65,638	1,967	AB46	Basalte Le Garbais	1,01770	1,846 \pm 0,019	49,451	2,559	2,583 \pm 0,009	8,05 \pm 0,17	1,02109	56,707	2,609	AB51	Hawaïlle Les Eriflux	1,04795	1,459 \pm 0,015	56,377	2,064	2,077 \pm 0,007	8,19 \pm 0,17	1,35515	60,158	2,090	AB56	Hawaïlle Belvezet	1,15228	1,638 \pm 0,016	75,795	2,332	2,326 \pm 0,008	8,17 \pm 0,17	1,07819	76,324	2,312	AB96	Basalte Sotte de Brasseng	1,19327	1,138 \pm 0,011	48,842	1,585	1,594 \pm 0,006	8,02 \pm 0,17	1,03184	61,323	1,599	AB81	Basalte alcalin Les Brassas	0,95891	1,493 \pm 0,015	30,536	2,133	2,117 \pm 0,008	8,16 \pm 0,17	0,96435	51,165	2,103	AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18	1,16597	59,571	1,793	AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*	
AB45	Hawaïlle Pic de Mus	1,03937	1,501 \pm 0,015	62,036	1,942	1,954 \pm 0,007	7,49 \pm 0,16																																																																																																																	
		1,08162		65,638	1,967			AB46	Basalte Le Garbais	1,01770	1,846 \pm 0,019	49,451	2,559	2,583 \pm 0,009	8,05 \pm 0,17	1,02109	56,707	2,609	AB51	Hawaïlle Les Eriflux	1,04795	1,459 \pm 0,015	56,377	2,064	2,077 \pm 0,007	8,19 \pm 0,17	1,35515	60,158	2,090	AB56	Hawaïlle Belvezet	1,15228	1,638 \pm 0,016	75,795	2,332	2,326 \pm 0,008	8,17 \pm 0,17	1,07819	76,324	2,312	AB96	Basalte Sotte de Brasseng	1,19327	1,138 \pm 0,011	48,842	1,585	1,594 \pm 0,006	8,02 \pm 0,17	1,03184	61,323	1,599	AB81	Basalte alcalin Les Brassas	0,95891	1,493 \pm 0,015	30,536	2,133	2,117 \pm 0,008	8,16 \pm 0,17	0,96435	51,165	2,103	AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18	1,16597	59,571	1,793	AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40						
AB46	Basalte Le Garbais	1,01770	1,846 \pm 0,019	49,451	2,559	2,583 \pm 0,009	8,05 \pm 0,17																																																																																																																	
		1,02109		56,707	2,609			AB51	Hawaïlle Les Eriflux	1,04795	1,459 \pm 0,015	56,377	2,064	2,077 \pm 0,007	8,19 \pm 0,17	1,35515	60,158	2,090	AB56	Hawaïlle Belvezet	1,15228	1,638 \pm 0,016	75,795	2,332	2,326 \pm 0,008	8,17 \pm 0,17	1,07819	76,324	2,312	AB96	Basalte Sotte de Brasseng	1,19327	1,138 \pm 0,011	48,842	1,585	1,594 \pm 0,006	8,02 \pm 0,17	1,03184	61,323	1,599	AB81	Basalte alcalin Les Brassas	0,95891	1,493 \pm 0,015	30,536	2,133	2,117 \pm 0,008	8,16 \pm 0,17	0,96435	51,165	2,103	AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18	1,16597	59,571	1,793	AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																	
AB51	Hawaïlle Les Eriflux	1,04795	1,459 \pm 0,015	56,377	2,064	2,077 \pm 0,007	8,19 \pm 0,17																																																																																																																	
		1,35515		60,158	2,090			AB56	Hawaïlle Belvezet	1,15228	1,638 \pm 0,016	75,795	2,332	2,326 \pm 0,008	8,17 \pm 0,17	1,07819	76,324	2,312	AB96	Basalte Sotte de Brasseng	1,19327	1,138 \pm 0,011	48,842	1,585	1,594 \pm 0,006	8,02 \pm 0,17	1,03184	61,323	1,599	AB81	Basalte alcalin Les Brassas	0,95891	1,493 \pm 0,015	30,536	2,133	2,117 \pm 0,008	8,16 \pm 0,17	0,96435	51,165	2,103	AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18	1,16597	59,571	1,793	AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																												
AB56	Hawaïlle Belvezet	1,15228	1,638 \pm 0,016	75,795	2,332	2,326 \pm 0,008	8,17 \pm 0,17																																																																																																																	
		1,07819		76,324	2,312			AB96	Basalte Sotte de Brasseng	1,19327	1,138 \pm 0,011	48,842	1,585	1,594 \pm 0,006	8,02 \pm 0,17	1,03184	61,323	1,599	AB81	Basalte alcalin Les Brassas	0,95891	1,493 \pm 0,015	30,536	2,133	2,117 \pm 0,008	8,16 \pm 0,17	0,96435	51,165	2,103	AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18	1,16597	59,571	1,793	AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																							
AB96	Basalte Sotte de Brasseng	1,19327	1,138 \pm 0,011	48,842	1,585	1,594 \pm 0,006	8,02 \pm 0,17																																																																																																																	
		1,03184		61,323	1,599			AB81	Basalte alcalin Les Brassas	0,95891	1,493 \pm 0,015	30,536	2,133	2,117 \pm 0,008	8,16 \pm 0,17	0,96435	51,165	2,103	AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18	1,16597	59,571	1,793	AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																																		
AB81	Basalte alcalin Les Brassas	0,95891	1,493 \pm 0,015	30,536	2,133	2,117 \pm 0,008	8,16 \pm 0,17																																																																																																																	
		0,96435		51,165	2,103			AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18	1,16597	59,571	1,793	AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																																													
AB96	K-trachybasalte Puech d'Ale-Teste	1,06491	1,194 \pm 0,012	40,896	1,781	1,787 \pm 0,006	8,61 \pm 0,18																																																																																																																	
		1,16597		59,571	1,793			AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18	0,96874	55,984	3,024	AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																																																								
AB93	Basalte Piagnes	0,96331	1,996 \pm 0,020	44,531	3,030	3,027 \pm 0,005	8,72 \pm 0,18																																																																																																																	
		0,96874		55,984	3,024			AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17	1,04604	51,554	1,130	AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																																																																			
AB103	Basalte subalcalin Fontailles-Haut	0,99605	0,802 \pm 0,008	40,445	1,073	1,100 \pm 0,004	7,88 \pm 0,17																																																																																																																	
		1,04604		51,554	1,130			AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18	1,24661	52,477	2,054	AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																																																																														
AB124	Basalte Pont des Nègres	1,07579	1,392 \pm 0,014	63,158	2,026	2,040 \pm 0,007	8,43 \pm 0,18																																																																																																																	
		1,24661		52,477	2,054			AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																																																																																									
AU14*	Basalte alcalin Pont des Nègres*		1,46		1,82		7,20 \pm 0,40																																																																																																																	

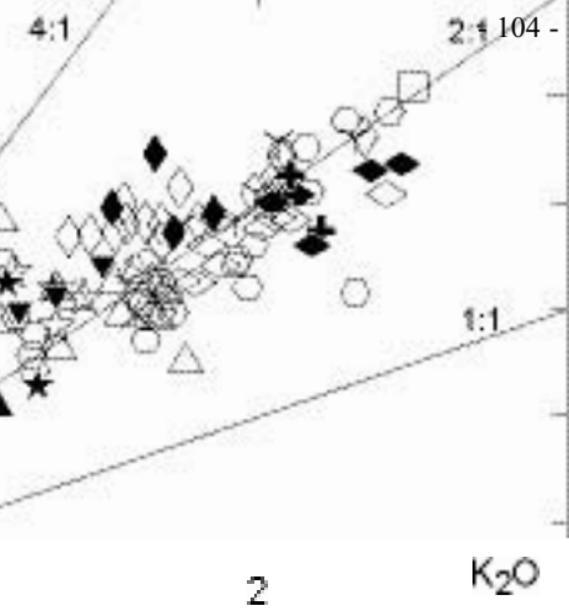
Tabl. 7 - Datations K-Ar d'échantillons sélectionnés (réalisées sur mésostases séparées)

$\pm 0,17$ Ma). Chronologiquement, les activités intrusive et effusive sont relativement concomitantes, bien que la première soit plus récente, de $8,17 \pm 0,17$ à $7,49 \pm 0,16$ Ma. De même, le lac de lave de la carrière de Condamines, en position périphérique, a eu une activité relativement récente ($7,76 \pm 0,16$ Ma).

L'échantillon AB46 de la protrusion de le Gibertès a été spécialement daté du fait de sa grande richesse en néphéline normative et également de sa position excentrée par rapport au massif de l'Aubrac. Son âge ($8,05 \pm 0,17$ Ma) est compatible avec ceux obtenus sur l'ensemble de la carte et ceux de l'Aubrac en général. Les échantillons fortement sous-saturés en silice de la feuille (AB46 et AB47) ne peuvent donc pas être mis en relation avec les roches équivalentes connues dans les autres régions volcaniques du Massif central (Forez, Hernandez, 1976 ; Sillon houiller, Maury et Varet, 1980) ayant des âges nettement plus anciens (anté - 10 Ma).

L'échantillon basanitique AB124 du Pont des Nègres a été daté sur mésostase séparée à $8,43 \pm 0,17$ Ma. Il a été précédemment daté à $7,20 \pm 0,40$ Ma (basalte alcalin AU14, tabl. 1) par J.-C. Baubron et J. Demange (1982) sur roche totale. Des âges différents obtenus sur des coulées identiques sont courants lorsque les méthodes de datation sont différentes (voir par exemple Guillou *et al.*, 2005). Cependant, les âges obtenus sur roche totale sont généralement plus anciens que ceux obtenus sur mésostase séparée, du fait de la prise en compte des phénocristaux dans la première méthode. Le fait que les échantillons AB124 et AU14 n'aient pas un âge similaire ne provient donc pas directement de la différence de méthodes de datation mais vraisemblablement du fait de la qualité d'échantillonnage et/ou d'analyse (ceci peut également expliquer le fait que la coulée AB124 du Pont des Nègres soit une basanite et que l'échantillon AU14 de la même coulée ait été considéré comme un basalte alcalin). En effet, l'échantillon AU14 présente une concentration en K et un pourcentage atmosphérique supérieur à ceux de l'échantillon AB124. Il semble donc plus altéré, ce qui expliquerait une augmentation du K et une perte d'Ar. La surestimation du K, du fait d'un échantillon trop altéré ou d'une analyse de moins bonne qualité, provoque une sous-estimation de la teneur en argon fils ($^{40}\text{Ar}^*$) et peut entraîner une sous-estimation de l'âge.

Il est donc toujours assez délicat de comparer des âges de la littérature avec ceux nouvellement obtenus. Cependant, nos nouveaux âges s'intègrent bien dans la gamme de ceux compilés par A. Goër de Herve *et al.* (1991). Ils sont néanmoins légèrement plus anciens que l'âge moyen estimé (7,50 Ma) pour l'édification de l'essentiel de l'Aubrac par A. Goër de Herve *et al.* (1991). Ceci peut être lié, d'une part à la position relativement périphérique de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt (extrémité sud-est de l'Aubrac), l'activité récente pouvant s'être concentrée plus au Nord-Ouest, et d'autre part à la faible épaisseur des formations volcaniques sur la carte (~ 100 m sous le Signal de Mailhe Biau), qui peut également être mise en relation avec un déplacement des points de sortie



- ☆ Basalte subalkalin
- ★ Basalte subalkalin cumulatif
- ✕ Basalte subalkalin à enclaves
- ◇ Hawaite
- ◆ Hawaite à enclaves
- Trachybasalte potassique
- ◼ Trachybasalte potassique à enclaves
- Mugéante

ant Na_2O en fonction de K_2O

vers le Nord-Ouest, mais également avec l'érosion glaciaire qui aurait plus amplement abrasé le massif dans sa partie sud-ouest (où les morphologies glaciaires sont encore bien visibles, Rousset, 1963).

Les laves de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt sont très peu différenciées mais très diversifiées. Dans le diagramme de variation du total des alcalins en fonction de la silice (TAS ; fig. 1), la majeure partie d'entre elles se placent dans les champs basaltiques (microbasaltes, basanites, basaltes alcalins à néphéline normative et basaltes subalcalins à hyperstène normatif). Les laves intermédiaires, moins abondantes, se placent dans le champ des trachybasaltes (hawaiites pour $\text{Na}_2\text{O}-2 > \text{K}_2\text{O}$ et K-trachybasalte pour $\text{Na}_2\text{O}-2 < \text{K}_2\text{O}$) et un seul échantillon dans le champ des mugéarites.

L'ensemble de ces laves est à dominante sodique avec des rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ variant de 1 : 1 à 4 : 1, avec une répartition dominante des laves pour un rapport de 2 : 1 (fig. 3).

Étude minéralogique

La plupart des laves présentent une texture plus ou moins porphyrique, parfois même cumulative. Les phénocristaux les plus représentatifs sont l'olivine et le clinopyroxène. Les feldspaths s'expriment le plus souvent sous forme de microlites dans la mésostase, à l'exception de certaines basanites les plus évoluées et des trachybasaltes et mugéarites où apparaissent des phénocristaux et microphénocristaux de plagioclase. Les oxydes ferrotitanés sont généralement discrets en phénocristaux.

Basanites. Contenant de 3,45 à 10,19 % de néphéline normative (mis à part les échantillons AB46 et AB47), elles sont généralement porphyriques (5 à 20 % de phénocristaux). Les phénocristaux d'olivine (Fo 65-83) souvent iddingsitisées et de clinopyroxène (fassaïte, diopside) y sont très abondants par rapport aux oxydes ferro-titanés (ulv 35-72, ilm 95). Les mêmes minéraux sont présents dans la mésostase, plus des microlites de labrador (An 31-49). Les microphénocristaux de plagioclase qui apparaissent dans les basanites les plus évoluées sont généralement des andésines.

Les échantillons AB46 et AB47 des deux protrusions de le Gibertès et le Buisson sont particulièrement sous-saturés en silice et riches en néphéline normative (17 à 20 %). Leur pâte est très mal cristallisée et ne permet pas l'identification de microcristaux de néphéline, ce qui pose problème pour expliquer leur richesse en néphéline normative.

Basaltes alcalins et basaltes subalcalins. Ce sont également des laves souvent porphyriques et parfois cumulatives à phénocristaux d'olivine (Fo 60-83), de

clinopyroxène diopsidique et augitique, de bytownite, de labrador et d'andésine (An 29-57) et de titanomagnétite (ulv 50-80, ilm 92-99). La mésostase contient le même type de minéralogie, avec parfois quelques microlites de feldspath potassique de type anorthose.

Trachybasaltes. Qu'il s'agisse d'hawaïites ou de K-trachybasaltes, elles contiennent en général des phénocristaux d'olivine (Fo 65-83), de clinopyroxène diopsidique et augitique et de titanomagnétite (ulv 40-80). Les phénocristaux de plagioclase des hawaïites (An 33-75, labrador à oligoclase) sont globalement plus évolués que ceux des K-trachybasaltes (An 20-65, bytownite à andésine). Les mêmes minéraux sont présents dans la mésostase.

Mugéarites. De texture microlitique, ces laves contiennent des phénocristaux de plagioclase (labrador, plus rarement oligoclase) et quelques microcristaux d'apatite. La mésostase, essentiellement constituée de microlites de plagioclase et de feldspaths potassiques, contient également de l'olivine, du clinopyroxène et des oxydes ferro-titanés.

La minéralogie ne constitue pas un critère formel d'identification pour séparer les différents types de lave par une seule approche microscopique, puisqu'on trouve des microphénocristaux de plagioclase dans certaines laves basaltiques et de l'olivine en abondance dans les trachybasaltes. De même, il apparaît délicat de parler d'évolution minéralogique puisque la présence et la composition des différents types de cristaux sont relativement constantes des laves basaltiques aux laves intermédiaires.

Des critères d'individualisation supplémentaires ont été parfois ajoutés pour les unités laviques. Ils sont d'ordre minéralogique :

Accumulation de phénocristaux de clinopyroxène. Il existe plusieurs générations de clinopyroxène dans les laves aubraciennes puisqu'on les trouve sous forme de très gros phénocristaux (jusqu'au centimètre), de phénocristaux, de microphénocristaux et de microcristaux dans la mésostase.

Les laves cumulatives, le plus souvent de composition basaltique, sont en fait accumulées en phénocristaux de clinopyroxène, lesquels présentent le plus souvent un zonage optique et chimique très net, avec des cœurs augitiques à texture spongieuse de déstabilisation et des bordures diopsidiques, ce qui traduit une diminution du Mg et une augmentation du Ca au cours de la croissance des phénocristaux.

Des laves basaltiques aux trachybasaltes, les teneurs en Ti et Al_{total} des clinopyroxènes augmentent avec la diminution de Mg ($0,02 < Ti < 0,18$; $0,1 < Al_{\text{total}} < 0,45$). L'enrichissement en Al^{VI} (de 0 à 0,1) correspond généralement à celui du Fe^{3+} (de 0,05 à 0,15), dont l'entrée dans le clinopyroxène oblige

d'avantage d'Al^{VI} à intégrer le site M1 de ce minéral (Gibb, 1973). L'enrichissement en Al^{IV} serait dû à la cristallisation des olivines et du clinopyroxène qui enrichissent le liquide en Al au cours de son évolution.

Différents auteurs ont montré l'importance des variations des teneurs en Al en relation avec les conditions de pression. Al tend à intégrer le site tétraédrique du clinopyroxène à haute température et son site octaédrique à haute pression (Aoki et Kushiro, 1968). S.-Y. Wass (1979) et P. Thy (1991) ont également mis en relation les teneurs en Al et en Ti afin de caractériser les conditions de pression sous lesquelles cristallisent les clinopyroxènes. Ainsi, pour de faibles variations d'Al et Ti, il n'y a que de faibles variations de pression. Quand la pression augmente, les rapports Al^{VI}/Al^{IV} et Ti/Al_{total} augmentent (Aoki et Kushiro, 1968 ; Thy, 1991).

Al_{total} et Ti montrent une bonne corrélation avec un regroupement des cœurs de phénocristaux à $1:8 < \text{Ti}/\text{Al}_{\text{total}} < 1:4$ et des bordures et microcristaux à $1:4 < \text{Ti}/\text{Al}_{\text{total}} < 1:2$ (fig. 4a). Selon P. Thy (1991), les cœurs de phénocristaux auraient cristallisé à des pressions plus importantes (10 kbar, ~ 30 km) que les bordures correspondantes et les microcristaux plus tardifs (1 bar, ~ 3 km). Ainsi, une diminution importante de pression peut être envisagée entre la cristallisation des cœurs de phénocristaux et leurs bordures pour lesquelles les conditions de cristallisation, identiques à celles des microcristaux, sont relativement proches de la surface.

Les rapports Al^{VI}/Al^{IV} varient de manière importante : de 1:2 à 1:10 pour les cœurs de phénocristaux et de 1:3 à 1:20 pour les bordures et les microcristaux, et environ la moitié des cœurs mesurés se place dans le champ des roches mantelliques (fig. 4b). Ceci peut signifier qu'ils proviennent de roches péridotitiques profondes, c'est-à-dire des nodules de péridotite, qui sont parfois nombreux en enclave dans les laves aubraciennes.

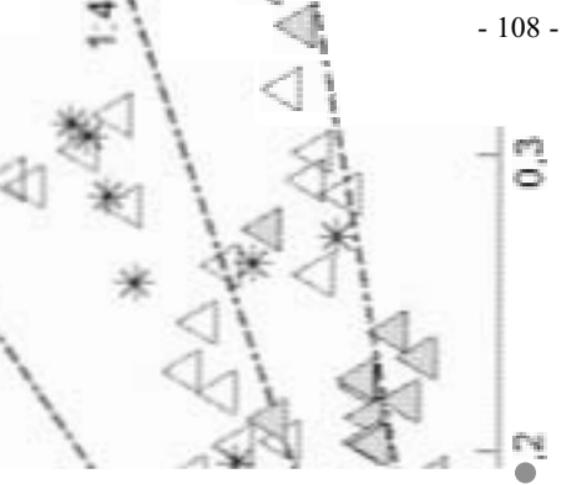
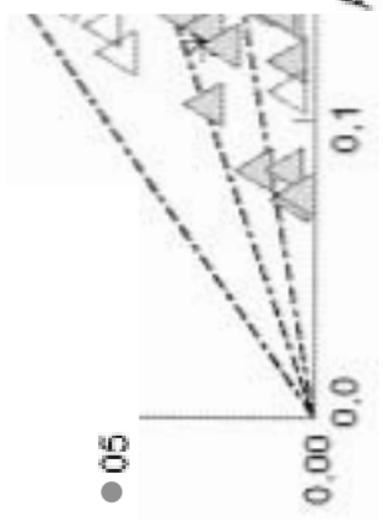
L'accumulation des phénocristaux de clinopyroxène dans les laves aubraciennes témoigne d'une origine profonde des cœurs de phénocristaux, qui ont ensuite poursuivi leur croissance dans le liquide magmatique sous des conditions plus superficielles (réservoir magmatique superficiel ou filons d'alimentation). Ceci est en accord avec l'apparition précoce des clinopyroxènes observée dans les laves de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt et déjà notée par A. Goër de Herve *et al.* (1994) pour les laves de la feuille de Nasbinals.

Nodules de péridotite. La présence de ces nodules de taille centimétrique à pluricentimétrique est assez fréquente dans les laves de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt. Ils sont constitués d'un assemblage d'olivine (Fo 65-75), de clinopyroxène (augite), d'orthopyroxène (clinoenstatite), de chromite et d'amphibole toujours résorbée. Ce sont des lherzolites.

5

Ti • •

• 05



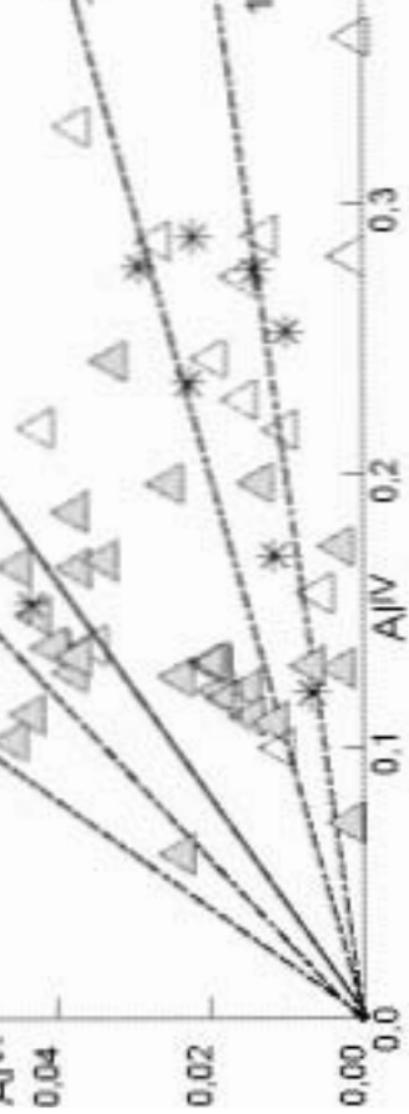


Fig. 4 et b - Diagrammes (a) Ti en fonction de Al_{III} et (b) Al^{III} en fonction de Al^{IV} reflétant les conditions de cristallisation des clinopyroxènes. (a) Les rapports indiqués sur les droites correspondent au rapport Ti/Al_{III} et les valeurs de pression correspondantes sont indiquées (Thy, 1968). Les rapports indiqués sur les droites en pointillés correspondent au rapport Al^{III}/Al^{IV} le trait plein est le rapport de pression selon Agui et Kushiro (1988).

n° éch.	94	170	43	46	47	48	50	58	62
nature pétro	pB	pB	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
							π		
SiO ₂	43,80	44,10	45,50	42,20	42,30	45,00	48,50	44,60	44,00
TiO ₂	2,64	2,61	2,80	3,20	3,21	3,26	2,35	3,00	3,15
Al ₂ O ₃	13,02	12,42	16,00	13,70	13,72	16,20	16,90	15,10	14,80
Fe ₂ O ₃ *	12,30	12,40	12,10	13,00	12,83	13,00	11,25	12,82	12,70
MnO	0,18	0,18	0,19	0,21	0,20	0,20	0,21	0,19	0,19
MgO	11,42	11,16	4,78	9,37	8,90	5,72	3,27	7,82	7,52
CaO	11,70	11,85	8,20	10,60	10,60	9,15	7,30	9,80	10,10
Na ₂ O	2,23	2,36	3,61	4,26	3,74	3,21	4,61	3,06	3,11
K ₂ O	0,60	0,57	1,98	2,10	2,20	1,96	2,31	1,82	1,70
P ₂ O ₅	0,49	0,51	0,69	0,76	0,78	0,78	1,22	0,67	0,75
PF	1,76	1,28	3,83	0,38	1,12	1,55	1,48	1,10	1,76
total	100,14	99,44	99,68	99,78	99,80	100,01	99,40	99,58	99,78
ne	3,59	3,55	4,02	19,88	17,02	4,56	3,92	5,50	6,99
ol	20,78	19,10	13,26	15,52	15,25	14,42	11,43	16,55	15,48
hy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	97,00	49,5	42,0	50,0	53,0	41,0	54,5	35,5	39,0
Sr	645,00	643	850	945	944	690	1030	730	780
Ba	263,00	335	540	580	585	485	550	370	415
Sc	32,00	31,0	15,0	21,0	21,0	17,0	9,00	22,5	23,0
V	280,00	277	191	278	282	260	121	275	275
Cr	460,00	596	72,0	162	139	42,0	6,00	146	166
Co	56,00	56,0	37,0	52,0	52,0	36,0	21,0	46,0	43,0
Ni	263,00	225	59,0	162	148	36,0	8,00	96,0	100
Y	25,00	25,0	26,5	29,0	29,0	30,5	36,5	31,0	30,5
Zr	210,00	210	292	308	315	300	445	272	312
Nb	55,00	53,0	79,0	82,0	82,0	79,0	105	69,0	85,0
La	41,00	39,0	48,0	56,0	56,0	52,0	71,0	51,0	60,0
Ce	83,00	60,5	96,0	115	112	106	146	106	125
Nd	41,00	40,0	46,0	53,0	53,0	50,0	66,0	47,0	54,0
Sm	8,00	8,00	9,00	10,4	10,4	10,3	12,9	9,40	10,7
Eu	2,33	2,30	2,80	3,27	3,23	2,95	3,75	2,89	3,19
Gd	6,70	6,75	7,60	8,20	8,40	7,75	9,60	7,30	7,70
Dy	5,00	4,85	5,40	5,90	5,90	6,10	7,20	5,90	6,10
Er	2,20	2,20	2,30	2,20	2,40	2,70	3,20	2,50	2,70
Yb	1,85	1,82	1,95	1,84	1,80	2,34	2,78	2,24	2,28
Th	4,10	4,15	5,35	6,15	6,15	5,35	7,40	5,20	6,10

Tabl. 8 - Analyses en roches totales des échantillons de roches volcaniques de la feuille Saint-Geniez-d'Olt

n° éch.	64	66	70	78	79	85	89	90	91
nature pétro	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
					π -qtz				
SiO ₂	44,30	44,70	43,80	44,00	46,80	44,75	46,80	44,10	43,50
TiO ₂	3,18	2,53	2,58	3,15	2,74	3,35	2,80	3,47	3,43
Al ₂ O ₃	14,90	12,80	12,70	14,80	16,35	14,75	15,36	15,50	15,36
Fe ₂ O ₃ *	12,78	12,62	12,75	12,74	11,85	13,20	12,10	13,30	13,30
MnO	0,20	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,20	0,20	0,21
MgO	6,92	11,00	10,40	7,62	5,36	7,80	6,60	6,57	6,11
CaO	10,30	11,45	12,00	9,90	8,14	9,75	8,65	9,54	9,52
Na ₂ O	2,97	2,42	2,57	2,71	4,58	3,44	3,47	3,41	3,61
K ₂ O	1,72	1,27	1,26	1,63	2,06	1,17	1,93	1,92	1,98
P ₂ O ₅	0,79	0,54	0,50	0,73	0,78	0,85	0,78	0,86	0,86
PF	2,01	0,10	1,08	2,33	0,73	0,81	2,08	1,01	1,67
total	100,07	99,62	99,84	99,80	99,59	100,06	99,77	99,88	99,55
ne	5,60	5,61	6,30	3,88	9,16	5,27	4,54	7,78	9,67
ol	14,42	19,68	17,66	16,65	12,95	16,72	15,65	14,78	13,71
hy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	40,0	28,5	27,0	46,5	45,5	25,0	46,5	78,0	44,0
Sr	805	605	560	860	890	832	942	1260	908
Ba	430	315	305	408	498	365	610	525	495
Sc	23,0	30,0	31,0	23,0	16,0	21,0	18,0	18,5	18,5
V	280	265	300	274	208	261	214	268	270
Cr	154	440	430	160	76,0	169	118	60,0	66,0
Co	44,0	57,0	58,0	43,0	35,0	47,0	37,5	42,0	41,5
Ni	102	240	225	98,0	63,0	133	86,0	65,0	63,0
Y	32,5	28,0	26,5	30,5	33,0	30,5	32,0	32,5	33,0
Zr	320	230	210	323	348	331	348	325	327
Nb	85,0	65,0	60,0	86,0	90,0	74,0	93,5	91,0	92,0
La	61,0	41,0	39,0	60,0	62,0	49,0	65,0	61,0	62,0
Ce	127	87,5	83,0	120	123	104	130	125	125
Nd	56,0	40,0	39,0	55,0	53,0	52,0	58,0	58,0	58,0
Sm	11,1	8,50	8,00	10,4	10,5	10,5	11,1	11,1	11,4
Eu	3,27	2,54	2,43	3,16	3,23	3,21	3,24	3,30	3,36
Gd	8,20	6,30	6,20	8,30	8,10	8,30	8,40	8,90	8,80
Dy	6,25	5,30	5,15	6,00	6,40	6,15	6,35	6,60	6,60
Er	2,80	2,50	2,30	2,60	2,90	2,60	2,80	2,80	2,80
Yb	2,37	2,15	1,98	2,20	2,50	2,17	2,38	2,30	2,41
Th	6,40	3,95	3,80	6,05	6,50	4,40	6,80	6,35	6,30

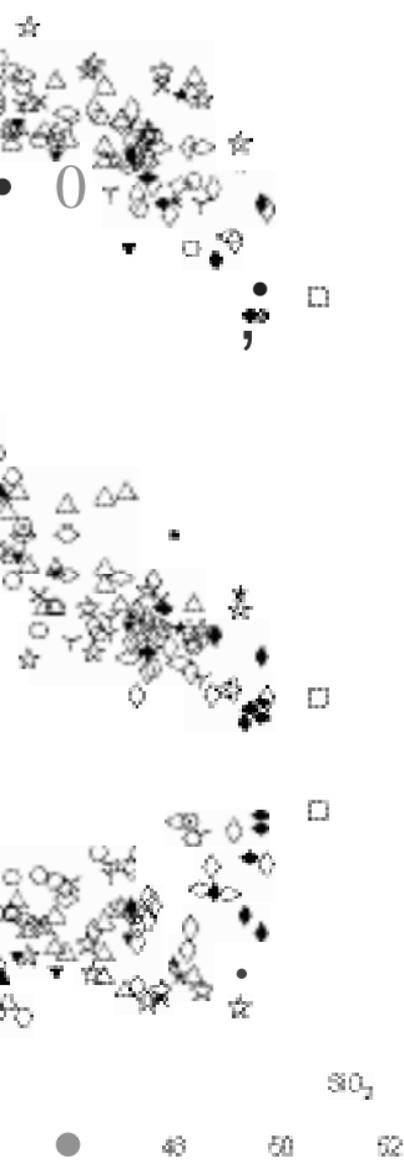
Tabl. 8 - Analyses en roches totales des échantillons de roches volcaniques de la feuille Saint-Geniez-d'Olt (suite)

n° éch.	93	114	120	124	127	128	130	131	132
nature pétro	Bas								
					κ		κ		
SiO ₂	48,30	44,70	48,35	44,70	46,80	47,35	46,10	44,00	44,50
TiO ₂	2,45	2,98	2,39	2,86	2,77	2,83	2,86	3,04	3,00
Al ₂ O ₃	16,45	13,69	16,92	14,60	16,00	16,30	16,65	15,00	13,37
Fe ₂ O ₃ *	10,85	12,85	11,54	12,52	11,40	11,20	12,32	12,85	12,70
MnO	0,20	0,19	0,24	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20	0,18
MgO	4,45	8,88	3,57	8,10	6,04	5,05	4,73	7,37	9,65
CaO	8,00	10,64	7,92	9,69	8,43	8,00	8,00	9,75	10,50
Na ₂ O	4,85	3,25	4,77	3,25	4,10	4,52	3,82	3,33	2,76
K ₂ O	2,42	0,88	2,28	1,68	1,99	2,15	1,92	0,88	1,27
P ₂ O ₅	0,78	0,72	1,25	0,73	0,75	0,85	0,88	0,88	0,60
PF	1,27	1,21	0,48	1,41	1,14	1,43	1,88	2,04	1,04
total	99,82	99,97	99,71	99,74	99,61	99,68	99,36	99,14	99,57
ne	9,29	5,59	6,45	6,72	6,75	7,41	3,45	4,25	4,66
ol	10,08	17,00	11,03	16,94	13,72	11,69	13,47	15,98	17,75
hy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	62,0	86,0	59,0	37,0	46,5	55,0	37,0	51,0	29,0
Sr	970	728	1095	762	882	995	948	765	678
Ba	650	470	570	392	585	658	490	417	398
Sc	14,0	25,0	8,80	20,0	16,5	14,4	12,7	22,0	25,0
V	179	276	144	231	203	181	190	279	270
Cr	66,0	335	7,00	212	92,0	69,0	3,00	137	368
Co	30,5	52,0	22,5	44,0	36,0	35,0	32,0	45,0	55,0
Ni	47,5	168	8,00	146	79,0	71,0	12,5	93,0	247
Y	32,0	30,0	38,5	28,5	29,4	31,0	30,0	28,5	25,5
Zr	430	278	442	283	326	365	311	263	233
Nb	115	69,0	116	76,0	91,0	96,0	82,0	69,0	60,0
La	76,0	50,0	85,0	54,0	61,5	65,0	55,0	47,5	42,0
Ce	145	100	172	110	115	131	114	100	87,0
Nd	61,0	48,0	78,0	53,0	53,0	60,0	55,0	48,0	42,5
Sm	11,2	9,30	13,8	10,0	9,40	10,5	10,1	9,10	8,50
Eu	3,13	2,89	3,97	2,82	2,84	3,12	3,10	2,72	2,54
Gd	8,50	7,50	10,0	7,50	7,60	8,30	8,10	7,50	7,10
Dy	6,30	5,70	7,90	5,80	5,70	5,90	5,70	5,45	5,00
Er	2,90	2,50	3,50	2,50	2,50	2,70	2,70	2,60	2,20
Yb	2,57	2,10	2,97	2,12	2,14	2,30	2,32	2,20	1,88
Th	9,80	5,05	8,90	6,05	7,45	7,75	5,90	5,15	5,00

Tabl. 8 - Analyses en roches totales des échantillons de roches volcaniques de la feuille Saint-Geniez-d'Olt (suite)

n° éch.	140	152	157	162	167	168	172	175	179
nature pétro	Bas								
			κ				κ		
SiO ₂	45,20	44,00	44,30	46,60	45,00	44,60	45,20	47,60	44,25
TiO ₂	2,97	3,00	3,20	2,87	2,78	3,21	3,13	2,69	3,18
Al ₂ O ₃	14,40	14,65	15,35	16,45	13,60	15,28	14,60	17,15	15,10
Fe ₂ O ₃ *	12,80	12,72	13,00	12,40	12,20	12,60	12,58	12,15	12,75
MnO	0,19	0,19	0,19	0,21	0,19	0,19	0,18	0,20	0,19
MgO	7,92	7,62	7,34	4,50	9,23	6,20	7,48	4,15	6,55
CaO	10,10	9,96	9,60	8,15	11,00	9,50	9,95	7,50	9,70
Na ₂ O	3,68	2,93	3,81	4,10	2,97	3,15	3,28	4,45	3,00
K ₂ O	0,85	1,21	1,75	2,16	1,68	2,31	1,57	2,07	1,64
P ₂ O ₅	0,63	0,68	0,75	1,10	0,70	0,87	0,67	0,94	0,78
PF	1,04	2,94	-0,10	0,80	0,64	1,60	0,92	0,58	2,33
total	99,78	99,90	99,28	99,34	99,99	99,51	99,52	99,46	99,47
ne	5,97	3,64	10,19	5,12	7,47	6,34	5,44	4,84	3,88
ol	15,23	16,04	14,74	12,41	15,69	13,13	14,39	12,55	14,26
hy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	60,0	36,0	40,5	48,0	40,5	55,0	49,5	40,0	37,5
Sr	723	753	815	1005	760	814	833	930	822
Ba	397	414	454	530	491	490	400	510	435
Sc	23,0	22,0	20,5	13,0	26,0	19,0	23,0	11,8	20,0
V	265	270	265	181	262	241	265	168	247
Cr	254	171	118	16,0	381	93,0	194	2,50	110
Co	50,0	45,0	45,0	32,0	50,0	41,0	43,0	28,0	41,0
Ni	153	98,0	100	23,5	188	67,0	112	8,00	71,0
Y	26,5	28,5	30,5	36,0	28,0	33,0	28,6	31,5	30,0
Zr	254	269	282	413	255	355	285	330	325
Nb	67,0	70,0	66,0	99,0	72,0	66,0	70,5	67,5	61,0
La	43,0	48,0	53,0	67,0	55,0	56,5	46,0	59,0	51,5
Ce	69,0	99,0	109	138	110	117	96,0	122	109
Nd	44,0	47,0	52,0	66,0	50,0	57,0	49,0	57,5	53,0
Sm	8,50	9,00	9,90	12,3	9,20	10,9	9,40	10,8	10,3
Eu	2,62	2,68	2,90	3,53	2,65	3,15	2,76	3,10	3,01
Gd	7,30	7,70	8,00	9,60	7,40	9,00	7,80	8,70	8,45
Dy	5,25	5,50	6,05	7,00	5,40	6,40	5,75	6,25	6,10
Er	2,60	2,50	2,60	3,00	2,40	2,80	2,55	2,65	2,70
Yb	1,95	2,10	2,24	2,63	2,03	2,41	2,09	2,42	2,25
Th	4,70	5,65	5,60	6,60	6,65	6,65	4,90	5,85	6,20

Tabl. 8 - Analyses en roches totales des échantillons de roches volcaniques de la feuille Saint-Geniez-d'Olt (fin)



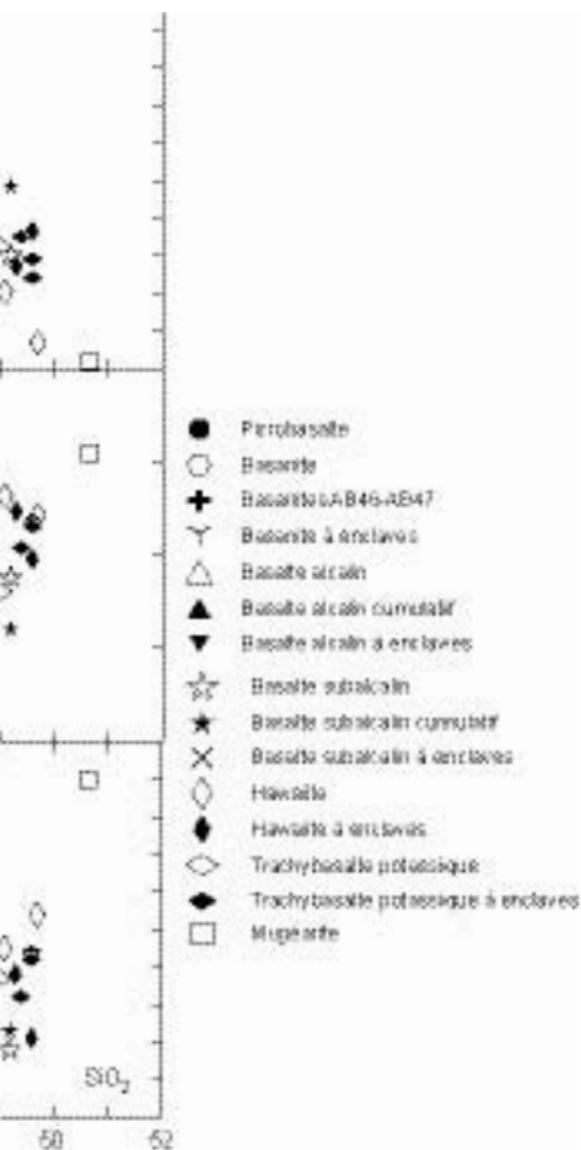


Diagramme de variation des éléments majeurs

Les cœurs augitiques déstabilisés des gros phénocristaux de clinopyroxène semblent provenir, pour partie, de la désagrégation de ces nodules de péridotite (cf. § précédent). De même, les microphénocristaux et phénocristaux d'amphibole, toujours déstabilisée ou transformée en agrégats de minéraux opaques, que l'on trouve dans les laves le plus souvent basiques, semblent provenir de ces mêmes nodules de péridotite.

Xénolites acides. Ils sont constitués de l'agglomération de xénocristaux de quartz disséminés dans la lave. Aux marges de ces xénolites, on observe des zones vitreuses dans lesquelles recristallisent des clinopyroxènes (fassaïte-augite) en forme de baguettes, de couleur jaune en lumière naturelle, disposées radialement autour des xénolites. La fréquence des pyroxènes est maximale dans la zone de passage des verres sous-saturés (à néphéline normative) aux verres saturés (à quartz normatif). D'après R.-C. Maury et H. Bizouard (1974), ces xénolites acides proviennent de la désagrégation et de la fusion partielle d'enclaves gneissiques et l'apparition des zones hybrides, au contact de la lave et des xénolites acides, correspond à un processus de diffusion et d'incorporation progressive de silice dans le liquide basaltique à la périphérie des xénocristaux de quartz.

La présence de ces enclaves (d'origine péridotitique ou acides) ayant une origine différente de celle du liquide magmatique et pouvant en modifier considérablement la composition chimique, nous conduit à les distinguer et nous amènera à ne pas considérer les laves en contenant dans la caractérisation géochimique des laves aubraciennes.

Éléments majeurs et en traces

Éléments majeurs. Les échantillons analysés (tabl. 8) sont relativement frais car les valeurs de leur perte au feu varient de - 0,30 à 3,83 %. Cependant, quelques échantillons contiennent de la calcite secondaire, des zéolites et de l'iddingsite témoignant d'une altération tardi- à post-magmatique. Dans ces échantillons, la perte au feu varie de 2,50 à 3,83 %, ce qui reste tout à fait satisfaisant.

Les diagrammes de Harker (fig. 5) pour les éléments majeurs montrent une diminution systématique des concentrations en Al_2O_3 , TiO_2 , $Fe_2O_3^*$, MgO et CaO et une augmentation de Na_2O et K_2O avec l'augmentation des concentrations en SiO_2 . Les concentrations en P_2O_5 restent relativement constantes, mais pour une gamme de valeurs assez étalée. Sa concentration est cependant maximale dans l'échantillon mugéaritique.

Éléments compatibles. Il existe relativement peu de laves basaltiques ayant les caractéristiques de magmas primaires à l'équilibre avec une source lherzolitique

(Co = 50 à 70 ppm et Ni = 200 à 500 ppm ; Allègre *et al.*, 1977 ; Villemant *et al.*, 1981). Les basaltes de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt sont donc majoritairement déjà légèrement évolués et l'abondance des éléments compatibles décroît rapidement avec l'augmentation des teneurs en Th (fig. 6).

Les diagrammes présentant Ni et Cr en fonction de Th (fig. 6) montrent l'importance d'avoir distingué les laves cumulatives et celles contenant des enclaves (notamment des nodules de péridotite). Certaines de ces laves présentent des teneurs très élevées en Ni et en Cr (notamment pour les trachybasaltes à enclaves) qui sont compatibles avec leur richesse en clinopyroxène et/ou en nodules de péridotite.

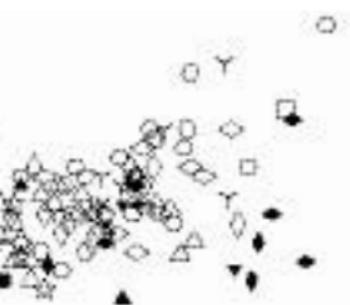
Éléments incompatibles. Les diagrammes de variation d'une sélection d'éléments en trace en fonction de Th sont présentés en figure 6. Ils montrent des comportements élémentaires généralement considérés comme liés à des processus de fractionnement. Les teneurs en Sr et Ba augmentent de façon constante, mais diminuent dans les basanites les plus évoluées et la mugéarite, témoignant de l'intervention du fractionnement du plagioclase. Les éléments en trace fortement incompatibles, tels que Nb et Zr, présentent des corrélations positives avec le Th. Les basanites AB46 et AB47 présentent les mêmes comportements que les autres basanites, excepté pour les Terres Rares lourdes qui ont des teneurs plus appauvries (figure 6).

Les spectres multiélémentaires normalisés au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989) sont présentés en figure 7 pour l'ensemble des laves. Ils sont caractérisés par des pentes assez fortes et une anomalie négative en K qui existe des laves basaltiques jusqu'aux laves intermédiaires et s'atténuent dans la mugéarite.

La basanite AB68 se distingue des autres échantillons avec une légère anomalie négative en Ce et un léger enrichissement en terres rares (fig. 7a). Ceci semble correspondre à un phénomène d'altération post-magmatique fréquemment observé dans les laves anté-quadernaire de régions tropicales (Cotten *et al.*, 1995) et ne semble pas avoir déjà été observé dans le Massif central.

Les basanites AB46 et AB47, particulièrement riches en néphéline normative, se distinguent des autres basanites par un léger appauvrissement en Terres Rares lourdes. Les spectres de ces deux laves croisent les spectres des autres basanites, qui sont parfaitement parallèles, au niveau du Dy (fig. 7a).

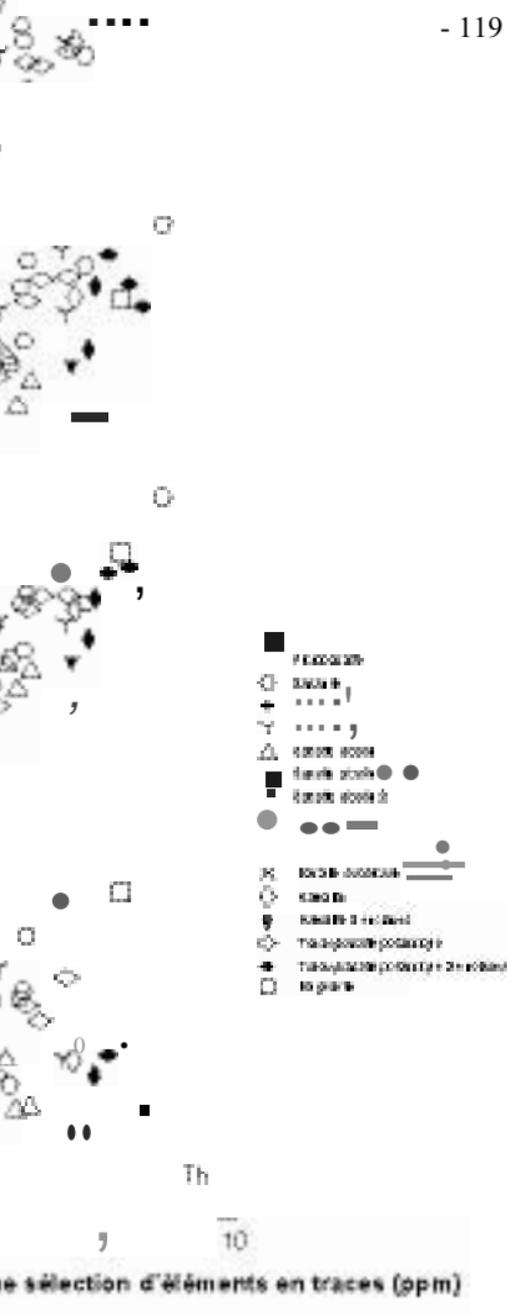
Du Rb jusqu'au La, les spectres des basaltes subalcalins, basaltes alcalins et basanites sont relativement plats et progressivement plus enrichis depuis les basaltes subalcalins jusqu'aux basanites, en passant par les basaltes subalcalins (fig. 7b). D'une manière générale, les pentes des spectres sont d'autant plus



Th

•

●



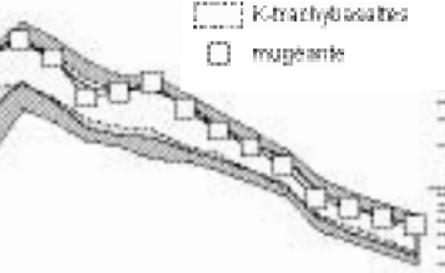


- basaltites
- basaltites alcalins
- basaltites subalcalins



La Ce Sr Nd P Zr Sm Eu Gd Dy Y Er Yb
rocher/Manteau primitif

- laves basaltiques
- hawaïtes
- K-trachybasaltites
- mugearite



La Ce Sr Nd P Zr Sm Eu Gd Dy Y Er Yb
rocher/Manteau primitif

élémentaires norm ●●●●●
Denough (1989) ■■■ laves de
basaltites ■ comparaison des basaltites
des basaltites subalcalins ; c. laves norméclaires

fortes que le caractère alcalin et sous-saturé en silice des laves basaltiques est affirmé, avec un enrichissement croissant en Terres Rares légères par rapport aux Terres Rares lourdes.

Les spectres des hawaïites, des K-trachybasaltes et de la mugéarite ne sont pas plus évolués que ceux des laves basaltiques (fig. 7c). Dans le détail, les spectres des laves intermédiaires croisent ceux des laves basaltiques au niveau des Terres Rares lourdes. Les spectres des hawaïites et des K-trachybasaltes s'étendent sur une gamme de valeurs très similaire, alors que le spectre de la mugéarite se situe dans les valeurs les plus élevées des trachybasaltes, avec toutefois une légère anomalie négative en Sr qui témoigne du fractionnement du plagioclase.

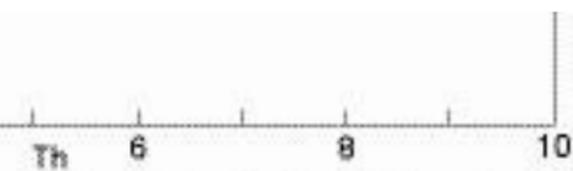
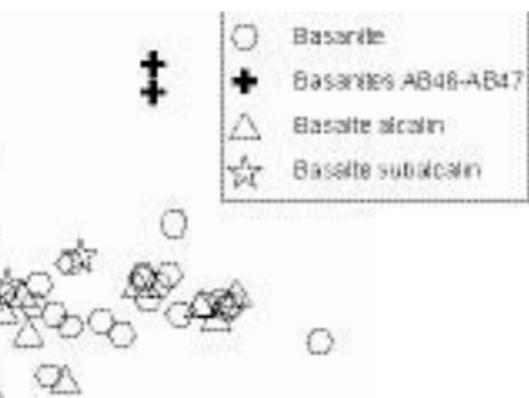
Sources mantelliques et fusion partielle

Les éléments majeurs et en trace permettent d'identifier deux types de magmas mafiques primaires sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt. Ces deux types sont riches en MgO (9,65-11,00 %), Co (53-58 ppm) et Ni (208-247 ppm) et correspondent à trois basanites (AB66, AB70, AB132) et un basalte alcalin (AB163).

Il est possible d'obtenir des informations sur la source de ces basaltes en appliquant la relation empirique proposée par F. Albarède (1992), afin d'estimer la pression à laquelle les magmas basaltiques de l'Aubrac se sont séparés de leur source péridotitique. Pour les trois basanites, les résultats varient entre 2,06 et 2,4 Gpa (~ 60-70 km) et pour le basalte alcalin, le résultat obtenu est de 2,0 Gpa (~ 60 km).

Les résultats obtenus, qui sont similaires pour les basanites et les basaltes alcalins, montrent que la source des laves aubraciennes se situe à une profondeur de l'ordre de 60 km, proche du changement de phase entre le spinelle et le grenat.

Étant donné que le grenat présente de forts coefficients de distribution pour les Terres Rares lourdes, le rapport Dy/Yb est sensible à la présence de grenat résiduel pendant les processus de fusion partielle. La diminution des taux de fusion partielle d'une lherzolite à grenat devrait donc se traduire par une augmentation des rapports La/Dy et Dy/Yb, ce qui ne sera pas le cas pour une source dépourvue de grenat. La variation des rapports La/Dy et Dy/Yb en fonction de Th est présentée en figure 8. Le rapport La/Dy augmente en fonction de Th, alors que le rapport Dy/Yb reste relativement constant pour les basanites, les basaltes alcalins et les basaltes subalcalins. Seules les deux basanites AB46 et AB47 présentent un rapport Dy/Yb élevé. Il semble n'y avoir pas ou peu de grenat à la source des laves basaltiques aubraciennes, excepté pour les basanites AB46 et AB47.



ts La/Dy et Dy/Yb en fonction de Th pour les laves

Les laves basaltiques ont été reportées dans le diagramme La/Yb en fonction d'Yb (fig. 9), sur lequel sont indiquées les tendances d'évolution par fusion non-modale d'une source enrichie en Terres Rares et dont la minéralogie varie entre une lherzolite à grenat et une lherzolite à spinelle (Lhur *et al.*, 1995). Le grenat présentant de forts coefficients de distribution pour les Terres Rares lourdes, sa présence en grande quantité dans la source fait diminuer la teneur en Yb des laves produites. Le rapport La/Yb est un bon indicateur de variation des taux de fusion partielle.

Les laves basaltiques présentent des teneurs en Yb relativement élevées. Leur rapport La/Yb est assez constant. Elles proviennent donc de sources relativement identiques ayant une composition de l'ordre de 70 % de spinelle et 30 % de grenat. Dans le détail, on observe une augmentation du rapport La/Yb depuis les basaltes subalcalins ($16,58 < \text{La/Yb} < 21,20$) aux basanites ($19,07 < \text{La/Yb} < 29,57$), en passant par les basaltes alcalins ($16,04 < \text{La/Yb} < 27,06$). Il existe donc une diminution des taux de fusion partielle avec l'augmentation du caractère alcalin et sous-saturé en silice des laves.

Les basanites AB46 et AB47 présentent des teneurs plus faibles en Yb. Leur source serait donc légèrement plus riche en grenat (50 % de spinelle et 50 % de grenat).

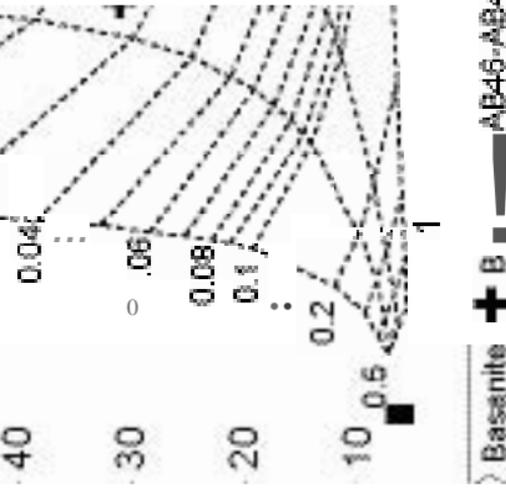
La profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère sous l'Aubrac varie entre 65 et 75 km (Michon et Merle, 2001). La ségrégation des magmas aubrasiens se serait donc produite à proximité de la base de la lithosphère, tout en se maintenant dans le domaine de stabilité du spinelle.

Mise en évidence d'une série magmatique évoluant par cristallisation fractionnée

Il n'existe pas de lignée d'évolution clairement définie dans le diagramme TAS (fig. 1), dans lequel on observe une grande dispersion des échantillons avec des concentrations en alcalins très différentes. Par contre, les basanites forment une tendance assez continue dans le TAS, les diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de SiO₂ (fig. 5) et ceux représentant les éléments en trace en fonction de Th (fig. 6). De même, il existe des corrélations très nettes pour les basanites dans les diagrammes représentant des rapports d'éléments en trace en fonction de Th et les spectres des basanites sont parfaitement parallèles entre eux (fig. 7).

L'étude minéralogique montre une évolution régulière de la nature et de la proportion des phénocristaux depuis les basanites primaires jusqu'à celles évoluées. Dans les basanites primitives (AB70 et AB66), ce sont les olivines et les clinopyroxènes qui prédominent. Les oxydes ferro-titanés apparaissent

de Yb (Lühr et al., 1986). La sous-représentée par le carré noir 1 suppose être enrichie par rapport au chondrites (La = 6*Ch (1,79 ppm) et Yb = 1,5*Ch (0,31ppm)). La composition modale de la hornzélite à grenat est de 60 % d'olivine, 25 % d'orthopyroxène, 9 % de clinopyroxène et 6 % de grenats tandis que celle de la hornzélite à spinelles est de 58 % d'olivine, 30 % d'orthopyroxène, 10 % de clinopyroxène et 2 % de spinelles. Les coefficients de distribution pour Yb et La ont été extraits de la littérature : 0,0002 ; 0,002 ; 0,088 ; 0,01 ; 0,002 et 0,0015 ; 0,049 ; 0,28 ; 4,1 ; 0,007 pour les minéraux ol, opx, cpx, gt, sp. (Lühr et al., 1985)



Basanite + B ■ AB46-AB4

ensuite, puis les plagioclases cristallisent dans les basanites les plus évoluées (AB120, AB50 et AB93).

La régularité des évolutions minéralogiques et des éléments majeurs et en trace suggère une évolution des basanites par cristallisation fractionnée en système clos.

Les hawaiiites et les K-trachybasaltes ne peuvent être mis en relation simplement avec les basanites, les basaltes alcalins ou subalcalins. En effet, leurs spectres se croisent au niveau des Terres Rares lourdes et les laves intermédiaires sont la plupart du temps moins évoluées que les laves basaltiques (en terme de teneurs en Th et au niveau de la hauteur des spectres). Il est donc impossible de relier les trachybasaltes aux différents types de basaltes par des processus simples de fractionnement.

Nous cherchons ici à modéliser, par une méthode directe, le processus d'évolution par cristallisation fractionnée amenant à la formation des basanites évoluées.

Le modèle de cristallisation fractionnée en système clos, qui suit la loi de Rayleigh, a été initialement proposé par N.-L. Bowen (1928 ; 1941) :

$$C_L^i = C_{Lo}^i F^{D_i-1} \quad (1)$$

avec C_L^i : concentration de l'élément dans le liquide fils ;
 C_{Lo}^i : concentration de l'élément dans le liquide père ;
 F : fraction de liquide restant ;
 $D_i = \sum do_j^i X_{o_j}$ (2) : coefficient de distribution globaux où do_j^i :
 coefficient de partage minéral/liquide ;
 et X_{o_j} : proportion de minéraux.

La méthode directe implique, une fois établie la composition du liquide parental et les paramètres F et D estimés de manière indépendante, de calculer à l'aide de l'équation (1) la composition théorique du magma dérivé en éléments en traces. La validation du modèle résultera ensuite de la confrontation entre les concentrations théoriques et les concentrations mesurées correspondantes.

Le liquide parental choisi est une basanite primaire (AB70) et le liquide fils une basanite évoluée (AB120) contenant du plagioclase. Des calculs de bilan de concentrations des éléments majeurs entre liquides et minéraux ont été réalisés selon la méthode classique de W.-B. Bryan *et al.* (1969) et T.-L. Wright et P.-C. Doherty (1970) basée sur les moindres carrés. Le liquide fils théorique est obtenu après un fractionnement de 60,3 % de clinopyroxène, 26,5 % d'olivine, 11,2 % de plagioclase et 1,7 % de titanomagnétite. La somme du carré des résidus est proche de l'unité ($\sum r^2 = 0,97$). Les pourcentages pondéraux de

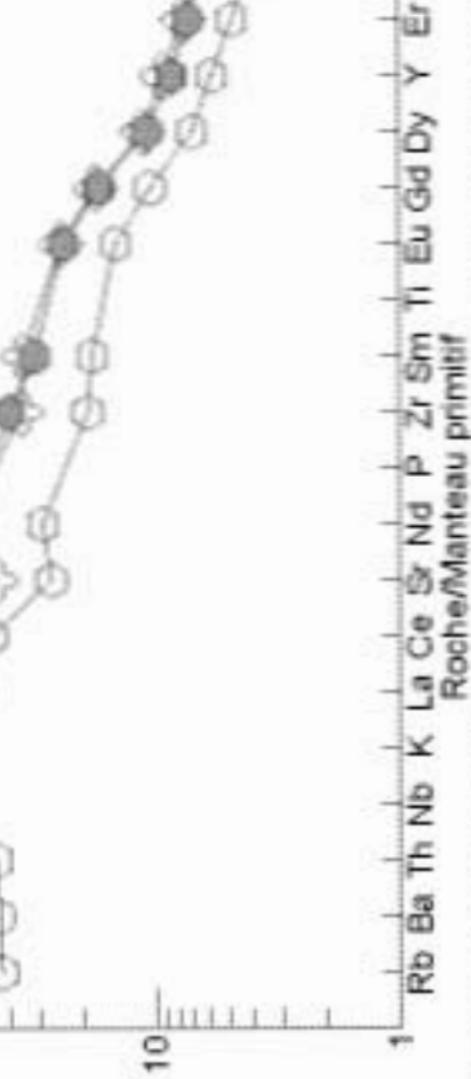


Fig. 10 - Modèle de cristallisation fractionnée en système clos : Spectres multiélémentaires du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant les compositions des liquides du fil calculé

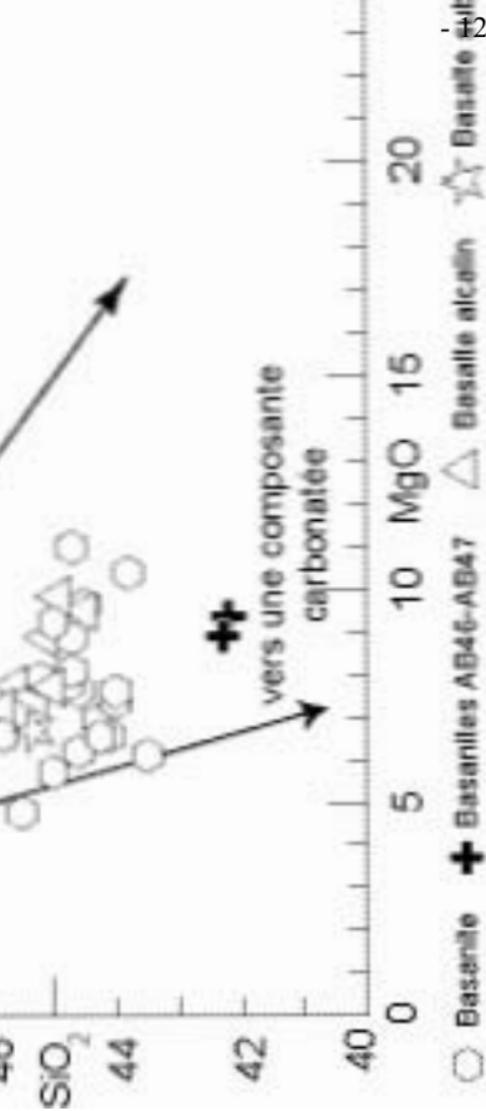


Fig. 11 - Diagramme SiO_2 en fonction de MgO (d'après Hémond et al., 1994)

minéraux obtenus correspondent au cumulat extrait du liquide père pour obtenir le liquide fils. Ils mettent en évidence le fractionnement du plagioclase.

Les coefficients de distribution globaux D peuvent être estimés à partir de la relation (2) en combinant les proportions de minéraux dans les cumulats X_0 et les coefficients de distribution minéral/liquide disponibles dans la littérature (Lemarchand *et al.*, 1987 pour les Terres Rares et Villemant, 1987 pour les éléments incompatibles). Les paramètres F et D ont été introduits dans l'équation (1) afin de calculer les teneurs en éléments en trace des liquides dérivés issus des liquides parentaux.

Les résultats sont présentés en figure 10 sous forme de spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Le spectre du liquide fils calculé se superpose très bien sur celui du liquide fils mesuré. Ainsi, les basanites primaires évoluent par cristallisation fractionnée en système clos pour former les basanites évoluées.

Vers une possible contamination crustale ?

Les basanites AB46 et AB47 se démarquent des autres laves par leur faible concentration en SiO_2 (42,2-42,3 wt%) et leur richesse en néphéline normative (17,02-19,88 %). Un tel degré de sous-saturation en silice devrait se traduire par la présence de feldspathoïdes dans la mésostase. Ces deux laves sont très mal cristallisées et les analyses à la microsonde électronique, notamment au niveau des plages incolores, n'ont pas permis de mettre en évidence la présence de feldspathoïdes.

Les diagrammes de variations des éléments majeurs (fig. 5) montrent que la sous-saturation en silice de ces échantillons n'est pas liée à une forte concentration en alcalins (Na_2O et K_2O) mais à une faible concentration en SiO_2). Un tel effet pourrait être le résultat d'une métasomatose carbonatée (O'Reilly *et al.*, 1991). Le diagramme SiO_2 en fonction de MgO (fig. 11) peut être utilisé pour mettre en évidence une influence de carbonates sur la source des laves (Hémond *et al.*, 1994). En effet, une telle interaction avec des matériaux pauvres en silice entraîne une diminution des concentrations en SiO_2 pour des concentrations en MgO relativement constantes. Par contre, une évolution par fractionnement d'olivine et de clinopyroxène, minéraux incorporant massivement le MgO , est marquée par une augmentation de SiO_2 et une diminution de MgO concomitantes. La majorité des laves basaltiques de la feuille de Saint-Geniez-d'Olt se situe entre les deux tendances (fig. 11) et les basanites AB46 et AB47 semblent se rapprocher de la composante carbonatée. Cependant, aucun carbonate primaire n'a été observé dans ces laves et les éléments en trace incompatibles, en particulier les HFSE (High Field Strength Elements) et les LILE (Large Ion Lithophile Elements), qui sont sensibles à la

métasomatose (O'Reilly *et al.*, 1991), ne paraissent pas anormales. Il semble donc délicat d'aller plus loin dans une telle hypothèse de métasomatose carbonatée. Seule l'acquisition de données isotopiques classiques (Sr, Nd, Pb) permettrait d'obtenir de bons arguments en faveur ou en défaveur de cette hypothèse.

L'origine des laves intermédiaires (K-trachybasaltes, hawaïites et mugéarites) ne peut s'expliquer par des processus simples de fractionnement. Une hypothèse pouvant rendre compte de leur genèse pourrait être la contamination crustale. L'observation d'enclaves de péridotite et de xénolites acides dans certaines laves montre qu'il y a eu assimilation de matériaux encaissants. De plus, l'activité effusive et strombolienne de l'Aubrac, qui a conduit à l'émission de laves très peu évoluées, est compatible avec l'absence de gros réservoirs magmatiques. Ainsi, l'existence de petits réservoirs ponctuels et temporaires, ainsi que de nombreux filons d'alimentation, favoriserait les interactions avec les matériaux encaissants et des processus d'évolution par assimilation couplée à la cristallisation fractionnée (AFC) pourraient être à l'origine de la genèse des laves intermédiaires. Là encore, des données isotopiques pourraient apporter de nouveaux éléments utiles à la compréhension et à l'identification de ces processus.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Le Massif central français a subi trois phases principales de déformation ductile et syn-métamorphe (fig. 13). Le premier évènement, D1, qui survient probablement entre le Silurien et le Dévonien inférieur, est responsable du charriage vers le Sud-Ouest de l'Unité Supérieure des Gneiss sur l'Unité Inférieure des Gneiss. Cette tectonique de nappe se poursuit vers 360-350 Ma, par une déformation ductile D2 caractérisée par une foliation plate et une linéation NW-SE avec une cinématique vers le Nord-Ouest (Roig *et al.*, 1996). La troisième D3 (350-320 Ma) est limitée au domaine méridional du Massif central (Cévennes, Montagne Noire). Elle se traduit par une foliation subhorizontale, une linéation d'étirement N-S à NW-SE avec une cinématique vers le Sud ou le Sud-Est.

La série du Lot est une unité qui s'observe dans la moyenne vallée du Lot, depuis les environs de Marvejols jusqu'au-delà de l'apophyse du granite de la Margeride. Par sa position immédiatement sous le front d'un charriage reconnu, la série du Lot, qui appartient à l'unité inférieure des Gneiss, constitue un secteur clé du segment hercynien du Massif central. En effet, au Sud du pluton Westphalien de la Margeride, les régions de Marvejols et de Saint-Géniez-d'Olt exposent dans de bonnes conditions, la superposition anormale de l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) sur l'Unité Inférieure de Gneiss (UIG). La zone de contact y est représentée par des mylonites (Faure *et al.*, 1979 ; Faure et Pin,

1979). La phase de déformation D2 est bien représentée dans la série du Lot. Dans cette unité, un métamorphisme inverse, associé à un gradient prograde, a été décrit sous ce chevauchement (Burg *et al.*, 1984). En outre l'UIG chevauche l'unité parautochtone représentée par des micaschistes peu métamorphiques.

Schistes épizonaux de l'unité parautochtone

Les schistes épizonaux (S1-2) sont un matériel propice à l'examen des relations chronologiques entre cristallisation et déformation et trois phases de déformations y ont été reconnues (Poulain, 1972 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980). Les deux premières sont des phases intenses, tangentielles, synchisteuses et synmétamorphes, dont les schistosités sont confondues. Il est probable que la première a affecté une surface d'anisotropie de nature sédimentaire (litage avec alternance de niveaux pélitiques et gréso-feldspathiques - Pin, 1980). Son empreinte dans les schistes se marque par des plis isoclinaux précoces (dénommés ici P1), clairement repris par des plis sub-isoclinaux plus tardifs (« P2 »). De rares linéations d'intersections, de direction NNE, peuvent aussi lui être rapportées (Poulain, 1972 ; Pin 1980). On peut imputer à ce même épisode l'aplatissement prononcé des grains de quartz soulignant une surface (S1), surface observée en inclusion dans les albites et certains grenats, et plissée (plis P2) dans les microlithons délimités par la schistosité de crénulation (S2). La schistosité de crénulation S2, [« S2 » de la « phase intermédiaire » - Briand et Gay, 1978 et « S1-2 » de la phase 2 - Pin, 1980)], s'accompagne d'une ségrégation poussée du quartz et des micas, se traduisant par une fine alternance de couches quartzieuses et micacées (respectivement charnières et flancs des plis P2). Cette schistosité S2, toujours bien exprimée, devient systématiquement le plan de débit principal de la roche. D'autres considérations (Pin, 1980) s'accordent pour confirmer que, dans les schistes de la feuille considérée ici, cette surface (S2) résulte d'une phase de déformation reprenant une surface déjà soulignée par quartz en plages allongées, mica blanc et souvent chlorite et de nature déjà tectonique et métamorphique, plutôt que sédimentaire (Poulain, 1972). La dernière phase, plus localisée, présente les caractères d'une tectonique plus superficielle, non pénétrative à l'échelle régionale. Elle se marque, dans les schistes, par la formation de plis en chevrons ouverts, crénulations et kinks. Lui ont été aussi rapportés des ondulations et plis déca- à hectométriques, reprenant clairement la schistosité précédente et les déformations affectant S2, au Sud du Lot.

Les épisodes de croissance des principaux minéraux des schistes peuvent être situés chronologiquement par rapport à l'épisode de déformation (D2) responsable de l'apparition de la schistosité (S2). Le mica blanc précoce, engagé dans les charnières des plis de crénulation (P2) présente une légère couleur verte, suggérant une discrète tendance phengitique ; il ne montre plus ce caractère lorsqu'il est plus tardif, en lames allongées suivant S2 ou en petites lames

étroites transverses sur cette surface. Le quartz et la chlorite la plus précoce accompagnent le mica blanc dans les charnières de ces plis P2. Des chlorites plus tardives s'alignent selon S2 ou s'associent au mica blanc dans les discrètes ombres de pression de certains minéraux moulés par S2 (ocelles d'albite, grenat). L'albite est le plagioclase symptomatique des schistes. Elle est en ocelles millimétriques blancs, rosés ou gris, qui peuvent devenir localement abondants et conférer alors aux schistes albitiques une surface de débit bosselée caractéristique. Ces ocelles sont généralement très riches en inclusions de nature variée, qui permettent de visualiser différents stades de déformation et de cristallisation. Dans certains schistes gris graphiteux montrant un fond fortement affecté par la schistosité de crénulation, certains ocelles albitiques sont parsemés d'un semis dense de très fines inclusions graphiteuses sans orientation préférentielle. Cette absence d'orientation indique que ces inclusions visualisent un stade très précoce de l'évolution des schistes, et confère ainsi aux albites hôtes un caractère, lui aussi, très précoce. D'autres ocelles, plus nombreux, montrent des inclusions alignées suivant une surface clairement exprimée et parfois engagée dans des plis plus ou moins accusés, depuis de simples ondulations jusqu'à des plis isoclinaux très aigus avec expression d'une surface plan axial. L'albite peut être aussi de cristallisation plus tardive lorsqu'elle montre des inclusions de quartz, mica blanc et rutile aciculaire aussi bien réglées que la trame de la roche, indiquant ici une mise en place alors que la schistosité S2 était déjà bien exprimée. Les ocelles présentent des situations variables vis-à-vis de S2 : les précoces sont moulés par cette surface, avec apparition d'ombres de pression à quartz, mica blanc, chlorite \pm biotite, alors que d'autres, plus tardifs, se localisent systématiquement le long de cette même surface S2. On peut rapporter à cette génération tardive la partie périphérique de certains cristaux d'albite, totalement dépourvue d'inclusions, à la différence de leur partie centrale. La biotite, lorsqu'elle est présente, apparaît plus tardive que mica blanc et chlorite. Elle se présente le plus souvent en cristaux allongés, sans trace de déformation, localisés le long des plans de schistosité S2, ou simplement orientés selon ce plan, et également en courtes lames trapues transverses sur S2. Plus rarement, elle se surimpose, en lames non déformées, aux charnières de plis P2 dont la trace est alors conservée par des restes de quartz et mica blanc non résorbés. Le grenat apparaît sporadiquement dans les schistes à albite et biotite, en petits individus frais, parfois à inclusions de quartz aplaties engagées dans les plis P2, ou p.p. moulés par la surface S2, avec ombres de pression à mica blanc et parfois biotite \pm chlorite. Les minéraux opaques sont fréquents, en fins bâtonnets engagés dans les plis P2 ou, le plus souvent, alignés suivant S2.

À proximité du contact avec les micaschistes de l'unité sus jacente, les schistes à biotite \pm grenat présentent souvent des caractères particuliers, avec altération poussée des minéraux ferromagnésiens. Les plans de débit S2 sont alors soulignés de fines traînées continues de minéraux opaques (magnétite) et les biotites sont pseudomorphosées en amas de séricite parcourus de fines traînées de minéraux opaques, soulignant les anciens clivages. Les grenats sont

transformés en amas rougeâtres d'oxydes ou en amas globulaires de séricite et minéraux opaques, enserrant les inclusions de quartz du grenat préexistant. La tourmaline est abondante, en baguettes non orientées.

Micaschistes de l'unité inférieure des gneiss

Les divers termes constituant l'ensemble des micaschistes de Saint-Geniez-d'Olt présentent aussi les trois phases de déformations (Poulain, 1972 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980). La foliation principale des micaschistes correspond à la surface axiale de plis isoclinaux à sub-isoclinaux, centimétriques à plurimétriques, dessinés par un litage et des lentilles quartzieuses qui lui sont parallèles. Cette foliation prend les caractères d'une schistosité de flux dans les matériaux homogènes très micacés (charnières peu visibles) et les caractères d'une schistosité de pli-fracture ou de crénelation dans les matériaux plus quartzieux. Cette schistosité (dénommée ici « S2 ») résulte de la déformation, selon des plis « P2 », d'une surface préexistante (dénommée ici « S1 »). Cette S1, précoce, est elle-même déjà de nature tectonique et métamorphique : elle est en effet clairement définie par l'allongement de lentilles quartzieuses aplaties, des micas (muscovite \pm chlorite) et de fins bâtonnets de minéraux opaques. Localement, elle présente les caractères d'un litage avec une fine alternance de lits quartzieux et de cloisons micacées, litage clairement engagé dans des plis P2, isoclinaux et de plan axial S2. Les traces de cet épisode précoce (plissement de S1 par P2) sont souvent très bien observables macroscopiquement mais peuvent être complètement oblitérées et ne plus subsister alors qu'au sein de microlithons lenticulaires moulés par S2 ou dans des zones abritées et préservées de l'aplatissement (ombres de pression autour de grenats par exemple).

La foliation S2 des micaschistes est affectée, localement, par des crénelations, kinks et plis en chevrons (« P3 ») sans développement de schistosité associée, et rapportés à une déformation plus tardive et plus superficielle.

Les relations chronologiques entre déformation et cristallisation des divers minéraux de l'ensemble des micaschistes de Saint-Geniez-d'Olt peuvent être précisées (Poulain, 1972 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980).

La chlorite et la muscovite sont en petites lames précoces définissant la surface S1. La biotite est en porphyroblastes automorphes ou amygdalaires, plus tardifs, alignés suivant S2, ou transverses. À un degré moindre, la muscovite peut apparaître, elle aussi, en lames automorphes, transverses sur S2 (Briand et Gay, 1978). Le chloritoïde, rare, est antérieur au grenat qui apparaît lui aussi très tôt. Ce dernier minéral est moulé par la foliation S2 et présente des halos d'étirement à quartz, plagioclase \pm biotite ; il peut se trouver en inclusion dans le plagioclase, la biotite en phénoblastes et la plupart des autres minéraux (staurotide, andalousite et cordiérite). L'oligoclase est lui aussi précoce, en

amandes millimétriques souvent séricitisées, moulées par la foliation S2, et incluant grenat et staurotide. Oligoclase et biotite en porphyroblastes jouent le rôle de facteur d'hétérogénéité vis-à-vis des crénulations les plus tardives (« phase 3 ») ou sont affectés par cette déformation (biotites kinkées) et lui sont antérieurs. La staurotide, très pœcillitique, inclut quartz, minéraux opaques et grenat ; ses fractures sont cimentées de chlorite et elle peut être déstabilisée en un fin agrégat de produits micacés, conservant fréquemment les formes géométriques du minéral initial. L'andalousite est en plages xénomorphes et très pœcillitiques (quartz, biotite). La plus précoce apparaît contemporaine de la staurotide (cristaux accolés - Poulain, 1972). Plus fréquemment, elle est clairement postérieure à la staurotide qu'elle inclut, ainsi que le grenat.

Staurotide et andalousite sont postérieures à la déformation « 2 » : elles n'apparaissent jamais comme facteur d'hétérogénéité vis-à-vis des plis « 2 » et elles scellent au contraire constamment les charnières de ces plis, charnières marquées par les inclusions de quartz et bâtonnets d'opacés soulignant S1. Elles incluent aussi les lames de biotite alignées suivant S2 et la staurotide s'aligne parfois, elle aussi, suivant les plans S2. Elles sont toutes deux antérieures à la déformation tardive (facteurs d'hétérogénéité vis-à-vis des chevrons de « phase 3 ») mais ont aussi cristallisé plus tardivement : certaines bordures de phénoblastes scellent des déformations P3 peu accentuées. La cordiérite, constamment remplacée par une phyllite jaune, présente des caractéristiques voisines de celles de l'andalousite. Elle apparaît ainsi en plages xénomorphes et pœcillitiques aux dépens de la biotite des lits micacés ; elle scelle les charnières des « plis 2 » et inclut grenat, staurotide et disthène. Dans les micaschistes à cordiérite, le grenat présente fréquemment un cœur ponctué d'opacés ou déstabilisé en agrégats de muscovite, biotite et minéraux opaques. Le disthène est très rarement observé dans ces micaschistes (Poulain, 1972) et il apparaît aussi bien à la partie inférieure des micaschistes à minéraux (environs de Vioulac) qu'à sa partie sommitale (au Nord de Saint-Chély-d'Aubrac ou dans les micaschistes intercalés dans l'horizon leptynique de la vallée du Rioulong) ; il peut être en lattes trapues situées dans les lits biotitiques ou en association étroite avec la staurotide (intercroissances - Poulain, 1972). Cette association et ses relations vis-à-vis des déformations permettent de le considérer comme contemporain de la staurotide (Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980). Il est antérieur à l'andalousite qui cimente ses fractures et à la cordiérite qui l'inclut. La sillimanite est, elle aussi, très discrète. Elle apparaît ponctuellement en amas fibreux développés aux dépens de la biotite soulignant la foliation S2. Localement, elle est en fines aiguilles engagées dans des plis isoclinaux de plan axial S2, scellés par des muscovites en lames trapues transverses sur S2, et apparaît alors précoce (Poulain, 1972). Elle peut être aussi plus tardive, en franges discrètes autour de l'andalousite.

L'examen microscopique des micaschistes révèle, de plus, un cachet localement mylonitique, souligné par la forme amygdalaire de certaines plages

de micas (muscovite et surtout biotite), des cristaux de quartz isolés dans le fond micacé, des plagioclases pœcillitiques, et même parfois, des grenats. Le quartz peut également constituer localement des rubans à une couche, voire monocristallins. Les cristaux de biotite de forme amygdalaire ne présentent qu'une discrète déformation de leur réseau, sans rapport avec leur forme générale, traduisant par là l'importance de la recristallisation post-mylonitique. Ces observations permettent d'envisager que la cristallisation de l'assemblage quartz, plagioclase, muscovite, biotite grenat, (staurotide, disthène..) est lié à une déformation à caractère mylonitique mais s'est poursuivie postérieurement à cette importante phase de déformation.

Le caractère très sporadique de la sillimanite et surtout du disthène et leur répartition ne permettent pas, ici, la représentation d'isogrades ; tout au plus peut-on noter la situation de la sillimanite exclusivement dans la partie haute de l'édifice. Il en est de même pour andalousite et cordiérite, qui peuvent apparaître à tous les niveaux de l'ensemble des micaschistes de Saint-Geniez-d'Olt.

La synthèse des diverses observations et mesures structurales (Poulain, 1972 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980) conduit à attribuer aux plis P2 une direction d'axe moyenne E-W à ESE-WNW, avec un déversement le plus fréquent vers le Nord. Cette direction est celle montrée par les linéations d'intersection, minérales et d'étirement, souvent confondues. L'étirement montré par les métadiorites et autres termes orthodérivés intercalés dans l'ensemble des micaschistes est rapporté à cette phase 2 (Pin, 1980).

Les diverses formations micaschisteuses constituant la série de Saint-Geniez-d'Olt sont localement affectées par une rétro-morphose dont les effets sont d'importance très variable, d'un affleurement à l'autre ou au sein d'un même affleurement. Cette rétro-morphose se traduit essentiellement par une déstabilisation des biotites de diverses générations (alignées suivant S2 ou transverses) : elles prennent alors une teinte brun-jaune et leurs clivages se chargent de granules de minéraux opaques ; elles peuvent aussi être transformées en chlorite ou, parfois, en un mica incolore à inclusions de minéraux opaques. La chlorite peut demeurer discrète (fractures dans grenat et staurotide) ou se développer plus largement en lames ou gerbes transverses p.p. aux dépens de la biotite. Le plagioclase est séricitisé et une albite en ocelles limpides se développe localement à ses dépens, mais les ocelles d'albite peuvent être sans relation avec un plagioclase ancien. Le grenat est déstabilisé en amas de minéraux opaques, seuls ou accompagnés de séricite ou chlorite, ou même en amas d'oxydes rougeâtres. La staurotide ne subsiste plus qu'en plages relictuelles au sein d'amas sériciteux polygonaux. Lorsqu'elle est présente, l'andalousite, elle aussi fortement séricitisée, protège ses inclusions de biotite des effets de la chloritisation, qui apparaît ainsi tardive par rapport à tous les minéraux des micaschistes. La tourmaline est fréquente, en courtes baguettes non orientées. Une caractéristique de ces micaschistes rétro-morphosés est

l'abondance particulière des minéraux opaques, en grains dispersés ou regroupés en traînées soulignant la foliation.

Les effets de ces transformations sont observables, tout particulièrement, à la base de l'ensemble micaschisteux, au contact avec l'ensemble schisteux sous-jacent (Roques, 1941 ; Poulain, 1972 ; Kornprobst et Poulain, 1972).

Le développement, à divers niveaux de l'ensemble micaschisteux, d'horizons à albite ocellaire résulte, quant à lui, de la rétro-morphose de l'assemblage métamorphique barrovien initial, concomitant avec un métasomatisme à hydrogène (Watkins, 1983). Ce dernier se traduit à la fois par une oxydation (apparition de magnétite) et par une redistribution locale de Na, avec recristallisation rapide de l'albite néoformée en porphyroblastes riches en inclusions. Ce phénomène s'accompagne corrélativement d'un développement de ségrégations quartzieuses « restitiques ». Lorsque ce phénomène affecte des micaschistes à minéraux, il conduit localement à des roches en déséquilibre avec les termes non affectés, l'apparition d'albite ocellaire, d'allure tardive, de chlorite et magnétite (faciès schistes verts), se superposant alors aux associations barroviennes de faciès amphibolite. Ce phénomène est favorisé par l'association de lithologies diverses, avec coexistence de niveaux riches en quartz (feldspath) et de niveaux riches en micas. Il résulte de la circulation de fluides hydratés, à l'origine d'une réaction d'hydrolyse, entraînant un transfert de l'albite depuis les niveaux riches en quartz vers les niveaux riches en micas.

Les faciès à albite ocellaire, avec abondance d'opaques en traînées suivant la foliation, sont aussi présents dans les schistes, et pour certains, à proximité de la limite avec les micaschistes. Ce contact entre les deux ensembles apparaît ainsi logiquement comme une zone particulière de circulation de fluides, possiblement concentrés ici par un effet de barrière thermique dû à la superposition de roches plus chaudes (Fyfe *et al.*, 1978).

Cette limite est, par ailleurs, jalonnée d'écailles décimétriques à hectométriques de micaschistes rétro-morphosés, insérées au sein de l'ensemble schisteux, constitué ici de schiste à biotite ± grenat. Cette zone est également marquée par la présence de nombreux bancs ou lentilles de quartzites et quartzoletypynites micacées, termes peu propices à une distinction entre les deux ensembles. La limite cartographique entre les deux ensembles a été tracée en rapportant à l'ensemble micaschisteux les roches présentant des reliques de staurotide et/ou andalousite, un plagioclase séricitisé, ou encore des lentilles à andalousite reconnaissables à l'examen macroscopique. À l'inverse, les termes à albite limpide et dépourvus de reliques ont été attribués à l'ensemble schisteux.

Une étude radiométrique ^{39}Ar - ^{40}Ar des biotites et muscovites définissant la foliation des micaschistes à staurotide donne un âge compris entre 350 Ma (biotite) et 340 Ma (muscovite) et permet d'attribuer ici un âge fini-

tournoisien/viséen inférieur au métamorphisme mésozonal de la série de Saint-Geniez-d'Olt (Costa, 1989). Compte tenu des effets métamorphiques constatés à son voisinage, le chevauchement des micaschistes de l'USG sur les schistes de l'UIG apparaît comme probablement syn- à tardi-métamorphique et pourrait être d'âge Viséen, comme en Chataigneraie (Bogdanoff *et al.*, 1989b).

Nature des protolithes : les divers micaschistes, gneiss et quartzites résultent du métamorphisme de sédiments argileux (shales) à grés-argileux (grès impurs). Les termes leptyniques pourraient avoir pour origine des grès feldspathiques, mais il n'est pas exclu qu'ils aient p.p. une composante volcanique acide (tufs plus ou moins remaniés), comme proposé pour les leptynites en bancs peu épais intercalés dans les micaschistes de la Chataigneraie (Bogdanoff *et al.*, 1989a).

Complexe leptyno-amphibolique de l'unité supérieure des gneiss

Dans l'ensemble de la série de Marvejols et dans le CLA lui-même, on peut reconnaître les marques d'une évolution polyphasée, marquée par trois épisodes de déformation, à l'origine de plis de styles différents (Briand, 1973 ; Pin, 1979a). La première phase de plissement s'exprime, dans le CLA, par des plis isoclinaux affectant des alternances centimétriques d'amphibolites et leptynites. Ces plis présentent des axes d'orientation constante, NNW-SSE (Pin, 1979a) dont les déversements n'ont pu être reconnus. Les plis de la seconde phase sont des plis couchés, souvent isoclinaux, et déformant les mobilisats de l'anatexie incipiente affectant les divers termes du CLA (Pin, 1979). Cette mobilisation barroviennne est ici d'âge fini-Tournoisien-Viséen précoce (344 ± 13 Ma - Pin 1979a ; Pin et Lancelot, 1982), en accord avec l'âge à 345 Ma (U-Pb sur zircon - Pin et Lancelot, 1982), obtenu pour le métamorphisme d'un gneiss quartzo-feldspathique de l'horizon des « gneiss leptyniques et leptynites associées » ($\zeta\lambda_{\text{mu}}^3$ - Briand *et al.*, 1979b) sus-jacent au CLA. Cet âge est sensiblement plus jeune que celui obtenu pour l'épisode métamorphique de degré amphibolite affectant, dans le Nord-Ouest du Massif central, le CLA du plateau d'Aigurande (390 Ma - Boutin et Montigny, 1993).

Les plis « 2 » présentent, dans leur majorité, des axes orientés NW-SE, à déversement apparent à dominance vers le Nord-Est (Pin, 1979a). Certains plis, affectant les mobilisats barroviens, présentent des axes d'orientation N-NE-S-SW et pourraient alors indiquer le sens de déplacement du CLA sur l'unité sous-jacente (Pin, 1979a), déplacement contemporain du métamorphisme barrovien (Costa, 1989). Les manifestations de la phase « 3 » sont peu claires dans le CLA lui-même, mais sont préférentiellement observables dans les micaschistes de Lachamp ($\xi_{\text{d,si}}^{1-2}$ - Briand *et al.*, 1979b), sous la forme de plis en chevrons ouverts et ondulations, d'axe NW-SE et à discret déversement vers le Nord-Est (Pin, 1979a).

La foliation des gneiss à biotite de la base du CLA porte une très nette linéation d'intersection et d'allongement (matérialisée par l'alignement des micas et des grands axes des clastes), d'orientation sub méridienne. Cette direction est considérée comme reflétant probablement la direction de transport au niveau du contact entre les deux unités (Faure *et al.*, 1979). Par ailleurs, de nombreux plis isoclinaux montrent ici des axes de même orientation sub méridienne ; ils sont interprétés comme des plis « a », plis d'axes subparallèles au déplacement principal (Faure *et al.*, 1979). L'examen des caractères microstructuraux souligne un caractère blastomylonitique accusé (Faure *et al.*, 1979). Ils sont constitués d'une matrice finement grenue emballant des minéraux blastiques et des minéraux clastiques relictuels (grenat, disthène, feldspaths, et tourmaline dans les niveaux clairs) ainsi que de rubans quartzeux, à une ou deux couches (quartz en tablettes), moulant des clastes de feldspath, grenat et disthène. Ils portent aussi les marques d'une importante recristallisation statique, bien marquée dans les minéraux de la matrice (feldspaths, micas, ...) et attestée aussi par les microstructures des grains de quartz des rubans. Malgré les effets de cette recristallisation, l'orientation préférentielle des axes « c » du quartz des rubans suggère un fort aplatissement et une déformation non coaxiale avec cisaillement vers le Sud. La fabrique du quartz, l'orientation de la linéation et des axes de plis sont donc compatibles avec un charriage vers le Sud (Faure *et al.*, 1979).

Les gneiss à biotite et les gneiss plagioclasiques montrent, de plus, les traces de manifestations cataclastiques tangentielles tardives (pseudotachylites - Faure et Pin, 1979). Cette association de blastomylonites précoces et profondes (stade ductile) avec des mylonites tardives et superficielles (stade fragile) souligne ici la persistance d'une zone de mouvement différentiel entre les deux ensembles en contact (Faure *et al.*, 1979).

Une étude radiométrique de ces gneiss mylonitiques a donné un âge $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ de 358 ± 4 Ma pour des biotites syncinématiques et contemporaines de la mylonitisation et un âge $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ de 339 ± 4 Ma pour des muscovites plus tardives, post-cinématiques (Costa, 1989).

L'âge tournaisien précoce des biotites est celui du métamorphisme barrovien, contemporain de la blastomylonitisation, et qui marque l'exhumation du complexe amphibolique de la série de Marvejols (« USG ») et son chevauchement sur la série sous-jacente de Saint-Geniez-d'Olt (« UIG »).

Analyse microtectonique des séries métamorphiques

Aspect géométrique des foliations et linéations

D'une manière générale, la foliation est subhorizontale ou à pendage faible vers le Nord dans l'ensemble de la feuille. Dans le secteur nord, la foliation

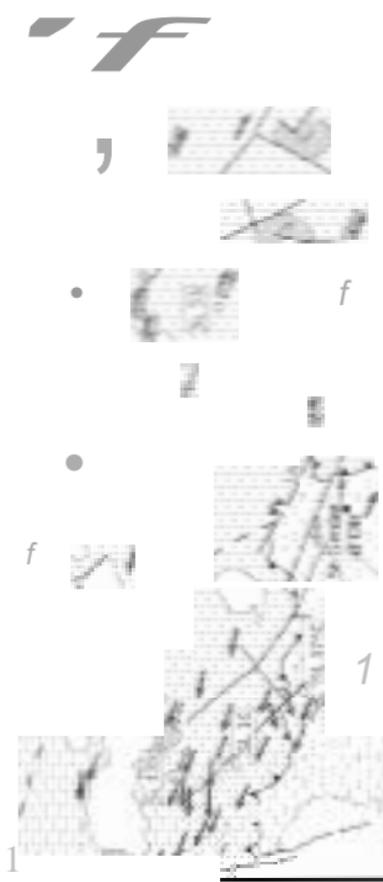


Fig. 13 - Carte g... de localisation des échantillons analysés
 outises pour ... chronologie et ...

présente une direction WNW-ESE, et un pendage faible variable : tantôt nord-est, tantôt sud-est. Au fond de la vallée du Lot, le pendage de la foliation est toujours faible vers le Nord-Est. La foliation métamorphique est marquée selon les zones métamorphiques, par la cristallisation orientée des phyllosilicates (chlorite, muscovite, biotite), du quartz, du feldspath, du grenat et de la staurotide. La linéation est composite, à la fois minérale et d'allongement. Elle est parallèle à l'axe de plis isoclinaux soulignés par des exsudats de quartz. Une linéation de crénulation tardive, puisqu'elle déforme la foliation, mais parallèle à la linéation d'allongement, se surimpose à cette dernière. Dans le secteur étudié, la linéation d'allongement possède une direction bien réglée se situant autour de N110° avec un faible plongement. Que l'on soit dans l'unité micaschisteuse inférieure sériciteuse ou l'unité à biotite-grenat, la direction et le plongement de la foliation et de la linéation sont identiques (fig. 12, hors texte).

Déjà mis en évidence par J. Kornprobst et D. Poulain (1972), un cisaillement fragile-ductile qui postdate la foliation métamorphique et révèle un déplacement de la partie supérieure vers le SSE, se situe le long de la vallée du Lot. Il serait synchrone de notre phase D3.

Une autre zone très déformée ductilement, caractérisée par des boudins métriques de quartzite à biotite, de masses sigmoïdes de quartz et de plis isoclinaux d'axes parallèles à la linéation d'allongement et des critères de cisaillement ductile vers le Nord-Ouest témoignent de l'existence d'un autre contact tectonique ductile et plus précoce. Ce contact se situe à la limite entre les micaschistes sériciteux sous-jacents et les micaschistes à biotite, grenat et staurotide.

Analyse cinématique

Dans les sections perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation d'allongement, des queues de recristallisation asymétriques de biotite et de quartz autour des grenats et de feldspaths, des biotites et des quartz sigmoïdes, des bandes de cisaillement à biotite, chlorite et muscovite, témoignent dans ces formations, de deux déplacements. Les micaschistes de la série du Lot présentent deux cinématiques distinctes et successives. Ainsi, dans le domaine sud-est de la région près de la vallée du Lot, la partie supérieure se déplace vers le Nord-Ouest alors que dans le domaine nord-est, elle se déplace vers le Sud-Est. La localisation des échantillons étudiés est indiquée sur la figure 13. Des grenats ayant des queues de recristallisation à quartz et biotite à cinématique vers le Nord-Ouest présentent des inclusions sigmoïdes de quartz donnant une cinématique vers le Sud-Est. Donc, le domaine à cinématique vers le Sud-Est semble plus précoce que celui à cinématique vers le Nord-Ouest. De plus, des bandes de cisaillement vers le Nord-Ouest recoupent ces structures, ce qui ne fait que conforter l'idée que la cinématique vers le Nord-Ouest est postérieure à celle vers le Sud-Est.



Fig. 14 - Carte géologique de la série du Lot avec les isogrades métamorphiques (d'après Burg et al., 1984)

La série du Lot a donc bien subi plusieurs phases de déformation :

- une phase précoce 1 caractérisée par des linéations N-S associées au charriage de l'USG sur l'UIG mais localisée dans la zone mylonitique. Cependant, en lame mince, les micaschistes du Lot (UIG) sont très souvent affectés par une schistosité de crénulation qui les découpe en microlithons dans lesquels on observe une foliation, qui pourrait correspondre à la S1 ;
- une phase majeure 2 caractérisée par un métamorphisme de moyenne pression-moyenne température. Cette phase tectonique présente deux cinématiques différentes selon la zone géographique considérée. Ainsi, au Sud-Ouest de la carte de Saint-Généziès-d'Olt, le sens de déplacement de la partie supérieure des schistes est vers le Nord-Ouest alors que le secteur nord-est de la carte présente une cinématique vers le Sud-Est. La cinématique vers le Nord-Ouest est postérieure à celle vers le Sud-Est comme en témoigne l'étude structurale. Ceci est conforté par la présence de bandes de cisaillement obliques sur la foliation, présentant une cinématique le plus souvent, vers le Nord-Ouest. Cette cinématique contrastée n'a jamais été décrite auparavant. Pour essayer de mieux comprendre la signification de ces sens de cisaillement, des études géochronologiques et thermobarométriques ont été entreprises ;
- une phase tardive 3 comme en témoigne le cisaillement fragile ductile à cinématique vers le SSE.

Métamorphisme inverse de la série du Lot

L'intensité du métamorphisme régional varie de conditions épizonales au Sud-Ouest à des conditions mésozonales vers le Nord-Est. Les travaux antérieurs relatifs à cette série soulignent la disposition particulière du métamorphisme, les faciès les plus métamorphisés reposant sur les schistes sériciteux. On observe ainsi un métamorphisme inverse caractérisé de bas en haut par des schistes épizonaux en contact anormal avec des micaschistes à biotite, grenat, staurotide et disthène (Burg *et al.*, 1984, fig. 14).

Cette géométrie inverse des isogrades métamorphiques, reconnue depuis longtemps par M. Roques (1941), A. Demay (1931, 1946, 1948) et P. Lapaduhargues (1947), a fait l'objet d'interprétations variées. Pour certains, le renversement serait dû à des plis couchés kilométriques déversés vers le Sud-Ouest. Par analogie avec les chevauchements himalayens, B. Briand (1978) envisage pour la série du Lot un métamorphisme originellement inverse lié à un chevauchement ductile. Dans cette hypothèse, le métamorphisme de cette série résulterait simplement du chevauchement d'un ensemble essentiellement grésopélitique par l'USG. J.-P. Burg *et al.* (1984) confirment et complètent ces diverses observations. L'évolution tardive de ce métamorphisme inverse révèle des conditions de température croissante. Ceci est probablement dû au chevauchement d'une nappe crustale profonde très métamorphique sur des

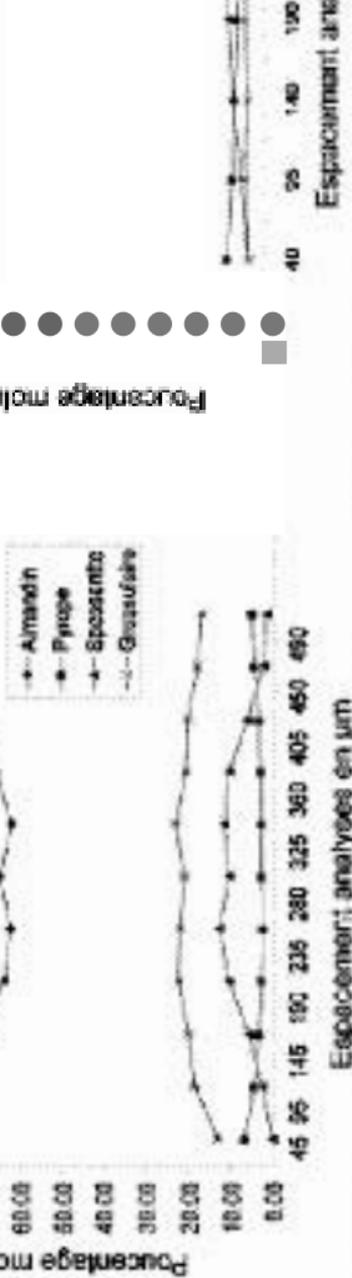


Fig. 15 - Traversées réalisées à la microsonde électronique montrant les variations de compositions des grens et la périmérie

- 5) $phl + 3an = py + gr + mu$
- 6) $am + 3an = gr + sm + mu$
- 7) $17east + 4ab + 2msl + 4q - 4py = 1$

SL375C à
cinématique
vers le
Nord

- 1) $2east + 6q = py + mu + cel$
- 2) $3east + 6q = py + 2mu + phl$
- 3) $phl + 3an = py + gr + mu$
- 4) $am + 3an = gr + m + 1$
- 5) $py + 2ga + 3cel = 3east + 2ab - 9q - 2H2O$

$T = 620^\circ C$ $sd = 36,$
 $P = 10$ $kt \rightarrow sd = 1$

Conditions pres calculés \rightarrow RMDCALC



sédiments plus froids. Après ce charriage, la déshydratation des séries sous-jacentes pourrait expliquer l'anatexie tardive. Une étude thermobarométrique plus précise, notamment sur les chemins pression-température justifie les conditions progrades concernant la série du Lot.

Apport des cartographies d'éléments dans le grenat

Des cartographies d'éléments (Fe, Mn, Ca, Mg et Y) sur des grenats à la microsonde électronique ont été entreprises dans le but d'obtenir des informations sur les processus métamorphiques qui ont eu lieu, au cours de la cristallisation du grenat (Pyle et Spear, 1999).

Les grenats présentent un faible enrichissement (fig. 15) du cœur vers la périphérie en Fe (70 à 81 % en pôle almandin), en Mg (2 à 10 % en pôle pyrope) et un appauvrissement du cœur vers la périphérie en Mn (0 à 12 % en pôle spessartite).

Ces différentes tendances dans les grenats sont classiquement interprétées comme un phénomène de fractionnement de ces éléments au cours de la croissance des grenats lors d'un métamorphisme prograde (Yang et Rivers, 2002). Des grenats de deux échantillons à cinématiques contrastées ont été analysés. Il apparaît alors que les deux échantillons résultent d'une croissance simultanée de pression et température, c'est-à-dire d'un métamorphisme prograde.

Thermobarométrie

L'utilisation du logiciel THERMOCALC v3.21 et de la base de données thermodynamiques (Holland et Powell, 1998) permet de modéliser, pour une composition chimique de roche totale connue, les paragenèses minérales en fonction des variables d'état P et T. Les pseudosections ainsi tracées dans le système MnCNKFMASH permettent l'estimation des conditions de P et T de cristallisation des cœurs de grenat.

Calculs thermobarométriques

Les paragenèses observées dans l'échantillon SL 375C à cinématique vers le Nord-Ouest, sont le grenat, la muscovite, la biotite, l'albite et le quartz. Pour l'échantillon SL 55 qui présente une cinématique vers le Sud-Est, la staurotite se rajoute à la paragenèse décrite ci-dessus. L'étude des relations texturales et paragénetiques au microscope optique montre que la périphérie des grenats est à l'équilibre avec les autres phases minérales. On utilisera donc les analyses chimiques des périphéries des minéraux pour effectuer les calculs thermodynamiques pour appréhender les P-T au climax du métamorphisme. Les résultats obtenus sont en moyenne de 635 ± 6 °C pour des pressions de 9-10 kbar (fig. 16).

Les erreurs sont uniquement dues ici aux erreurs sur les paramètres de la base de données thermodynamiques.

CONCLUSION

Les différents sens de cisaillement des deux échantillons étudiés semblent avoir peu d'influence sur les résultats thermobarométriques. En effet, les deux pseudosections obtenues ici suggèrent une augmentation de pression et de température (fig. 17). Ces caractéristiques excluent un métamorphisme synchrone de l'exhumation. Le métamorphisme inverse caractérisé de bas en haut, d'une part des schistes épizonaux et d'autre part des micaschistes à biotite, grenat, staurotide et disthène (fig. 14, modifiée d'après Burg *et al.*, 1984,) peut donc être lié à un chevauchement d'un ensemble essentiellement grésopélitique par l'USG (Briand et Gay, 1978). Pour les deux secteurs à cinématique contrastée, le métamorphisme inverse se caractérise par une augmentation de pression et de température.

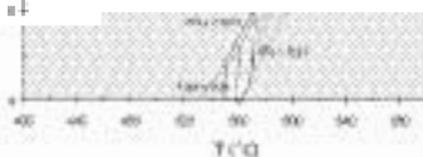
DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Les micaschistes à biotite-grenat-staurotide contiennent aussi de la monazite dont la cristallisation est contemporaine des minéraux principaux. Du fait de l'absence (ou des faibles teneurs) en Pb commun dans la monazite, ce minéral peut être daté par une méthode chimique (et pas seulement isotopique) en mesurant les teneurs en U, Th, Pb total à la microsonde électronique. Le principe de la méthode, les conditions analytiques et le traitement des données sont décrits par ailleurs (Cocherie *et al.*, 1998 ; Cocherie et Albarède, 2001).

Les âges U-Th-Pb sur monazite, des épisodes de formation des micaschistes à cinématique vers le Sud-Est et vers le Nord-Ouest dans la série du Lot sont respectivement de 382 ± 6 Ma et $370-372 \pm 6$ Ma (fig. 18, 19 et 20).

Dans l'état actuel des données, il importe de savoir si la différence d'environ 12 Ma entre les déformations cisailantes vers le Sud-Est et le Nord-Ouest, est géologiquement significative. Ces âges U-Th-Pb apparaissent plus anciens que ceux obtenus par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur la série du Lot (Costa, 1989). En effet, les biotites synfoliales d'un micaschiste à Bi-Gt-St sont datées à 351 ± 3 Ma et les biotites des métadiorites donnent un âge de 354 ± 1 Ma (fig. 21). Les âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des muscovites statiques sur la foliation de 342 ± 3 Ma correspondent vraisemblablement au début de l'anatexie régionale très développée plus à l'Est dans les Cévennes septentrionales, où les migmatites sont datées entre 335 et 330 Ma (Be *et al.*, 2005).

r



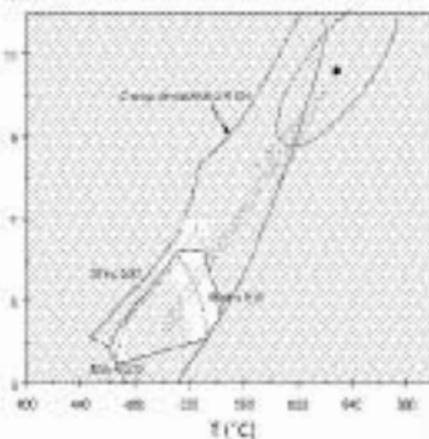
nNaCaKFMASH pseudosection

SiO₂/Al₂O₃/FeO/MnO/CaO/MgO/Na₂O/K₂O

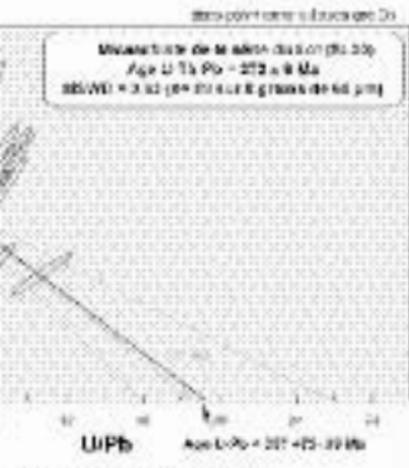
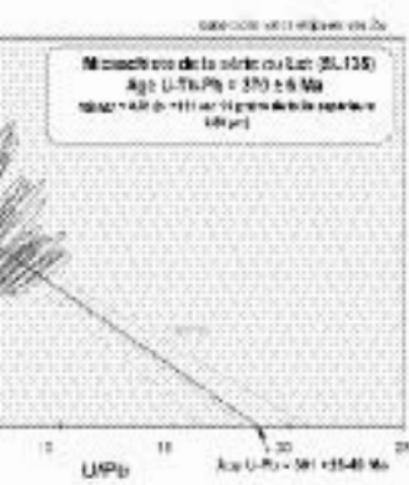
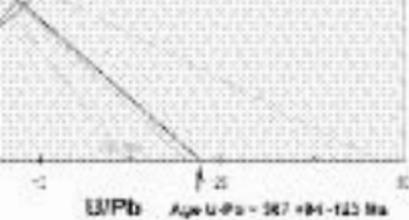
14,28/7,85/0,17/3,91/2,79/1,18/3,62

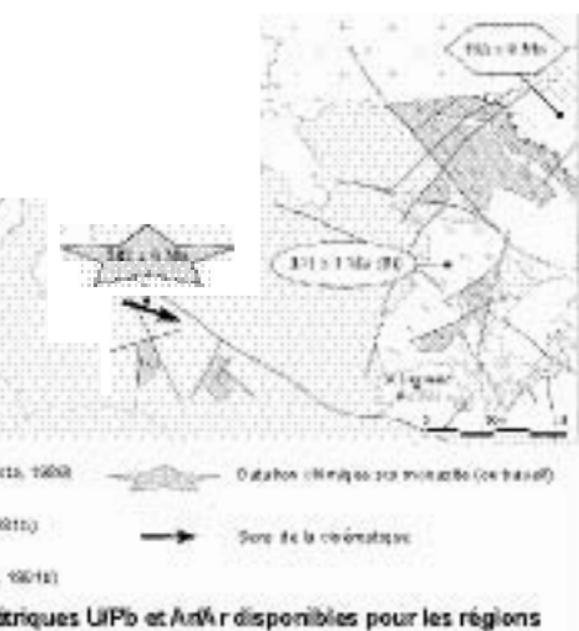
P

10kbar



Les échantillons SL 65 et SL 376. Les conditions P-T (à partir des analyses de la périphérie des minéraux (cispes)) sont reportées sur le diagramme ainsi que les barres d'erreur qui reflètent les conditions P-T (bi : biotite ; chl : chlorite ; pl : plagioclase ; st : staurolite ; zo : zoisite). Les modèles par Tiniham (2001)





Les deux âges « chimiques » U-Th-Pb pour les micaschistes à cinématique vers le Nord-Ouest proche de 370 Ma pourraient être considérés comme le début de la phase de déformation D1 (fig. 22). L'échantillon SL 53, à cinématique vers le Sud-Est, fournit un âge de 382 ± 6 Ma. Cette valeur élevée correspond, à l'échelle régionale, à la phase D1 associée au charriage de l'USG sur l'UIG. Cependant, l'échantillon daté ne porte aucune trace macroscopique de la phase D2. Il faut donc admettre que les monazites analysées ont cristallisé pendant la phase D1 mais n'ont pas été recristallisées, ni même partiellement rajeunies lors de la phase D2.

Discussion générale

La série du Lot est constituée de deux unités : une supérieure composée de micaschistes à biotite-grenat-staurotide et une inférieure, composée de micaschistes à chlorite-séricite. Ces deux unités sont séparées par un contact tectonique situé dans la vallée du Lot qui possède une cinématique vers le Nord-Ouest. Un second contact tectonique à cinématique vers le Sud, superposant l'USG (éclogites et migmatites) sur l'UIG (micaschistes à biotite et grenat) limite la partie septentrionale de la série du Lot. Au sein de l'UIG, le métamorphisme est prograde inverse (fig. 14) et il n'y a pas de preuve de contact tectonique entre les différents isogrades. L'USG pourrait donc être comparée à la séquence himalayenne supérieure qui chevauche au cours de son exhumation l'unité inférieure des gneiss, selon un processus analogue à celui du modèle du « fer à repasser » (LeFort, 1975). Néanmoins, des nuances sont à apporter à un modèle monophasé (Burg *et al.*, 1984). En effet, on n'observe pas les mêmes âges ni les mêmes cinématiques d'un secteur à l'autre. Ainsi, au Nord de la zone étudiée, les sens de cisaillement sont vers le Sud-Est alors que dans la partie sud-ouest, les sens de déplacement sont vers le Nord-Ouest. La difficulté essentielle est de pouvoir raccorder ces sens contrastés au métamorphisme inverse. On peut invoquer l'hypothèse du pli couché. Cette proposition peut expliquer les sens de cisaillement contrastés mais ne convient pas à l'explication des isogrades inverses vu que sur le flanc normal, la succession des isogrades devrait être prograde normal (fig. 23).

Le charriage de l'USG sur les séries du Lot était acquis dès 360 Ma comme en témoigne l'âge minimum $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ obtenu de 359 ± 3 Ma sur les mylonites syn métamorphes soulignant la base du charriage (Costa, 1992), et a pu se poursuivre dans des conditions mésozonales jusque vers 340 Ma. Ces deux unités connaissent alors une évolution commune. L'histoire tectono-métamorphique s'achève par la mise en place du monzogranite de la Margeride vers 315 Ma (fig. 24).

À l'échelle du Massif central, la phase D2 à cinématique vers le Nord-Ouest est comprise entre 360 et 350 Ma. Dans les séries du Lot, les âges chimiques sur monazites sont légèrement plus vieux (370 Ma). À Marvejols, l'âge à 380 Ma

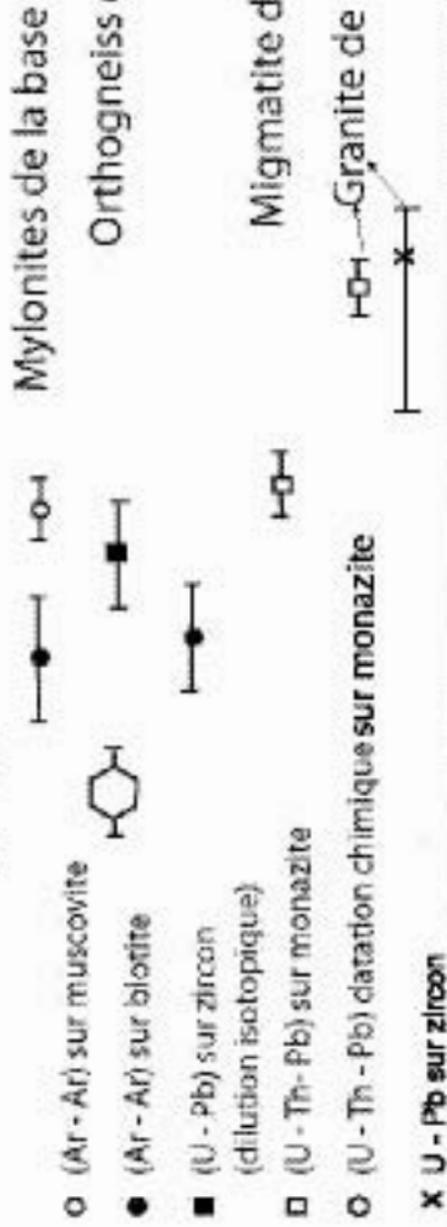
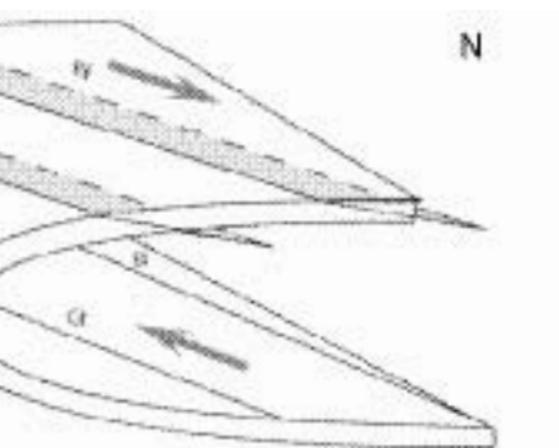


Fig. 22 - Tableau résumant les principales données radiométriques concernant l'évolution tectono-métamorphique



en les sens de cisaillement contrastés. Le flanc
isogrades inverse alors que le flanc inverse révèle
nale

pourrait dater la phase D1 bien que les minéraux impliqués aient subi la phase D2. Par conséquent, on peut suggérer que le système isotopique ne s'est pas réouvert pendant la phase D2. En effet, les températures atteintes au climax du métamorphisme pour la série du Lot (estimées à 640 °C par THERMOCALC) sont inférieures à la température de fermeture des monazites de 725 °C (Parrish, 1990). Il n'est donc pas surprenant de considérer que les monazites donnant les âges les plus vieux n'aient pas subi l'empreinte de la phase D2.

L'évolution tectono-métamorphique de la série du Lot par rapport à l'ensemble des événements du Massif central n'est pas encore très bien contrainte (fig. 23). Mais, les trois phases de l'évolution tectonique hercynienne y sont identifiables. La phase D2 semble plus précoce et plus étendue dans le temps que dans les régions de l'Ouest du Massif central comme le Limousin (Melleton *et al.*, 2009).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

L'histoire de la fin du Paléozoïque et du Mésozoïque de la région d'Aubrac est difficile à reconstituer, faute de dépôts et d'indices ; ceux-ci ayant pu ne pas s'être déposés ou avoir été érodés. On est donc contraint à extrapoler à partir des zones affleurantes les plus proches.

La **fin des temps paléozoïques** et le début du Mésozoïque évoluent dans une ambiance continentale où se façonne une vaste surface d'érosion dont on retrouve encore les traces aujourd'hui. L'étude de la répartition de l'altération du socle hercynien semble montrer que le sommet des arènes granitiques et des roches paléozoïques correspond en partie à l'enregistrement de cette paléo-surface que l'on pourrait qualifier approximativement de « pré-liasique ». Cette période d'altération est marquée par une forte albitisation (Schmitt, 1983 ; Schmitt et Simon-Coinçon, 1985).

Le **début du Mésozoïque** (Trias, début du Lias ?) montre des dépôts continentaux dont la composante terrigène évoque le démantèlement de sols épais, très ferrugineux et riches en silice. L'Hettangien avec ses formations siliceuses et l'arrivée de la mer semblent encore subir cette influence continentale ou en rester proche.

Les dépôts jurassiques les plus proches sont bien connus sur les Causses où ils montrent des faciès marins qui laissent supposer que le territoire qui nous concerne était recouvert par une mer épicontinentale. Selon le Groupe Français du Jurassique (1980), la région aurait été recouverte par une mer épicontinentale depuis le début du Lias jusqu'au Kimméridgien. Elle aurait ensuite émergé avant la **fin du Jurassique** (Théveniaut, 2003, 2007 ; Ricordel *et al.*, 2007), livrant les couches sédimentaires à l'érosion.

L'histoire du **Crétacé** est encore moins connue. Tout au plus sait-on que dans le détroit de Rodez, le Quercy et les Grands Causses, des dépôts de faible profondeur (marais, estuaires, côtiers) ont recouvert des couches jurassiques intensément karstifiées (bauxites); ceci entre le Cénomaniens et le Campanien/Santonien (Bruxelles *et al.*, 1999 ; Simon-Coinçon, 1989 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2005). Dans les régions émergées, des reliefs existaient (inselberg, escarpements de failles : Simon-Coinçon 1993 ; 1999 ; Thiry *et al.*, 2004 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2005) et subissaient des conditions climatiques chaudes et humides (crétacé inférieur notamment). Il est probable que ces climats très hydrolysants ont affecté aussi la région de Saint-Geniez-d'Olt. On sait aussi que plus à l'ouest (Duget *et al.*, 2006) comme plus au Nord (Thiry *et al.*, 1983 ; Thiry et Turland, 1985 ; Colin, 1966, 1971 ; Colin et Deschamps, 1964 ; Deschamps, 1973), les effets de ces climats se matérialisaient par une intense altération donnant d'épais sols rouges kaoliniques sur un paysage continental reprenant en partie la surface post-hercynienne.

Le **début du Tertiaire (cénozoïque)**, au moins jusqu'à l'**Éocène**, reste également très mal connu, comme le souligne de A. Goër de Herve (Goër de Herve *et al.*, 1994). Tout au plus peut-on supposer des basses terres aux reliefs peu contrastés et couvertes d'un épais manteau d'altérites. L'ensemble devait rester assez proche de l'héritage laissé par la pénélaine post-hercynienne, sauf en quelques points particuliers affectés par des rejeux tectoniques. À ce propos, il est difficile de savoir quel fut l'impact de la compression pyrénéenne. On sait seulement qu'elle s'est nettement exprimée dans le bassin d'Aurillac et le détroit de Rodez (Simon-Coinçon *et al.*, 1995 ; 2000 ; 2005). En revanche, dès l'**Éocène supérieur**, une période de distension E-W commence à s'établir (grabens des Limagnes, grabens rhodanien et rhénan) et va générer dans la région des pièges à sédiments comme le « fossé de Graissac » (Goër de Herve *et al.*, 2006 ; Dugey *et al.*, 2006 ; Brousse *et al.*, 1975a, b) et le « fossé de Saint-Alban – le Malzieu » (Couturié, 1974 ; Couturié et Geffroy, 1974). C'est au cours du Miocène, et plus précisément entre le Burdigalien et le Tortonien (Goër de Herve *et al.*, 1994), qu'en association avec la compression alpine, s'initie un basculement d'ensemble du Massif central du SSE vers le NNW.

Au cours du **Miocène**, deux grands axes de drainage régionaux se développent : l'un se superpose à l'axe actuel du Lot, tandis que l'autre occupe celui de la Truyère (Nord-Ouest de la région). Ces drains vont organiser le paysage avec l'enfoncement d'une cinquantaine de mètres de certaines vallées du Massif central (Simon-Coinçon, 1989 ; 1993), tandis que des reliefs volcaniques apparaissent à proximité. L'examen de la position des coulées réalisé par A. de Goër de Herve sur la feuille Nasbinals (Goër de Herve *et al.*, 1994) montre un paysage stable sur le plateau de l'Aubrac, avec faible enfoncement des vallées entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur.

Le **Pliocène**, entre 4,5 et 3 Ma, est marqué aux environs de Chaudes-Aigues par la capture de la « proto-Truyère » par la « paléo-Truyère », ainsi que par le comblement d'un fossé tectonique installé sur la Margeride où s'accumulent 250 m de sédiments. Une partie des sols latéritiques et des arènes développés antérieurement semble avoir été déblayée dès cette époque mais sous certaines coulées volcaniques de l'Aubrac (Arino, 1986), des restes de sols subsistent plus à l'Ouest sur Entraygues-sur-Truyère notamment (Dugey *et al.*, 2006).

À partir du **Pliocène supérieur**, une seconde élévation générale du Massif central entraîne une reprise de l'encaissement des rivières. C'est vraisemblablement à ce stade que la paléo-surface hercynienne et jurassique-crétacée est défoncée. Les cours d'eaux s'encaissent ensuite surtout dans le substrat du socle hercynien. L'absence de marqueurs concernant les stades précoces de l'enfoncement des principales vallées (dont le Lot), ne permet pas de connaître les modalités de cette évolution.

Il est vraisemblable qu'à l'image de ce qui se passe dans l'hémisphère nord **vers 2,5 Ma**, les premiers coups de froid ont dû être sensibles sur les hauts plateaux de l'Aubrac, comme d'ailleurs dans le reste du Massif central (Valadas, 1984). Toutefois aucun affleurement daté de ces périodes anciennes ne subsiste, et les seules traces connues nous viennent de l'étude palynologique des sédiments lacustres qui montrent parfois des remaniements polliniques provenant de ces périodes anciennes (Beaulieu *et al.*, 1985).

Au **Pléistocène supérieur**, c'est-à-dire durant les derniers 100 000 ans, la glaciation dite du « Würm » a laissé de nombreuses traces sur l'Aubrac, désignant une calotte glaciaire peu érosive avec des glaciers émissaires occupant les vallées adjacentes. La reconstitution cartographique de cette calotte de l'Aubrac a été finement dressée par M. Poizat et C. Rousset (fig. 25).

Historiquement, les phénomènes glaciaires furent tôt identifiés en Aubrac (Fabre, 1896 ; Boise de Black, 1933 ; 1936 ; 1951) et les premiers chercheurs furent partisans de l'hypothèse « polyglacialiste », c'est-à-dire qu'ils pensaient avoir les traces de plusieurs englacements successifs. Leur argumentation s'appuyait sur la diversité des faciès observés : extensions des moraines en fond de vallée, sédimentologie plus ou moins argileuse, blocs erratiques plus ou moins nombreux, etc. Ces travaux furent repris postérieurement par C. Rousset (1960 ; 1969 ; 1970), puis par Y. Poizat (1973, Poizat et Rousset, 1975) qui ont poursuivi ce schéma en proposant trois phases glaciaires successives attribuées au Würm, au Riss et au Mindel, soit aux trois derniers cycles définis dans la nomenclature glaciaire alpine. Toutefois, s'il est vraisemblable qu'à l'image de la dernière glaciation, de nombreux cycles froids du Quaternaire ont généré calottes et glaciers sur l'Aubrac... aucune trace indubitablement ancienne n'a encore été démontrée à ce jour.



**Carte glaciaire wurmienne d'Aubrac (pour partie
 et. 1975). Les flèches indiquent les directions
 partie orientale de la feuille Entraygues - N ; feuille
 dite Saint-Germein (BG) est passible d'importantes
 ligne de faite du massif volcanique (croix), la carte
 Nord-Est sur le piémont granitique**

Les derniers auteurs à s'être penchés sur le problème furent résolument « monoglacialistes » (Goër de Herve, 1972 ; Veyret, 1978 ; Etlicher et Goër de Herve, 1988 ; Goër de Herve *et al.*, 1994). Ils sont arrivés à cette conclusion en considérant l'absence de témoignages anciens et l'intégration des dépôts glaciaires et périglaciaires dans la topographie déterminée par le dernier englacement (Würm). L'hypothèse la plus simple est donc de considérer qu'il est probable (sinon évident) que des glaces anciennes ont bien existé (ici comme ailleurs) à différentes époques du Quaternaire, mais que leurs limites d'extensions devaient être très proches et que toutes les traces anciennes ont été nettoyyées par ce dernier englacement. C'est le choix des auteurs de cette notice.

À ce jour, il nous semble que seules des datations par des méthodes nouvelles (Be^{10} et cosmonucléides) permettraient de valider l'existence de vestiges glaciaires antérieurs au Würm. En effet, les variations de nature lithologique qui servirent d'arguments aux polyglacialistes semblent pouvoir s'expliquer beaucoup plus par la nature du substrat et son état d'altération hérité du cénozoïque, que par des considérations d'âge au cours du Pléistocène. La fin de la calotte de l'Aubrac semble surtout correspondre à une fonte sur place, abandonnant ses moraines au-dessus des sédiments sous-glaciaires (éléments d'eskers, kames). Quant au diachronisme parfois évoqué entre le développement des glaciers de vallée et la calotte, rien ne vient étayer l'hypothèse d'une phase glaciaire différente. En revanche, dans le détail, il est bien possible que la fonte des glaciers de vallées et de la calotte des hauts plateaux ait pu être légèrement diachrone ; mais sans preuve de terrain.

Le déglacement de l'Aubrac a vraisemblablement été suivi d'une période encore très froide, dite « périglaciaire » (effets du gel dominant) avant que ne surviennent, voici 100 000 ans, des conditions tempérées froides comme de nos jours. Ce sont ces conditions climatiques rigoureuses qui sont à l'origine des pierriers, des éboulis rocheux sur pentes faibles ou des coulées de solifluxion dont la presque totalité sont fossiles mais dont les formes restent très fraîches.

Quant à l'érosion des altérites du Granite de la Margeride, il est impossible de savoir la part qui revient à chacun des cycles climatiques du Quaternaires. De même, pour le dernier cycle, il est difficile de différencier ce qui revient à l'érosion glaciaire proprement dite avec ses écoulements torrentiels concomitants, de l'action du froid périglaciaire.

L'installation d'un climat tempéré à l'Holocène, voici environ 10 000 ans, signe le passage aux temps « interglaciaires » que nous vivons. Il est probable que ce passage a été légèrement différé entre les fonds de vallée plus vite réchauffés et les hauteurs dénudées et plus froides de l'Aubrac.

Ce réchauffement climatique très important modifie considérablement le régime des rivières, ce qui s'observe aisément dans la sédimentation : on passe

d'un régime torrentiel lié aux débâcles printanières avec transport de gros éléments, à un écoulement limité, plus régulier et peu énergétique, qui ne parvient plus à mobiliser que les particules fines (sables fins, limons, argiles).

L'impact de l'homme sur le paysage se fait sentir définitivement au subatlantique (= âge du fer : $\pm 2\ 500$ ans) par une déforestation importante et la mise en place de landes à pâturages (Beaulieu *et al.*, 1985). De même, les pollens des tourbières montrent que la végétation à *Fagus* (hêtre) et *Pinus* (pin) serait très récente et totalement d'origine anthropique. Ce qui montre bien l'importance des modifications du paysage liées à l'homme, le paysage actuel étant totalement anthropisé malgré les rigueurs du climat de l'Aubrac.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Les formations géologiques dominantes sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt (socle et volcanisme) renferment les principales ressources en eau souterraine.

Le plateau **volcanique** de l'Aubrac qui domine le pays d'Olt renferme des formations aquifères.

D'une manière générale, le basalte massif est très peu perméable. Toutefois, les coulées de laves présentent une porosité d'interstices au droit des niveaux scoriacés situés au toit et à la base des coulées, et une porosité de fissures au sein des coulées (fentes de retrait thermique, figures de flux). Parfois, les coulées peuvent aussi présenter une perméabilité de fracture (origine tectonique, tassement différentiel...). La présence de fractures d'origine tectonique est difficilement observable sur le plateau de l'Aubrac du fait de la présence d'un important recouvrement morainique.

Les projections volcaniques (scories, tufs), moins représentées que les coulées de laves, sont également susceptibles de contenir des volumes importants d'eau.

Les épanchements laviques se sont mis en place au sein de paléovallées dont le substratum est composé soit de formations du socle, soit de formations volcaniques antérieures. Ce dernier cas de figure, le plus commun sur l'Aubrac, aboutit à des empilements de coulées pouvant atteindre des épaisseurs conséquentes.

Les écoulements d'eau souterraine sont calqués sur la morphologie des paléovallées qui sont moins profondes à l'Est (vers la Margeride) qu'à l'Ouest du plateau volcanique de l'Aubrac.

On distingue deux types de sources :

- les sources intercoulées qui apparaissent à la base d'une coulée perméable reposant sur un horizon moins perméable (coulée de basalte massif, paléosol, niveau de recuit...);
- les sources infrabasaltiques qui sont issues de la base des formations volcaniques perméables reposant sur le socle.

Ces émergences sont exploitées pour l'alimentation en eau potable (AEP) des populations. Elles fournissent des débits pouvant atteindre plusieurs m³/h à l'étiage. Des précipitations importantes (pluviométrie efficace comprise entre 600 et 700 mm) et des bassins versants étendus permettent d'obtenir ces débits.

À noter qu'il n'existe aucun forage sollicitant les aquifères volcaniques profonds.

L'Aubrac compte également de nombreuses petites sources, de débit inférieur à 1 m³/h, qui correspondent aux exutoires des formations superficielles (moraines glaciaires, tourbes, alluvions) qui recouvrent localement les formations volcaniques.

Quelques lambeaux de coulées de laves situés au Sud de l'Aubrac révèlent que les épanchements laviques ont pu localement se faire sur les formations sédimentaires mésozoïques. Les calcaires marneux de l'Hettangien par exemple drainent les eaux qui se sont infiltrées sur le plateau volcanique du Serré et du Puech-du-Bouissou. Plusieurs émergences sont recensées sur le flanc ouest de ce plateau (08616X0006).

La qualité physico-chimique et bactériologique des aquifères volcaniques est dépendante de la nature et de l'épaisseur des formations traversées. La vulnérabilité est plus élevée dans les basaltes (circulation fissurale).

Les formations géologiques constitutives du socle ont été affectées par différents phénomènes postérieurement à leur mise en place (tectonique, altération) qui ont une influence significative sur leurs ressources en eau.

Les formations altérées, d'épaisseur variable (de 0 à plusieurs dizaines de mètres), sont caractérisées par une perméabilité relativement faible du fait de leur composition argilo-sableuse. Ces horizons présentent cependant d'importantes capacités d'emmagasinement d'eau souterraine.

Le substratum rocheux non altéré peut également être localement très perméable lorsqu'il est affecté par des fissures et des fractures d'origine tectonique. Les capacités de stockage d'eau souterraine sont néanmoins faibles à l'échelle du massif.

De nombreuses sources sont captées pour l'alimentation en eau potable des communes ou pour des usages domestiques dans les formations du socle recensées sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt. L'essentiel de la ressource en eau est capté par des ouvrages de faibles profondeurs qui interceptent des nappes libres situées dans les altérites. Les bassins d'alimentation de ces aquifères sont souvent circonscrits aux bassins versants topographiques qui peuvent être relativement réduits.

Les débits captés sont en général médiocres (de l'ordre de 1 m³/h à l'étiage). Les eaux souterraines sont peu minéralisées et de pH légèrement acide. Localement, elles peuvent présenter des éléments indésirables (As, Pb...) ou être contaminées par des pollutions d'origine anthropique du fait de l'absence de couverture imperméable.

Les formations **sédimentaires** sont peu développées sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt. Quelques captages destinés à l'AEP, ainsi que des émergences naturelles, sont recensés dans les formations jurassiques à l'extrême sud-est de la feuille, sur la commune de La Canourgue (08618X0006 et 08618X0038), ainsi qu'au Sud-Ouest de la feuille, au niveau des butes témoins situées entre les communes de Prades-d'Aubrac et Mandailles. Dans ce dernier secteur, le Puech-de-Barry comporte de nombreuses émergences dont trois ont été captées pour l'AEP de Mandailles (08615X0010). Le débit de ces sources sourdant de calcaires marneux datés de l'Hettangien est de l'ordre de 300 l/mn. Plus au Nord-Est, une source située sur le flanc nord du Puech de Condamines (08615X0008) affiche un débit très modeste à l'étiage : 1,2 l/mn.

Les formations **alluviales** ne sont pas développées sur la feuille de Saint-Geniez-d'Olt. Le seul cours d'eau d'importance est le Lot qui, dans le secteur étudié, circule dans des gorges étroites qui ne lui ont pas permis de déposer des alluvions de manière conséquente, hormis sur quelques kilomètres entre Saint-Geniez-d'Olt et Sainte-Eulalie-d'Olt.

Un forage destiné à l'irrigation est recensé sur la rive droite du Lot à Saint-Geniez-d'Olt (08616X0018). Il a recoupé 13 m d'argiles et de sables avant d'atteindre les formations métamorphiques du socle. Le niveau d'eau se situe à 6 m de profondeur.

Quelques émergences d'eau minérales sont recensées sur la carte de Saint-Geniez-d'Olt. On peut citer la source de Chaudes-Aygues située à 350 m au Nord-Ouest du village d'Auxillac sur la rive gauche du ruisseau du Chardonnet (commune de La Canourgue). Deux venues d'eau émergent d'une diaclase orientée selon la direction Nord 40° dans un banc de calcaire Hettangien. L'eau souterraine a une température de 21,5 °C et une conductivité de 509 µS/cm.

De manière plus anecdotique, les ex-votos retrouvés dans les rives du lac de Saint-Andéol (commune de Marchastel) nous révèlent que les émergences d'eau minérale (circulation fissurale dans les formations du socle) sont connues depuis fort longtemps dans ce secteur.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Barytine

Le stock utile du district filonien barytique de Saint-Geniez-d'Olt ne dépasse guère le million de tonnes. Il est réparti en un réseau de filons nombreux et peu puissants. La plupart ont été grattés en surface sur quelques mètres, puis abandonnés.

Le secteur principal des minéralisations barytiques peut être inscrit dans un cadre Lunet – Vigne-Neuve – les Gandalgués – les Ginestes.

Il se situe à moins de 3 km au Nord de la vallée du Lot, qui représente approximativement la limite septentrionale de « transgression » des terrains permio-houillers ainsi que la trace de la fracture bordière du Déroit de Rodez.

L'essentiel des intrusions subvolcaniques rhyolitiques est localisé dans ce même secteur. Une quarantaine d'indices filoniens ont été reconnus (fig. 26) dans les roches cristallopylliennes constituant le socle de la région de Saint-Geniez. Certains filons ont été suivis sur plusieurs kilomètres (filon du Minié, des Bénézèches). La puissance en surface excède rarement 1 m. Deux orientations privilégiées se dégagent : N 135 qui est une direction propre aux fractures minéralisées en barytine, N 075 qui est une direction de cisaillement.

Seul le filon du Minié, qui présente une plus grande continuité (plus de 3 km) et une puissance plus importante (de 1 à 10 m) a pu justifier l'établissement de travaux souterrains (mines de Saint-Martin-de-Montbon, le Minié, les Bénézèches) mais qui sont toujours demeurés au stade artisanal.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE SUR LA FEUILLE DE SAINT-GENIEZ-D'OLT

La feuille de Saint-Geniez-d'Olt permet d'observer trois des principales unités lithotectoniques du Massif central : Unité Supérieure des Gneiss (USG), Unité Inférieure des Gneiss (UIG) et Unité Para-Autochtone (UPA). Cette excursion met l'accent sur la géologie du substratum anté-permien. Les formations volcaniques de l'Aubrac ne sont pas abordées. Elle présente une coupe d'Est en Ouest qui globalement suit la vallée du Lot (fig. 27).

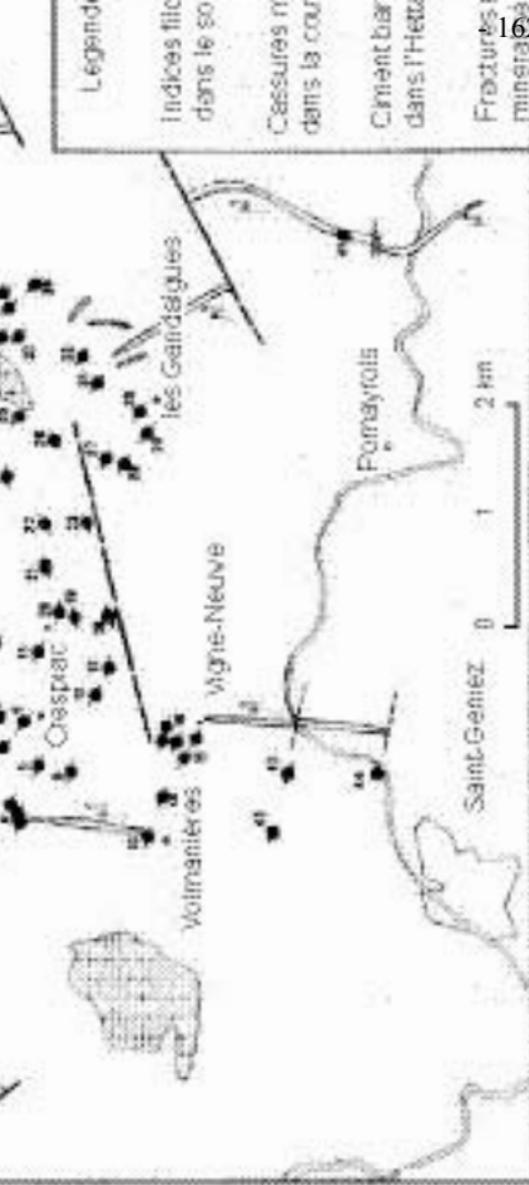


Fig. 26 - Carte de localisation des indices barytiques. région de Saint-Geniez-d'Olt (Prax, 1979)

Quitter la N 9 à Chirac et prendre la route vers l'Est en direction de Massibert, le long du ruisseau de Rioulong. Le premier affleurement à l'Ouest du pont de l'autoroute (feuille de Mende) expose des gneiss à biotite-sillimanite et des amphibolites. Il s'agit du complexe leptyno-amphibolique qui représente la partie inférieure de l'Unité Supérieure des Gneiss (USG). La foliation plate ou à pendage faible vers l'Est est bien développée, elle est recoupée par des filons métriques de granite à gros grain et pegmatite de couleur blanc ou rose. Certains de ces filons de granitoïde peuvent contenir du grenat. Il s'agit de pegmatoïdes antérieurs à synchrones du chevauchement de Marvejols. Certains filons sont boudinés et la forme sigmoïde des boudins indique un cisaillement vers le Sud ou le Sud-Est.

Carrefour du chemin de Massibert. Contrairement à la région de Marvejols, le contact entre l'Unité Supérieure des Gneiss et l'Unité Inférieure des Gneiss n'est pas directement observable sur cette route. L'unité Inférieure des Gneiss contient un grand volume de métadiorites quartziques à biotite et hornblende. La foliation sunhorizontale porte une linéation minérale N110E à N120E. La même roche, prélevée à la carrière des Ajustons, sur la N 9, a été datée par U-Pb sur population de zircons à 550 Ma (Pin et Lancelot, 1976).

À l'Est de la Chazette, l'orthogneiss de Marvejols à mégacristaux roses centimétriques de feldspath potassique et à quartz allongé peut être observé. La biotite forme des amas allongés dans la direction N110E. Au pont de Pessil sur la N 9 (feuille Mende), cette roche a été datée à 346 ± 8 Ma sur population de zircons (Pin, 1981). Plus récemment, une datation U-Th-Pb sur monazite donne 374 ± 6 Ma (Joly, 2004, DEA non publié).

À l'entrée de la Chazette, l'orthogneiss devient mylonitique, le quartz, les feldspaths et la biotite forment des rubans très allongés dans la direction N110E, mais on peut encore observer des clastes feldspathiques millimétriques.

Au Sud de Ginestous, dans la montée vers le col, la falaise de l'autre côté de la vallée montre les orthogneiss. Tourner à droite sur la D 56, puis au col de Trebatut, prendre la D 52 vers le Sud en direction de Saint-Germain-du-Teil.

Environ au kilomètre 9,5, les micaschistes à biotite, grenat, staurotide + (albite) de la série du Lot correspondent à l'encaissant des orthogneiss et des métadiorites.

Continuer vers Saint-Germain-du-Teil, avant le village, tourner à droite sur la D 152.

Dans la première épingle, on peut observer les dolomies brunes « capucin » et les argilites vertes interstratifiées du Lias inférieur (Hettangien) subhorizontales.

Après le virage en épingle, un petit massif de métadiorite quartzique montre une foliation plate et une linéation minérale N110E-N120E marquée par l'orientation des biotites et des amphiboles.

Avant le carrefour des Hermaux, face à l'église de Saint-Pierre-de-Nogaret, les micaschistes de la série du Lot contiennent des grenats plurimillimétriques entourés de cristallisations en zone abritées de biotite dans la direction N110E.

Entre le pont et l'embranchement de la route du Besset, la série métamorphique est représentée par des quartzites feldspathiques à biotite avec toujours une linéation minérale NW-SE très développée.

Dans la descente de la D 56, entre les kilomètres 31 et 32, sur la feuille de Séverac-le-Château, la route traverse les séries continentales de grès et argilites rouges du Permien. Ces roches présentent un faible pendage vers le Sud, elles reposent en discordance sur les roches métamorphiques, mais le contact n'est pas visible.

Au carrefour de la D 988, tourner à droite en direction de Saint-Laurent-d'Olt. À l'entrée du village, avant le pont sur le Lot, tourner à droite sur la D 509. De nombreux affleurements de micaschistes à biotite + grenat ± staurotide de la série du Lot peuvent être observés tout au long de la route jusqu'à Saint-Geniez-d'Olt.

Au kilomètre 13, avant les Falguières, les micaschistes sont déformés par des plis isoclinaux.

Immédiatement après le pont sur le Lot, sous le village de Pomayrols, les micaschistes sont très quartzeux, la staurotide a disparu et le grenat devient rare. La roche contient toujours une linéation d'étirement NW-SE marquée par la biotite.

Face à l'usine hydroélectrique, les micaschistes quartzeux à séricite sont dépourvus de grenat. Ces roches appartiennent à l'Unité Para-Autochtone. Sur la route, le contact entre l'Unité Inférieure des Gneiss et l'Unité Para-Autochtone est une faille tardive subverticale. Dans les deux unités, l'attitude de la foliation inclinée de 10 à 20° vers l'Est ou le Nord-Est montre que l'UIG surmonte l'UPA.

Traverser Saint-Geniez-d'Olt en restant sur la rive gauche du Lot et poursuivre sur la D 988 jusqu'à Sainte-Eulalie. Tourner à droite pour entrer dans le village et poursuivre vers l'Ouest dans les ruelles étroites. À la sortie du village, au cimetière, la route goudronnée tourne à gauche pour rejoindre la D 988. Prendre en face, en direction de Cabanac. Après les maisons, la route devient en terre, mais reste tout à fait carrossable (en février 2009 tout au moins).

Le contact entre les Unités Para-Autochtones et Inférieure des Gneiss est mal observable car masqué par des éboulis, néanmoins à proximité dans les séricitoschistes à pendage nord-est, on note de nombreuses zones de cisaillement fragile ainsi que des concentrations de quartz blanc.

Après un carrefour avec la route en terre montant vers Saint-Saby, plusieurs affleurements quasi continus forment de petites falaises surplombant le Lot. Selon les endroits, on peut observer des débits sigmoïdes dans les micaschistes les plus pélitiques. Les micaschistes quartzeux forment des boudins étirés dans la direction NW-SE. Des plis peuvent également être observés. Compte tenu du pendage très faible, de l'ordre de 10°, de ces séries, on peut considérer que la route suit le contact entre les deux unités. Ce contact est donc clairement tectonique et superpose des roches métamorphiques à biotite-grenat (ici la staurotide n'a pas été observé) sur des micaschistes sériciteux sans grenat.

La route en terre rejoint la route goudronnée en rive gauche du Lot au niveau du barrage de Castelnau-Lassouts. Ne pas traverser le Lot, mais poursuivre la route goudronnée vers le Sud en direction de Lassouts.

Après le hameau de Laus (feuille Espalion), le Carbonifère inférieur (Stéphanien) est représenté par des bancs de grès, pélites et intercalations de charbon. Ces terrains sont discordants au Nord sur les séries métamorphiques. Au Sud, les terrains houillers sont bordés par une faille normale qui a contrôlé le dépôt de ces séries. Des figures de slumps, bancs boudinés indiquent le caractère syntectonique de la sédimentation.

Au carrefour, prendre à gauche sur la D 6 en direction de Lassouts. Dans les premiers virages, les grès et pélites rouges subhorizontaux du Permien peuvent être observés.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et des itinéraires dans le guide géologique régional : Causses-Cévennes-Aubrac 2^e édition (1980), par J. Rouire et C. Rousset, Paris : Masson édit. Deux itinéraires permettent l'observation de termes métamorphiques de la carte Saint-Geniez-d'Olt.

Itinéraire 12 : « autour de Saint-Geniez-d'Olt » trajet de la D 509 entre Saint-Geniez-d'Olt et Saint-Laurent-d'Olt. Cet itinéraire traverse les schistes épizonaux au départ de Saint-Geniez-d'Olt puis traverse ensuite, jusqu'à Saint-Laurent-d'Olt, un domaine micaschisteux ou prédominant les faciès semi-lamelleux avec de nombreuses intercalations de micaschistes quartzeux et de leptynites micacées. L'itinéraire suivant la D 503 part des mêmes schistes

épizonaux et traverse les micaschistes, avec ici aussi, dominance des termes quartzeux et des leptynites micacées. Plus au Nord, aux environs de Rieuzens et Vieurals, les micaschistes sont plus lamelleux et à minéraux bien observables (grenat, staurotide).

« De Saint-Geniez-d'Olt à Aubrac ». Le trajet empruntant la D 19, suivant la rive droite du Lot en aval de Saint-Geniez-d'Olt, passe des schistes épizonaux aux micaschistes entre les hameaux de Lous et Cantaloube. À partir de Cantaloube, les micaschistes prédominants sont lamelleux et à minéraux, en particulier aux abords des hameaux de Vioulaget, Vioulac et Luc. Avant de passer entre le Puech-de-Barry (829 m) et le Puech-de-Condaminès (864 m), la route traverse une lentille d'orthogneiss œillées et leptynites, entre Condaminès et Malavernhe.

« De Prades à Aubrac par Saint-Chély ». En suivant la D 19, au Nord de Prades, on peut observer de beaux affleurements de métadiorites quartziques à hornblende, entre le hameau des Picades et la station de ski de Brameloup. En suivant la D 19 en direction de Saint-Chély-d'Aubrac, les termes micaschisteux prédominants sont à nouveaux lamelleux avec minéraux (Lamic). À Saint-Chély-d'Aubrac et en aval, sur la rive droite de la Boralde de Saint-Chély, affleure un important massif d'orthogneiss œillés et leptynites. La D 533 permet de traverser quelques lentilles de leptynites isolées dans les micaschistes (Sérone) ainsi que de petits massifs ou lentilles de métadiorites quartziques et de gneiss à biotite et amphibole associées (les Touzes) ; les micaschistes présentent fréquemment ici des lentilles quartzieuses à andalousite et parfois disthène.

Itinéraire 13 : « de La Canourgue à Nasbinals, par Bonnacombe ». La N 9 traverse ici des métadiorites quartziques à hornblende à intercalations de micaschistes quartzeux, leptynites micacées, gneiss massifs quartzeux et quartzites à biotite ; au hameau de Parry, on peut observer un autre petit massif d'orthogneiss œillé, intercalé dans la série de Saint-Geniez-d'Olt. Entre Saint-Germain-du-Teil et Combret, la route traverse à nouveau le principal massif de métadiorites quartziques à hornblende. Entre Trélans et Les Hermaux, la D 56 permet l'observation de micaschistes à minéraux, à intercalations de micaschistes et gneiss à ocelles d'albite.

Aux environs du lac de Saint-Andéol, dans le lit du ruisseau des Plèches, affleurent des métadiorites quartziques à hornblende et des gneiss à biotite et amphibole associées, formation rapportée à l'« Unité inférieure des gneiss ». Le lac de Saint-Andéol est situé dans une fenêtre qui permet d'observer les termes classiques du complexe leptyno-amphibolique (rapporté à l'« Unité supérieure des gneiss ») : gneiss, leucométabasites, amphibolites massives et une lentille de serpentinite (Sainte-Marthe). L'accident tangentiel séparant ces deux unités passe pratiquement au niveau du pont de la D 52, sous la chaussée basaltique.

RÉDACTION DE LA NOTICE EXPLICATIVE

- Formations métamorphiques du socle : Bernard Briand.
Formations stéphano-permiennes et indices barytiques : d'après Jean-Yves Prax.
Formations sédimentaires mésozoïques : Jacques Thierry.
Volcanisme de l'Aubrac : Christelle Legendre.
Analyse microtectonique des séries métamorphiques : Aurore Joly.
Formations glaciaires et formations superficielles : Patrick Lebre et Médard Thiry.
Hydrogéologie : Clotilde Bertin.
Itinéraire géologique : Michel Faure.

BIBLIOGRAPHIE

- ALABOUVETTE B. (coordonateur), DEFAUT B., BURG J.-P., LEYRELOUP A.-F., BOITAUT A., ROMNEY F. (1990) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Séverac-le-Château (885) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Defaut B., Burg J.-P., Leyreloup A.-F., Romney F., Fuchs Y., Lefavrais-Raymond A. (1990), 58 p.
- ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BURG J.-P., LEYRELOUP A.-F., DELOR C.-P., ROCHE J. (1989) - Rodez (884). Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50 000, BRGM Édit., 47 p. Carte géologique par Burg J.-P., Leyreloup A.-F., Alabouvette B., Becq-Giraudon J.-F., Delor C., Fuchs Y., Lefavrais-Raymond A., Paloc H., Romney F. (1988).
- ALBARÈDE F. (1992) - How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research*, 97, p. 10997-11009.
- ALLÈGRE C.-J., TREUIL M., MINSTER J.F., MINSTER B., ALBARÈDE F. (1977) - Systematic use of trace element in igneous processes. Part 1: fractional crystallisation processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, p. 57-75.
- AOKI K., KUSHIRO I. (1968) - Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, p. 326-337.
- ARINO T. (1986) - Contribution à la volcanologie et à la pétrologie des basaltes de l'Aubrac (zone orientale de l'Aubrac Massif central français). DEA pétrologie, Univ. Clermont-Ferrand II, 92 p.
- AUBAGUE M., LEFAVRAIS-RAYMOND A., L'HOMER A., MICHARD A.-G. (1979a) - La sédimentation carbonatée du bassin caussenard. In : La sédimentation du jurassique Ouest-européen. Symposium Association des sédimentologues Français, publication spéciale n° 1, mars 1979, p. 227-234.

- AUBAGUE M., LEFAVRAIS-RAYMOND A., L'HOMER A., MICHARD A.-G. (1979b) - Analyse de la sédimentation liasique carbonatée du bassin caussenard. *In* : La sédimentation du jurassique ouest-européen. Symposium Association des sédimentologues Français, publication spéciale n° 1, mars 1979, p. 235-245.
- BAUBRON J.-C., DEMANGE J. (1982) - First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (French Massif central). Tectonic and regional implications. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 14, p. 67-75.
- BE MEZEME E., COCHERIE A., FAURE M., LEGENDRE O., ROSSI P. (2006) - Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: Examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif central, France. *Lithos.*, 87, p. 235-260.
- BEAULIEU J.-L. (de), PONS A., REILLE M. (1985) - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des monts d'Aubrac (Massif central, France). *Rev. Paleobot. Palyn.*, Amsterdam, t. 44, p. 37-80.
- BODINIER J.-L., BURG J.-P., LEYRELOUP A. (1988) - Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté puis obducté dans la région de Marvejols (Massif central). *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 13-21.
- BODINIER J.-L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. (1986) - Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif central français et Chamrousse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, t. 2, n° 1, p. 13-21.
- BOGDANOFF S., CIRODDE J.-L., MURATET B., FEYBESSE J.-L., DELFOUR J., HOTTIN A.-M., CHIODDI M., PLOQUIN A., STUSSI J.-M., VIVIER G., JOANNY V., DEBEGLIA N., CAÏA G. ET D'ARCY D. (1989a) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Maurs (835). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bogdanoff S., D'Arcy D., Cirodde J.-L., Cohen M., Muratet B., Ploquin A., Stussi J.-M., Vivier G (1989), 91 p.
- BOGDANOFF S., CIRRODE J.-L., DONNOT M. (1989b) - The nappes of La Chataigneraie, southwest Massif central, France. *Tectonophysics*, 157, p. 69-79.
- BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y. (1933) - Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines (étude géologique et morphologique). Thèse de Doctorat d'État, Imp. Béranger Paris, 281 p. et *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 188/36, 311 p., Paris.
- BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y. (1936) - Le glaciaire de l'Aubrac. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam.*, t. 8, p. 133-162.
- BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y. (1951) - Les glaciations de l'Auvergne. Aurillac, 140 p.
- BOIVIN P. (1982) - Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Thèse État, Clermont-Ferrand II, 344 p.

- BOULE H., FABRE G. (1906) - Mende. Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80 000, 1^{ère} édition. Service de la carte géologique de la France (Édit.).
- BOULE M. (1904) - Feuille de Mende. *Bull. Carte géol. Fr.*, 15, n° 98, p. 53-56.
- BOURLIER P.-Y., LACHASSAGNE P., DESPRATS J.-F., GILLE E. (2005) - Nouveaux éléments sur la structure et le fonctionnement hydrogéologique du plateau basaltique de l'Aubrac (Massif central, France). Première évaluation des potentialités en eau souterraine *C.R. Géoscience* 337, p. 663-673.
- BOUTIN R., MONTIGNY R. (1993) - Datation ⁴⁰Ar-³⁹Ar des amphiboles du complexe amphibolique du plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 316, sér. II, p. 1391-1993.
- BOWEN N.L. (1928) - The evolution of the igneous rocks. *Princeton University Press*, NJ, 332 p.
- BOWEN N.L. (1941) - Certain singular points on crystallization curves of solid solutions. *Natl. Acad. Sci. Proc.*, 27, p. 301-309.
- BRIAND B. (1973) - Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. I, n° 4, p. 183-198.
- BRIAND B. (1978) - Métamorphisme inverse et chevauchement de « type Himalayen » dans la série de la vallée du Lot (Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 286, sér. D, p. 729-731.
- BRIAND B., GAY M. (1978) - La série métamorphique de Saint-Geniez-d'Olt. Évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM*, I, 3, p. 167- 186.
- BRIAND B., COUTURIÉ J.-P., GEFFROY J., GEZE B. (1979a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mende (862) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Briand B., Couturié J.-P., Geffroy J., Géze B. (1979), 52 p.
- BRIAND B., COUTURIÉ J.-P., GEFFROY J., GEZE B. (1979b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mende (862) - Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par Briand B., Couturié J.-P., Geffroy J., Géze B. (1979).
- BRIAND B., GAY M. (1978) - La série inverse de Saint-Geniez-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. I, n° 3, p. 167-186.
- BRIAND B., PIBOULE M. (1979) - Les metabasites de la série de Marvejols (Massif central) : témoins d'un magmatisme tholéïtique d'arrière d'arc cambro-ordovicien ? *Bull. BRGM*, sér. 2, I, 2, p. 131-171.
- BRIAND B., PIBOULE M., BOUCHARDON J.-L. (1988) - Diversité géochimique des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif central). Origine et implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, IV, p. 489-498.
- BRIAND B., PIBOULE M., SANTALLIER D., BOUCHARDON J.-L. (1991) - Geochemistry and tectonic implications of two Ordovician bimodal igneous complexes, southern French Massif central. *J. Geol. Soc. London*, vol. 148, p. 959-971.

- BRIAND B.-G., COUTURIE J.-P., GEFFROY J., GEZE B. (1979) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mende (862) - Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par Gèze B., Briand B.-G., Peyretti G., Couturié J.-P., Geffroy J. (1979).
- BROUSSE R. (1971) - Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif central français. In : « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français » (symposium J. Jung). Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 377-478.
- BROUSSE R., GIBERT J.-P., LE GOUËLLEC M.-A., THIERRIE B., MAZET A.-G., GILLOT P.-Y., FABRIOL R., ROBERT J.-L., GUILLE G., MOTTAY G., PESME M.-F., NITICKI N., HAVETTE A., VAZIRI H.-M., BLAIS S., MICHARD J.-M., VEYRET Y. (1975a) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vic-sur-Cère (812). Orléans : BRGM. Notice explicative par Brousse R., Mazet A.-G., Pesme M.-F., Veyret Y. (1975), 41 p.
- BROUSSE R., MAZET A.-G., PESME M.-F., VEYRET Y. (1975b) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vic-sur-Cère (812). Orléans : BRGM, 41 p. Carte géologique par Brousse R., Gibert J.-P., Le Gouëllec M.-A., Thierrie B., Mazet A.-G., Gillot P.-Y., Fabriol R., Robert J.-L., Guille G., Mottay G., Pesme M.-F., Niticki N., Havette A., Vaziri H.-M., Blais S., Michard J.-M., Veyret Y. (1975).
- BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.-L., TRONCHETTI G. (1999) - Les affleurements du Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 329/10, p. 705-712.
- BRYAN W.-B., FINGER L.-A., CHAYES F. (1969) - Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation. *Science*, 163, p. 926-927.
- BURG J.-P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984) - Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt: An example in the French Massif central. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, n° 14, p. 47-61.
- BURG J.-P., MATTE P. (1977) - La klippe de la Bessenois (Decazeville, Aveyron), un nouvel argument en faveur de l'existence d'un chevauchement majeur vers le Sud dans le Massif central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 325-329.
- BURG J.-P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE Ph. (1984) - Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in Variscan belt: an example in the French Massif central. In: Hutton D.H.W., Sanderson D.J., Eds, Variscan tectonics of the North Atlantic region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, p. 44-61.

- BURG J.-P., LEYRELOUP A.-F., ALABOUVETTE B., BECQ-GIRAUDON J.-F., DELOR C., FUCHS Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., PALOC H., ROMNEY F. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rodez (884) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Alabouvette B., Lefavrais-Raymond A., Burg J.-P., Leyreloup A.-F., Delor C., Roche J., Fuchs Y., Becq-Giraudon J.-F., Paloc H. (1989), 47 p.
- CESARE B., MARCHESI C. HERMANN J., GOMEZ-PUGNAIRE M.-T. (2003) - Primary melt inclusions in andalousite from anatectic graphitic métapélites: implications for the position of the Al_2SiO_5 triple point. *Geology*, vol. 31, n° 7, p. 573-576.
- CHARBIT S., GUILLOU H., TURPIN L. (1998) - Cross calibration of K-Ar standard minerals using an unspiked Ar measurement technique. *Chem. Geol.*, 150, p. 147-159.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 65, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by *in situ* electron microprobe Th-U-total Pb determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COINT N. (2006) - Étude cartographique et pétrologique du secteur sud-est du massif volcanique de l'Aubrac, Massif central. Rapport de stage de TER, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 25 p.
- COLIN F. (1963) - Note sur le socle métamorphique de l'Aubrac (feuille de Saint-Geniez-d'Olt 1/50 000). Travaux du laboratoire de géologie et de minéralogie, faculté des sciences de Clermont-Ferrand, série documentation, n° 9, 19 p.
- COLIN F. (1966) - Étude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif central français). Thèse État, Clermont Ferrand. Mém. BRGM, n° 62 (1971), 250 p. + carte h.t.
- COLIN F. (1971) - Étude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif central français), (d'après thèse, Clermont-Ferrand, 1966), Mémoires du BRGM, n° 62, Ed. BRGM Orléans, 250 p. illust., 1 carte.
- COLIN F., DESCHAMPS M. (1964) - Sur un nouveau gisement de sidérolithique dans l'Aubrac septentrional, près de la Croix Rouge (Aveyron), *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., Paris*, fasc. 5., p. 187.
- COLLOMB P. (1970) - Étude géologique du Rouergue cristallin. Thèse doct. Sci. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 419 p.
- COSTA S. (1989) - Âge radiométrique ^{39}Ar - ^{40}Ar du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (MCF). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 309, sér. 2, p. 561-567.

- COSTA S. (1992) - East-West diachronism of the collisional stage in the French Massif central: Implications for the European Variscan Orogen. *Geodinamica Acta*, 5, p. 51-68.
- COTTEN J., LE DEZ A., BAU M., CAROFF M., MAURY R.-C., DULSKI P., FOURCADE S., BOHN M., BROUSSE R. (1995) - Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119, p. 115-138.
- COUTURIÉ J.-P., CAEN-VACHETTE M., VIALETTE Y. (1979) - Âge namurien d'un laccolithes différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D*, t. 289, p. 449-454.
- COUTURIÉ J.-P. (1977) - Le massif granitique de la Margeride (Massif central français). Étude pétrographique, géochimique et structurale. Thèse Etat, Clermont-Ferrand. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 62, 320 p.
- COUTURIÉ J.-P. (1974) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Chély-d'Archer (838) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Couturié J.-P., Geffroy J. (1974), 10 p.
- COUTURIÉ J.-P., GEFFROY J. (1974) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Chély-d'Archer (838) - Orléans : BRGM, 10 p. Carte géologique par Couturié J.-P. (1974).
- DEFAUT B., BURG J.-P., LEYRELOUP A.-F., ROMNEY F., FUCHS Y., ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ROUX J., SENAUD G., PALOC H., VATRELLE C. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Séverac-le-Château (885) - Orléans : BRGM, 58 p. Carte géologique par Alabouvette B., Defaut B., Burg J.-P., Leyreloup A.-F., Boitaut A., Romney F. (1990).
- DEMAY A. (1931) - Les nappes cévenoles. Paris, Imprimerie nationale, 296 p.
- DEMAY A. (1946) - Sur les nappes antéstéphanienues de la Margeride dans la région médiane du Massif central. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 222, p. 1119-1121.
- DEMAY A. (1948) - Tectonique antéstéphanienne du Massif central. Paris, Imprimerie nationale, 246 p.
- DEMAY A., DURAND J., BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., LAPADU-HARGUES P., AGALÈDE H., ROUIRE J., GÈZE B. (1958) - Séverac-le-Château. Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80 000, 2^e édition. Service de la carte géologique de la France (Edit.).
- DESCHAMPS M. (1973) - Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du Centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés, thèse d'État Université Paris VI, 1270 p., 304 fig., IX pl.
- DOWNES H., BODINIER J.-L., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. (1989) - Isotopes and trace-element heterogénéities in high-grade basic metamorphic rocks of Marvejols: tectonic implications for the Hercynian suture zone of the French Massif central. *Lithos*, vol. 24, p. 37-54.

- DUCROT J., LANCELOT J.-R., MARCHAND J. (1983) - Datation U-Pb sur les zircons de l'éclotite de La Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution antéhercynienne de l'Europe Occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 49, p. 188-192.
- DUGUET M., BOGDANOFF S., TURLAND M., NEHLIG P., LEBRET P., RICORDEL C., SIMON-COINÇON R., THIRY M., BOUCHOT V., TALBOT J.-Y., DOCHE B., BERTIN C. (2006) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Entraygues-sur-Truyères (836). Orléans : BRGM, 173 p., Carte géologique par Goër de Herve A. (de), Bogdanoff S., Couturié J.-P. (2006).
- ELLENBERGER F., FUCHS Y. (1965) - Sur la présence de pistes de vertébrés dans le Lotharingien de la région de Sévérac-le-Château (Aveyron). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 39-40.
- ENAY R., MANGOLD C., CARIU E., CONTINI D., DEBRAND-PASSARD S., DONZE P., GABILLY J., LEFRAIS-RAYMOND A., MOUTERDE R., THIERRY J. (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français par le Groupe Français d'Étude du Jurassique. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. 5, 210 p., 42 cartes.
- ETLICHER B., GOËR DE HERVE A. (de) (1988) - La déglaciation wurmienne dans le Massif central français : le point des travaux récents. *Bull. Assoc. Fr. Et. Quaternaire*, vol. 34-35, n° 2, p. 103-110.
- FABRE G. (1896) - Les glaciers pliocènes de l'Aubrac. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 122, p. 95-97.
- FAURE M., PIN C. (1979) - Les pseudotachylites de la région de Marvejols : une manifestation cataclastique tardive du charriage hercynien du groupe leptyno-amphibolique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 289, p. 1001-1004.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, 6, p. 695-705.
- FAURE M., PIN C., MAILHÉ D. (1979) - Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère, Massif central français) *C.R. Acad. Sci., Paris*, sér. D, 288, p. 1267-1270.
- FÉRAUD G. (1981) - Datation des réseaux de dykes et de roches volcaniques sous-marines par les méthodes K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar . Utilisation des dykes comme marqueurs des paléocontraintes. Thèse de Doctorat d'État, Nice.
- FLOYD P. A., WINCHESTER J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol. 21, p. 291-306.
- FORESTIER F.-H. (1961) - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français), Thèse d'État, Clermont Ferrand, 2 vol., 300 p.

- FORESTIER F.-H. (1963) - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 271, 294 p.
- FOURNIER M., FABRE G. (1909) - Séverac-le-Château. Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80 000, 1^{ère} édition. *Serv. carte géol. Fr.* (Edit.).
- FUCHS Y. (1969a) - Contribution à l'étude géologique, géodynamique et métallogénique du détroit de Rodez. Thèse de Doctorat d'État, Nancy, 257 p.
- FUCHS Y. (1969b) - Quelques exemples de remobilisation dans le domaine épicontinental (Sud du Massif central). Res. Comm., Meeting on remobilization of ores and minerals, Cagliari.
- FYFE W.-S., PRICE N.-J., THOMPSON A.-B. (1978) - Fluids in the earth crust. *Elsevier Sci. Pub. Co.*, Amsterdam, 385 p.
- GÈZE B., BRIAND B.-G., PEYRETTI G., COUTURIÉ J.-P., GEFFROY J. (1979) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mende (862) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Briand B.-G., Couturié J.-P., Geffroy J., Gèze B. (1979), 52 p.
- GÈZE B., PELLET J., PALOC H. (1980a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Florac (886) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Gèze B., Pellet J., Paloc H., Bambier A., Roux J., Senaud G., (1979), 29 p.
- GÈZE B., PELLET J., PALOC H., BAMBIER A., ROUX J., SENAUD G. (1980b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Florac (862) - Orléans : BRGM, 29 p. Carte géologique par Gèze B., Pellet J., Paloc H. (1980b).
- GIBB F.G.F. (1973) - The zoned clinopyroxene of the Shiant Isles sill, Scotland. *J. Petrol.*, 14, p. 203-230.
- GIRAUD A. (1985) - Apport de la géochimie en traces aux problèmes suivants : 1) caractérisation des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Massif central (Haut-Allier, Marvejols, Rouergue) - 2) genèse des ignimbrites de Toscane. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 209 p.
- GOËR DE HERVE A. (de) (1972) - La planèze de Saint-Flour (massif volcanique du Cantal, France). Vol. I : structure et stratigraphie, 254 p. ; vol. II : formes et dépôts glaciaires, 213 p. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 47 et 48.
- GOËR DE HERVE A. (de) (1980) - L'Aubrac. In : Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg. Paris : Dunod édit., p. 86-87.
- GOËR DE HERVE A. (de), BAUBRON J.-C., CANTAGREL J.-M., MAKHOUL J. (1991) - Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur, *Géol. France* 4, p. 3-14.
- GOËR DE HERVE A. (de), BAUBRON J.-C., CANTAGREL J.-M., MAKHOUL J. (1991) - Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France*, 4, p. 3-14.

- GOËR DE HERVE A. (de), BOGDANOFF S., COUTURIÉ J.-P. (2006) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Entraygues-sur-Truyères (836). Orléans : BRGM. Notice explicative par Duguet M., Bogdanoff S., Turland M., Nehlig P., Lebret P., Ricordel C., Simon-Coinçon R., Thiry M., Bouchot V., Talbot J.-Y., Doche B., Bertin C. (2006), 173 p.
- GOËR DE HERVE A. (de), BRIAND B., COUTURIÉ J.-P., DELPUECH A., DOCHE B., FEL A., MAKHOUL J., MERCIER-BATARD F., MICHAËLY B. (1994) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Nasbinals (837). Orléans : BRGM, 124 p. Carte géologique par Goër de Herve A. (de), Couturié J.-P. (1994).
- GOËR DE HERVE A. (de), BURG J.-P., COUTURIÉ J.-P., DELPUECH A., DUTHOU J.-L., ÉTIENNE R., MERCIER-BATARD F., PERICHAUD J.-J., PIN C., TORT M., TURLAND M. (1991) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Chaudes-Aigues (813). Orléans : BRGM, 130 p. Carte géologique par Burg J.-P., Goër de Herve A. (de), *et al.*, (1991).
- GOËR DE HERVE A. (de), COUTURIÉ J.-P. (1994) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Nasbinals (837). Orléans : BRGM. Notice explicative par de Goër de Herve A. et coll. (1994), 124 p.
- GOËR DE HERVE A. (de) & MERGOIL J. (1971) - Structure et dynamique des édifices tertiaires et quaternaires. *In* : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français (symposium J. Jung). Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 345-376.
- GRACIANSKY P.-C. DE, JACQUIN T., HESSELBO S.P. (1998) - The Ligurian Cycle: an overview of Lower Jurassic 2nd order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. *In*: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds.), "Mesozoic and Cenozoic Sequence stratigraphy of European basins", Society of Economic Paleontology and Mineralogy (Society for Sedimentary Geology), *Spec. Public.*, 60, p. 466-479.
- GRADSTEIN F., OGG J., SMITH A. (2004) - A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press édit., 589 p.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Doc. lab. géol. fac. Sci. Lyon*, h.s. n° 5, 210 p., 42 cartes.
- GUILLOU H., MAURY R.C., BLAIS S., COTTEN J., LEGENDRE C., GUILLE G., CAROFF C. (2005) - Age progression along the Society hotspot chain based on new unspiked K-Ar ages. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 176, p. 135-150.
- HARRIS N.B.W., PEARCE J.-A., TINDLE A.-G. (1986) - Geochemical characteristics of collision zones magmatism. *In* Shackelton R.M., Ries A. C., Coward M. P. edit.: Collision tectonics. *Geol. Soc. London*, spec. pub. n° 19, p. 67-81.

- HÉMOND C., DEVEY C.W., CHAUVEL C. (1994) - Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): Element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem. Geol.*, 115, p. 7-45.
- HERNANDEZ J. (1976) - Données nouvelles sur la composition minéralogique de la néphéline de Marcoux (Forez). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 99, p. 61-66.
- HOLLAND T.J.B., POWELL R. (1998) - An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, p. 309-343.
- JACQUIN T., DARDEAU G., DURLET C., GRACIANSKY P.C. de (1998) - The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. In: de Graciansky P.-C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R. (eds.), "Mesozoic and Cenozoic Sequence stratigraphy of European basins", Society of Economic Paleontology and Mineralogy (Society for Sedimentary Geology), *Spec. Public.*, 60, p. 445-466.
- JOLY A. (2004) - Analyse pétrostructurale et géochronologique de la série du Lot (Massif central français) : implications pour l'évolution de la chaîne hercynienne, DEA, Univ. Orléans, 40 p., inédit.
- KORNPROBST J., POULAIN D. (1972) - Relations structurales entre les « micaschistes supérieurs » et les « micaschistes inférieurs » dans la région de Saint-Geniez-d'Olt (Aveyron). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 274, D, p. 3511-3514.
- LAPADU-HARGUES P. (1943) - Sur les schistes cristallins de la région de Marvejols. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 5, t. 13, p. 105-112.
- LAPADU-HARGUES P. (1947) - Les massifs de la Margeride et du mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 66, n° 222, 154 p. + 1 carte h.t.
- LAPADU-HARGUES P. (1949) - Carte géol. France à 1/80 000, feuille Mende (196), 2^e éd., *Serv. carte géol. Fr.* (Edit).
- LAPADU-HARGUES P. (1949) - Mende. Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80 000, 2^e édition. *Serv. carte géol. Fr.* (Édit.).
- LARDEAUX J.-M., LEDRU P., DANIEL I., DUCHENE S. (2001) - The Variscan French Massif central - A new addition to the ultra-high pressure metamorphic "club": exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, vol. 332, p. 143-167.
- LASNIER B. (1977) - Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse doctorat d'Etat, Université de Nantes, 351 p.
- LE BAS M., LE MAITRE R., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 23, p. 67-75.

- LE FORT P. (1975) - Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science*, 275, p. 1-44.
- LEAT P.-T., JACKSON S.-E., THORPE R.-S., STILLMAN C.-J. (1986) - Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolites province within the Southern British Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, vol. 143, p. 259-273.
- LECUYER F. (1984) - Contribution à la volcanologie et à la pétrologie de l'Aubrac : secteur méridional de Saint-Urcize (Massif central français). D.E.A., Lille, 55 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOCH J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, 5, n° 3, p. 605-618.
- LEMARCHAND F., VILLEMANT B., CALAS G. (1987) - Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 51, p. 1071-1081.
- LUHR J.F., ARANDA-GOMEZ J.J., HOUSH T.B. (1995) - San Quintin Volcanic Field, Baja California norte, Mexico: geology, petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 10353-10380.
- MAKHOUL J. (1994) - Minéralogie, géochimie et magmatologie du volcanisme basaltique miocène de l'Aubrac (Massif central français). Thèse doctorat univ. Clermont-Ferrand II.
- MAURY R.C., BIZOUARD H. (1974) - Clinopyroxènes des contacts acides-basiques. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 97, p. 465-469.
- MAURY R.C., VARET J. (1980) - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. In : A. Autran et J. Dercourt, évolutions géologiques de la France. *Mémoire BRGM*, n° 107. p. 138-159.
- MEISTER C. (1986) - Les ammonites du Carixien des Causses (France). *Mémoires suisses de Paléontologie*, 109, 209 p.
- MELLETON J., FAURE M., COCHERIE A. (2009) - Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif central. *Bull. Soc. Géol. France*, 180, 3, p. 283-292.
- MICHARD A.G., COUMOUL A. (1979) - La sédimentation liasique dans les Causses : contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minières*, 2^e sér., sect. II. (Géologie des gîtes minéraux), 2, p. 57-120.
- MICHARD A.G., AUBAGUE M., LEFAVRAIS-RAYMOND A., L'HOMER A. (1979) - Le Lotharingien supérieur dans le bassin des Causses : stratigraphie et évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., 21(1), p. 3-10.
- MICHON L., MERLE O. (2001) - The evolution of the Massif central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172 (2), p. 201-211.

- MORARD A. (2004) - Les événements du passage Domérien-Toarcién entre Téthys et Europe occidentale et Europe du Nord-Ouest. Thèse de Doctorat, Université de Lausanne, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Institut de Géologie et Paléontologie. Vol. 1 : stratigraphie, 186 p. (inédit).
- NICOLLET C. (1978) - Étude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins antépermien du versant sud du Lévezou (Massif central français), origine des groupes leptyno-amphiboliques. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 125 p.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A. (1978) - Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français. *Can. Journal Earth Sci.*, vol. 15, n° 5, p. 696-707.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A., DUPUY C. (1979) - Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif central, France. *In* Barker F., édité.: *Developments in Petrology*, Vol. 6: "Trondhjémites, dacites and related rocks", *Elsevier Scientific pub. Comp.*, Amsterdam, p. 434-463.
- NORMAND D. (1964) - Étude géologique et métallogénique de la région de Mende-Marvejols. Thèse 3^e cycle, Paris, 145 p.
- O'REILLY S.Y., GRIFFIN W.L., RYAN C.G. (1991) - Residence of trace elements in metasomatized spinel lherzolite xenoliths: a proton-microprobe study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, p. 98-113.
- PARRISH R.-R. (1990) - U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27, p. 1431-1450.
- PEARCE J.-A. (1988) - A "users guide" to basalt discrimination diagrams. *Unpub. rep.*, 37 p.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984) - Trace elements discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, vol. 25, p. 956-983.
- PEYRETTI G. (1971) - Étude géologique des formations cristallophylliennes à l'Ouest de Marvejols (Lozère). Thèse 3^e cycle Lyon, 133 p.
- PIBOULE M., BRIAND B. (1985) - Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southern area of the french Massif central: origin of the protoliths. *Chem. Geol.*, vol. 50, p. 189-199.
- PIN C. (1979a) - Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 205 p.
- PIN C. (1979b) - Âge à 482 Ma. des roches orthodérivées du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Lozère, Massif central français), déterminé par la méthode U-Pb sur zircons. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 288, D, p. 291-294.

- PIN C. (1980) - Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. BRGM*, sér. 2, n° 4, p. 293-313.
- PIN C. (1981) - Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and the "Orthogneiss de Marvejols" (southern French Massif central). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, 1, p. 27-48.
- PIN C. (1981a) - Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. BRGM*. (2), I, 4, p. 293-313.
- PIN C. (1981b) - Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and the "Orthogneiss de Marvejols" (southern French Massif central). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, p. 27-48.
- PIN C. (1989) - Essai sur la géochronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse État, Clermont-Ferrand, 523 p.
- PIN C. (1990) - Variscan oceans: Ages, origin and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177, p. 215-220.
- PIN C., MARINI F. (1993) - Early Ordovician continental break-up in variscan Europe: Nd-Sr isotopes and trace element evidence from bimodal igneous associations of the southern Massif central, France. *Lithos*, Vol. 29, p. 177-196.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) - Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 8, t. II, n° 3, p. 461-469.
- PIN C., VIELZEUF D. (1988) - Les granulites de haute pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 8, t. IV, n° 1, p. 13-20.
- PIN C., LANCELOT J. (1982) - U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 79, p. 1-12.
- PIN C., LANCELOT J.-R. (1978) - Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 7, XX, p. 203-208.
- POIZAT M. (1973) - Sédimentation et phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires quaternaires en Aubrac (Aveyron, Cantal, Lozère). Thèse 3^e cycle, Marseille, 102 p., 1 carte h.t.
- POIZAT M., ROUSSET C. (1975) - Les calottes de glace quaternaire des monts d'Aubrac (Massif central, France) : caractéristiques, contexte paléoclimatique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, sér. 2, vol. 17, p. 171-190.
- POULAIN D. (1972) - Les micaschistes des environs de Saint-Geniez-d'Olt (Aveyron). Thèse 3^e cycle Paris, 78 p.

- POULAIN D., KORNPORST J. (1974) - Sur une muscovite exceptionnellement riche en sodium dans les micaschistes à staurotide des environs de Saint-Geniez-d'Olt (Aveyron). *Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr.*, n° 97, p. 54-58.
- PRAX J.-Y. (1979) - Géologie du district minier de Saint-Geniez-d'Olt (Aveyron). Relations entre le volcanisme permo-houiller et les minéralisations (F, Ba, U). Thèse Doctorat 3^e cycle, Université de Paris-Sud Orsay, *Spécialité Géologie Structurale et Appliquée*, 151 p. (inédit).
- PYLE J.-M., SPEAR F.-S. (1999) - Yttrium zoning in garnet: coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research*, 1, p. 1-49.
- RICORDEL C., THIRY M., MOREAU M.-G., THÉVENIAUT H. (2005) - Paleomagnetic datings on "Siderolithic" paleoweathering profiles along French Massif central. European Geosciences Union, Vienne, Autriche, 24-29 avril, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, 06631, 6 p.
- ROIG J.-Y., FAURE M., LEDRU P. (1996) - Polyphase wrench tectonics in the southern French Massif central. Kinematic inferences from pre- and syn-kinematic granitoids. *Geologische Rundschau*, 85, p. 138-153.
- ROQUEFORT C. (1934) - Contribution à l'étude de l'infralias et du Lias inférieur des causses cévenols. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e sér., 4, p. 573-594.
- ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central. Thèse sciences Clermont-Ferrand, 530 p.
- ROUIRE J., ROUSSET C. (1980) - Causses, Cévennes, Aubrac, Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 190 p.
- ROUSSET C., BECQ-GIRAUDON J.-F. (1989) - Espalion (860). Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50 000. BRGM Édit., 28 p.
- ROUSSET C. (1963) - Essai de géomorphologie du bassin supérieur du Doulou (Aubrac sud-oriental) : le glacier du Doulou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 946-952.
- ROUSSET C. (1964) - Sur l'origine périglaciaire des petits lacs du massif d'Aubrac. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, sér. 7, t. 6, p. 375-381.
- ROUSSET C. (1969) - Le glaciaire de l'Aubrac. *Annales Géographie*, Paris, p. 292-310.
- ROUSSET C. (1970) - Détermination géomorphologique et climatique de l'évolution des calottes glaciaires quaternaires dans les monts d'Aubrac (Massif central, France). *C.R. Acad. Sciences*, Paris sér. D, t. 270, p. 464-467.
- ROUSSET C., ARLHAC P., BECQ-GIRAUDON J.-F. (1989a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Espalion (860) - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par Rousset C., Becq-Giraudon J.-F. (1989), 27 p.

- ROUX J., SENAUD G. (1978) - Le levé aéromagnétique du Massif central 1975 : étude de quelques anomalies caractéristiques liées au volcanisme et au socle. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand II, 208 p.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.-P., PIBOULE M. (1988) - Les complexes leptyno-amphiboliques (CLA) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, p. 3-12.
- SCHMITT J.-M. (1983) - Albitization in relation to the formation of uranium deposits in the Rouergue area (Massif central). In: Petrology of weathering and soils, (Nahon D., Noack Y., eds.). *Sci. Géol. Mém.*, 73, p. 185-194.
- SCHMITT J.-M., SIMON-COINÇON R. (1985) - La paléosurface infraliasique en Rouergue ; dépôts sédimentaires et altérations associés. *Géologie de la France*, 2, p. 125-135.
- SERANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J., QUINIF Y. (2002) - Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 173 (2) p. 97-112.
- SIMON-COINÇON R. (1989) - Le rôle des paléoaltérites et des paléoformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français). École des Mines de Paris, *Mémoire des sciences de la Terre*, n° 9, 290 p.
- SIMON-COINÇON R. (1993) - Incidence du paléodrainage mio-pliocène et de la tectonique sur le réseau hydrographique actuel du Massif central. *Géologie de la France*, n° 1, p. 29-39.
- SIMON-COINÇON R. (1999) - Palaeolandscape reconstruction of the southwestern Massif central (France), in Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits (eds. Thiry M. & Simon-Coinçon R.), *Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment.*, 27, p. 225-243.
- SIMON-COINÇON R., BRUXELLES L., RICORDEL C., THIRY M. (2005) - The continental French Massif central during Late Jurassic and Early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. European Geosciences Union, Vienne, Autriche, 24-29 avril, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, 07929, 9 p.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., QUESNEL F. (2000) - Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 330/10, p. 693-700.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., SCHMITT J.-M., LEGENDRE S., ASTRUC J.-G. (1995) - From inland paleosurfaces towards sedimentary basins: the example of southwestern French Massif central. IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology, Field Trip Book, Publications ASF, Paris n° 23, p. 3-64.
- STEIGER R.-H., JÄGER E. (1977) - Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 36, p. 359-362.

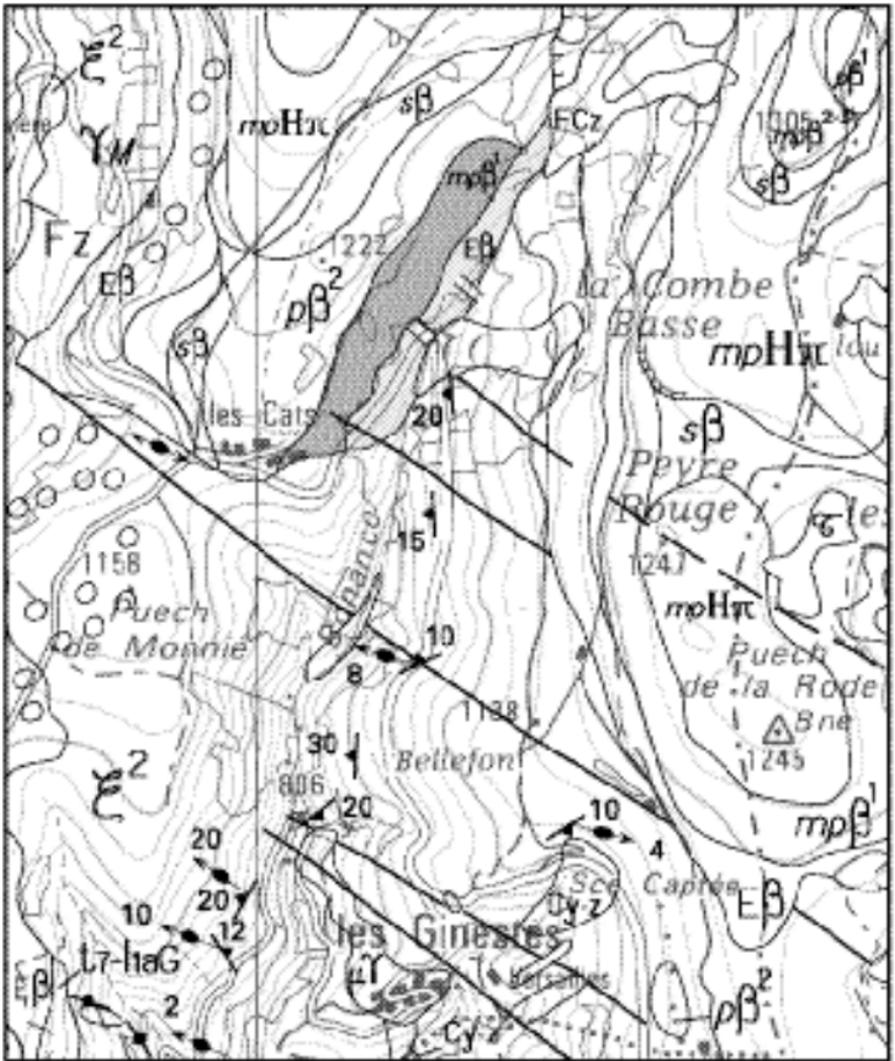
- SUN S.S., McDONOUGH W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. *In: Saunders A.-D., Norry M.-J. (eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 42, p. 313-345.*
- TALBOT J.-Y. (2006) - Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardi-hercynienne du Massif central. Thèse Doct. Géol. Univ. Orléans.
- THÉVENIAUT H. (2003) - Paleomagnetism as an indirect dating tool of lateritic weathering profiles (saprolite, bauxite and ferricrete): theoretical bases, method, results in French Guiana, Africa and Europe, *In: Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region-Preizerdaul, Luxembourg, 14-17 mai 2003, Géologie de la France, 1, p. 89-90.*
- THÉVENIAUT H., QUESNEL F., WYNS R., HUGUES G. (2007) - Paleomagnetic dating of the "Borne de fer" ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering., *Palaeogeography - Palaeoclimatology - Palaeoecology, 253, p. 271-279.*
- THÉVENIN A. (1903) - Étude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., 14/95, 202 p., Paris.*
- THIRY M., MOREAU M.-G., SIMON-COINÇON R., RUELLAN P.Y. (2004) - Datation des paléaltérations et des évènements géodynamiques continentaux - II - paléaltérations, paléoreliefs et datation des formations « sidérolithiques » du Lembron. Rapport Armines/École des Mines, LHM/RD/2004/03, 76 p.
- THIRY M., SCHMITT J.-M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1983) - Formations rouges « sidérolithiques » et silicifications sur la bordure nord du Massif central. *Revue géog. Phys. et géol. Dyn., 24, p. 381-395.*
- THIRY M., TURLAND M. (1985) - Paléoséquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolitique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France, 2, p. 175-192.*
- THOMPSON R.-N., MORRISON M.-A., HENDRY G.-L., PARRY S.-J. (1984) - An assesment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, vol. A310, p. 549-590.*
- THY P. (1991) - High and low pressure phase equilibria of a mildly alkalic lava from the 1965 Surtsey eruption: experimental results. *Lithos, 26, p. 223-243.*
- TINKHAM D.-K., ZULUAGA C.-A., STOWELL H.-H. (2001) - Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: The effect of variable Al₂O₃ and MgO/(MgO + FeO) on mineral stability. *Geological Materials Research, 3, p. 1-42.*

- TRÜMPY D.-M. (1983) - Le Lias moyen et supérieur des Grands Causses et de la région de Rodez : contributions stratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques à la connaissance d'un bassin à sédimentation marneuse. Thèse Université Zürich, Cahiers de l'Université de Pau et des pays de l'Adour, 19, 363 p.
- VALADAS B. (1984) - Les Hautes Terres du Massif central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse de Doctorat d'État, Paris I, 2 vol., 927 p.
- VETTER P. (1968) - Géologie et Paléontologie des bassins houillère de Decazeville, Figeac et du détroit de Rodez. Thèse doct. Sciences.
- VEYRET Y. (1978) - Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse État, Paris I, Presses Univ. de Lille (1981), 2 vol., 783 p.
- VILLEMANT B. (1987) - La différenciation des séries volcaniques : géochimie des éléments en trace dans les séries du Massif central et d'Italie centrale. Thèse d'État, Univ. Pierre et Marie Curie : 445 p.
- VILLEMANT B., JAFFREZIC H., TREUIL M. (1981) - Distribution coefficients of major and trace elements; fractional cristallisation in alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif central, France). II. Géochimie. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 103, p. 267-286.
- WASS S.-Y. (1979) - Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12, p. 115-132.
- WATKINS K.P. (1983) - Petrogenesis of Dalradian albite porphyroblast schists. *J. Geol. Soc. London*, vol. 140, p. 601-618.
- WRIGHT T.-L., DOHERTY P.-C. (1970) - A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problem. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 1995-2008.
- YANG P., RIVERS T. (2002) - The origin of Mn and Y annuli in garnet and the thermal dependance of P in garnet and Y in apatite in calc-pelite, gagnor terrasse, Western Labrador. *Geological Materiel Research*, 4, p. 1-35.

ERRATUM

Sur la carte géologique de Saint-Geniez-d'Olt, le secteur au Nord-Ouest des Cats doit être corrigé de la façon suivante, comme indiqué sur la figure :

- la zone indiquée sur la carte comme basanite microporphyrrique ($mp\beta^1$) est en réalité recouverte d'éboulis $E\beta$;
- la zone indiquée sur la carte comme micaschistes semi-lamelleux (ξ^2) est en réalité recouverte de basanite microporphyrrique $mp\beta^1$.



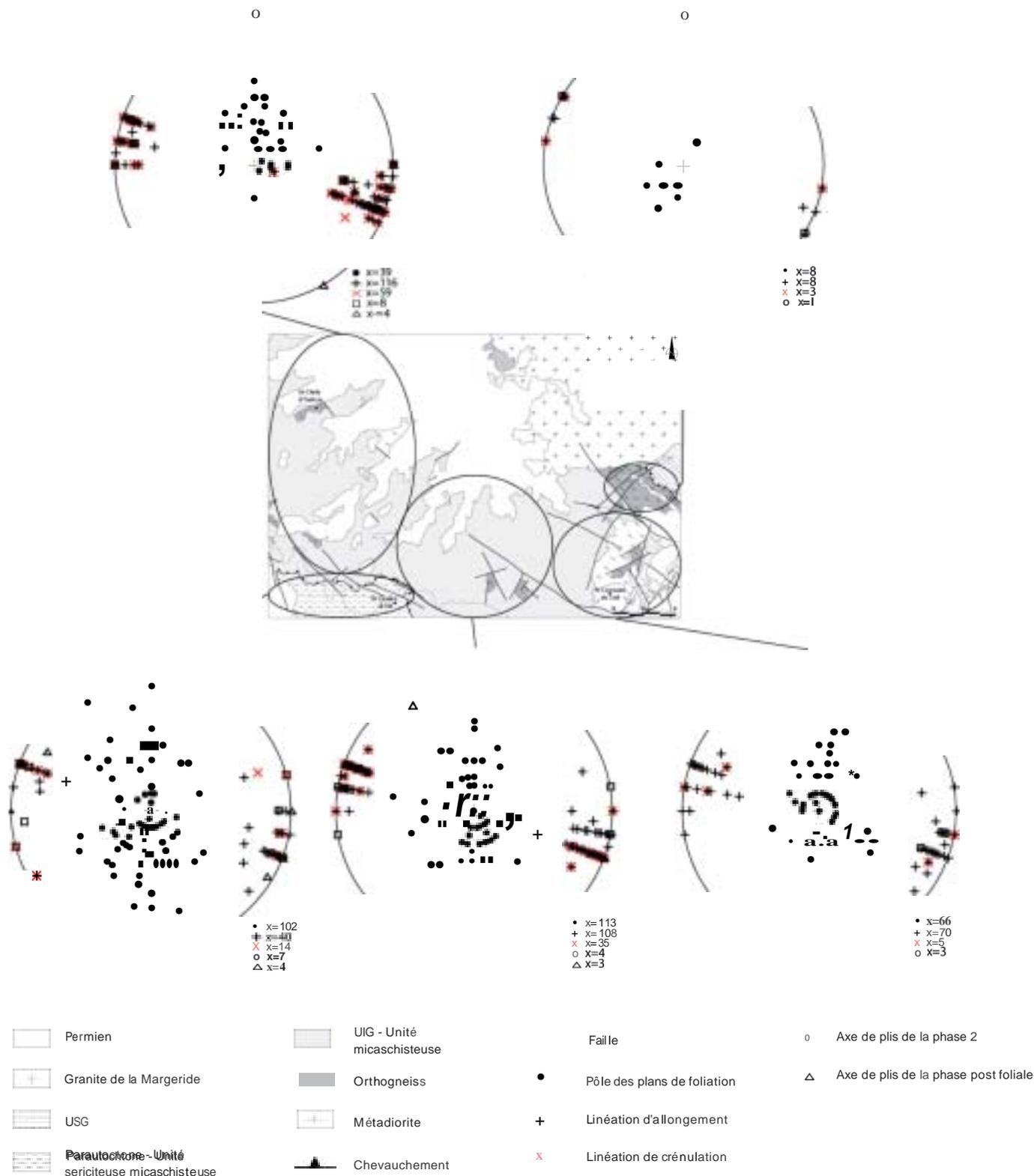


Fig. 12 - Stéréogrammes des pôles de foliation, des linéations d'allongement et de crénulation, et des axes de plis de phases 2 et post foliales (projection à aire égale - Schmidt - et dans l'hémisphère inférieure)



Photo. 1 : Le pont des Nègres, qui traverse le ruisseau des Plèches, a été construit sur la chaussée de géants formée par la coulée AB124 (mp 1)

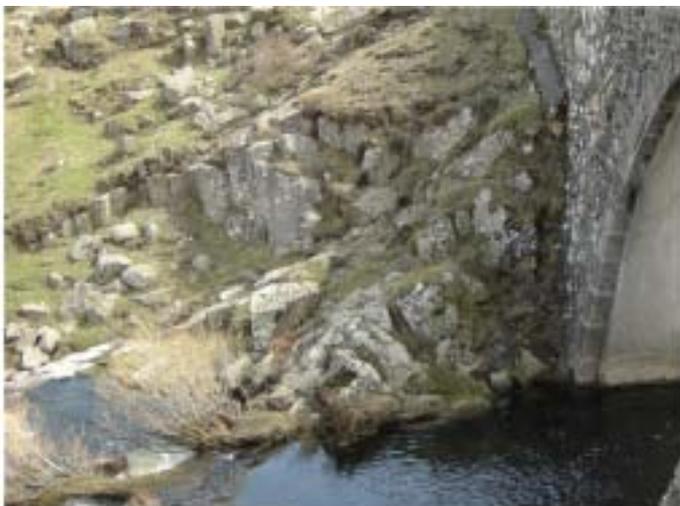


Photo. 2 : Au pied du pont, la prismation est légèrement pentée vers l'aval du ruisseau, témoignant d'une paléopente sur laquelle s'est épanchée la coulée



Photo. 3 : Portion du front de taille sud de la carrière de Condamines : structures à prismation en éventail (ou en gerbes) s'ouvrant vers le bas, séparées par des contacts verticaux francs



Photo. 4 : Portion du front de taille est de la carrière de Condamines : structures à prismation en éventail (ou en gerbes) s'ouvrant vers le haut (zone d'alimentation). À la base du front de taille, un sill métrique recoupe l'ensemble des structures de la carrière



Photo. 5 : Affleurement méridional de la protrusion de Belvezet : la prismation, horizontale à la base, se verticalise vers le sommet

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	48,60	48,91	49,20	49,49	47,65	51,65	48,68	52,53	52,00	50,66	50,66	46,9	50,8	54,0	49,7	46,5	49,3	48,8	50,5	49,5	50,5	52,2
Al ₂ O ₃	15,47	15,40	15,80	14,85	14,77	14,45	15,60	15,90	16,20	15,87	15,65	17,4	15,3	12,3	16,3	19,5	18,8	14,2	15,7	16,8	16,4	15,7
Fe ₂ O ₃	11,31	12,39	11,65	11,91	12,53	12,90	12,53	10,50	10,37	10,26	10,12	3,20	3,95	2,55	2,00	2,43	2,75	2,41	6,64	4,79	5,69	3,57
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,19	3,47	5,63	4,91	5,92	4,91	7,29	3,75	3,61	4,33	6,06
MnO	0,17	0,19	0,17	0,18	0,18	0,21	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18	0,14	0,15	0,17	0,14	0,16	0,14	0,20	0,20	0,15	0,19	0,18
MgO	7,82	7,49	7,80	7,94	8,04	6,27	8,90	7,52	7,58	7,49	7,55	9,50	10,5	10,4	9,70	7,60	7,15	9,30	8,80	9,90	8,77	8,20
CaO	9,92	10,76	9,89	10,93	10,23	8,38	11,13	10,65	10,79	10,12	10,32	14,7	13,5	11,4	13,2	10,5	13,3	11,8	10,1	11,3	11,4	11,0
Na ₂ O	2,71	2,46	2,37	2,56	2,63	2,55	1,45	0,72	0,72	1,67	1,92	1,5	1,4	2,2	1,8	1,2	1,2	2,3	1,1	2,1	1,2	1,3
K ₂ O	0,81	0,30	0,62	0,36	0,66	1,09	-	0,25	0,24	0,94	0,82	0,3	0,3	0,7	0,6	3,1	0,8	1,1	-	0,6	0,3	0,5
TiO ₂	1,39	1,82	1,55	1,67	1,66	1,33	1,69	0,95	1,08	0,99	1,12	0,7	0,5	0,5	0,5	0,4	0,7	1,7	1,6	0,8	1,2	1,1
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,13	0,16	0,15	0,16	0,12	0,09	0,08	0,08	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O-	0,23	0,26	0,13	0,12	0,13	0,16	0,23	0,14	0,13	0,08	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	0,66	0,57	0,75	0,41	0,62	0,62	0,09	0,47	0,38	0,88	0,82	0,50	0,83	0,65	0,67	2,74	1,18	1,05	0,63	0,45	0,69	0,92
Total	99,22	100,73	100,06	100,58	99,25	99,77	100,61	99,90	99,75	99,21	99,36	99,03	100,70	100,50	99,52	100,05	100,23	100,20	99,02	100,00	100,72	100,73
Th	0,99	1,99	-	1,02	-	-	-	-	-	-	-	1,00	0,87	3,28	0,91	0,30	0,77	0,59	0,46	1,12	2,38	1,02
Nb	5	6	4	5	5	8	4	3	3	3	3	2,5	2,7	4,0	3,0	2,3	3,0	6,0	3,0	2,5	3,0	3,0
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	193	173	136	190	312	198	184	76	171	115	110
Zr	92	132	92	97	75	73	100	69	66	63	62	38	39	53	37	21	34	69	75	46	94	63
Y	30	40	26	36	32	38	35	23	24	23	24	13	11	15	10	9	9	-	32	16	26	21
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	5,07	7,14	6,63	4,87	4,85	8,41	3,65	5,76	6,12	6,94	6,25	5,97	4,73	7,77	5,14	2,84	3,82	3,6	4,73	4,74	13,7	5,99
Ce	16,05	19,27	17,00	16,67	15,52	26,26	11,45	15,80	14,48	22,01	18,80	17,4	14,9	15,9	15,4	6,98	9,36	9,90	16,6	11,2	29,3	14,2
Nd	10,62	14,82	10,54	12,97	11,52	16,99	9,70	9,06	9,63	10,14	9,64	6,78	5,70	9,50	5,56	3,64	4,43	9,20	8,77	7,38	19,2	8,92
Sm	3,71	5,00	3,44	4,42	4,12	5,73	3,17	2,68	2,68	3,21	2,82	1,78	1,46	2,32	1,37	0,99	1,11	3,01	2,69	2,18	4,63	2,49
Eu	1,23	1,69	1,20	1,46	1,56	2,34	0,98	0,94	0,85	0,96	0,90	0,85	0,57	0,64	0,58	0,39	0,51	1,04	0,84	0,90	1,37	0,72
Gd	4,21	5,90	3,98	5,33	4,85	6,33	3,75	3,35	2,90	3,69	3,14	2,39	1,98	2,34	1,63	1,04	1,27	-	3,58	2,25	4,15	2,41
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,48	-	-	-	-
Dy	5,05	7,00	4,65	6,43	5,69	7,01	5,56	3,65	3,49	3,63	3,68	2,27	1,87	2,42	1,71	1,24	1,33	-	4,69	2,36	3,83	2,38
Er	2,78	3,95	2,6	3,46	3,13	4,05	3,13	2,25	1,94	2,38	2,06	-	1,15	1,36	1,12	0,78	0,80	-	2,79	1,31	2,25	1,90
Yb	2,54	3,59	2,31	3,09	2,71	3,78	2,90	2,03	2,17	2,00	2,18	1,19	1,06	1,43	0,95	0,92	0,91	1,80	2,91	1,48	2,48	2,15
Lu	0,36	0,52	0,25	0,43	0,40	0,61	0,41	0,32	0,31	0,33	0,33	0,20	0,15	0,22	0,25	0,14	0,10	0,35	0,44	0,19	0,40	0,33

	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	40,66	40,95	39,74	40,00	46,88	46,95	47,39	48,16	45,39	49,36	45,70	50,65	48,68	48,54	50,47	51,30	51,75	48,04	49,16	47,20	47,93	51,94	52,45
Al ₂ O ₃	6,15	6,88	1,55	2,36	14,87	28,92	22,70	21,07	24,78	21,54	17,50	15,35	15,60	15,00	14,85	16,20	15,15	15,33	15,40	15,60	15,40	14,50	18,90
Fe ₂ O ₃	6,18	5,46	4,11	3,35	1,06	0,39	0,51	0,11	0,71	0,27	0,90	12,48	12,53	12,47	10,46	10,26	10,46	11,71	12,24	11,58	11,87	7,87	8,25
FeO	5,26	5,56	4,18	4,44	4,33	1,05	4,10	4,28	3,18	3,36	8,03												
MnO	0,18	0,18	-	-	0,13	-	-	0,13	-	-	0,13	0,20	0,19	0,21	0,17	0,19	0,16	0,19	0,20	0,21	0,21	0,15	0,13
MgO	27,43	26,56	36,40	36,75	14,13	2,26	5,89	7,22	7,38	5,59	12,47	8,07	8,90	8,90	7,51	7,05	7,85	8,80	8,79	8,80	9,18	10,18	5,03
CaO	3,95	4,57	0,98	2,10	13,98	14,32	13,62	11,97	13,01	13,02	10,30	10,22	11,13	10,51	11,13	11,5	10,86	11,18	10,93	11,60	12,05	11,05	8,06
Na ₂ O	0,54	0,59	0,12	0,15	0,87	2,15	1,48	1,41	1,30	2,15	1,85	1,11	1,45	1,38	2,59	1,37	1,55	1,48	1,45	1,50	1,53	1,95	3,20
K ₂ O	0,10	0,10	-	0,19	0,66	0,82	1,09	1,65	1,20	0,93	0,37	-	-	0,40	0,75	0,47		0,02	0,03	0,04	0,01	0,53	1,90
TiO ₂	0,45	0,31	-	0,14	-	-	-	-	-	0,15	0,27	1,68	1,69	1,87	1,34	0,97	1,57	1,45	1,60	1,33	1,33	0,28	0,63
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,14	0,12	0,18	-	0,08	0,27	0,19	0,18	0,14	0,16	0,07	0,10
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O-	0,54	0,33	0,62	0,36	0,08	0,19	0,26	0,22	0,16	0,16	0,13	0,14	0,23	0,14	0,18	0,13	0,23	-	-	-	-	-	-
LOI	7,71	7,52	11,26	9,14	2,03	1,99	2,17	2,88	2,94	2,35	1,27	0,89	0,09	0,62	0,67	0,68	0,48	0,43	0,46	1,06	0,24	0,54	1,58
Total	99,15	99,01	98,96	98,98	99,02	99,04	99,21	99,10	100,05	98,88	99,04	100,93	100,61	100,22	100,12	100,20	100,33	98,82	100,44	99,06	99,91	99,06	100,23
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,67	0,74	0,53	0,35	0,73	7,9
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	3	4	5	4	3	2	5	5	4	3	5	9
Rb	-	10	-	11	9	37	37	77	89	42	14	8	7	17	26	15	9	1	3	3	2	19	77
Sr	-	76	-	4	98	450	194	225	546	225	126	6	27	79	128	134	8	5	39	63	44	57	190
Zr	-	34	-	20	25	20	12	40	40	5	50	94	100	130	75	68	110	102	99	81	77	45	129
Y	-	-	-	-	5	2	6	2	6	-	8	38	35	35	31	24	36	38	35	36	33	16	39
Ni	1090	720	2000	1350	214	56	44	78	148	68	-	-	-	-	-	-	-	158	80	97	104	96	12
Cr	1700	1950	1300	1000	657	30	453	457	465	235	-	-	-	-	-	-	-	365	336	355	361	575	32
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,52	5,29	3,65	4,61	5,24	6,35	5,20	4,7	5,8	4,1	2,5	3,5	32,7
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,62	17,83	11,45	15,87	14,51	17,77	17,89	12,3	15,3	10,7	6,8	7,7	59,8
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,90	11,31	9,70	9,67	10,76	9,55	11,67	9,9	12,2	7,1	5,7	4,3	27,5
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,30	4,09	3,17	2,92	3,88	2,81	3,90	3,6	4,3	3,0	2,0	1,27	5,6
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,60	1,13	0,98	0,71	1,40	0,93	1,16	1,18	1,52	1,02	0,68	0,39	1,35
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,30	4,28	3,75	2,93	4,58	3,04	4,02	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,88	0,94	0,79	0,65	0,29	0,68
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,31	5,38	5,56	4,80	4,95	3,46	4,47	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,68	3,07	3,13	3,32	2,79	2,00	2,34	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,53	3,19	2,90	3,53	2,94	2,07	2,45	3,2	3,5	3,1	3,2	1,20	2,8
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	0,54	0,41	0,54	0,42	0,32	0,41	0,49	0,52	0,44	0,48	0,19	0,41