



CAYRES

La carte géologique à 1/50 000
CAYRES est recouverte par la coupure
LE PUY (N° 186)
de la carte géologique de la France à 1/80 000

LANGEAC	LE PUY	YSSINGEAUX
SAUGUES	CAYRES	LE MONASTIER
ST-CHÉLY- D'APCHER	LANGOGNE	BURZET

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

CAYRES

XXVII-36

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	2
HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE DE LA RÉGION	2
DESCRIPTION DES TERRAINS	3
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	3
Série métamorphique de l'Allier	3
Panneaux de roches métamorphiques dans les granites	5
<i>FORMATIONS ÉRUPTIVES ET FILONIENNES</i>	6
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	7
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	9
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	12
<i>FORMATIONS ALLUVIALES</i>	13
ESSAI D'INTERPRÉTATION STRUCTURALE	13
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	16
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	16
<i>GITES MINÉRAUX</i>	16
<i>CARRIÈRES</i>	17
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	18
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	18
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	18
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	20
AUTEURS	20
ANNEXE : <i>Tableau I. Composition chimique des basaltes</i>	21
<i>Tableau II. Composition chimique des granites et des gneiss œillés</i>	22

INTRODUCTION

La feuille Cayres à 1/50 000 couvre la partie sud-ouest du territoire de la feuille à 1/80 000 le Puy-en-Velay, pays essentiellement vallée, empiétant néanmoins à l'Ouest sur le Gévaudan. Cette zone est traversée en son milieu, suivant une direction presque méridienne (N.NW—S.SE), par la chaîne volcanique du Devès, haut plateau basaltique situé à une altitude moyenne de 1100 m et culminant au mont Devès (1421 m) ; ce plateau est accidenté par un très grand nombre (près d'une centaine) de cônes de scories et par quelques dépressions remarquables (*maars*) dont l'une est occupée par le lac du Bouchet ; sa partie axiale est soulignée, au Nord, par une crête dissymétrique, portant la forêt domaniale du lac du Bouchet, constituée par un alignement continu de scories ; il faut noter que les altitudes à l'Est de cette crête sont sensiblement inférieures à ce qu'elles sont à l'Ouest, fait qui est marqué par d'importantes accumulations d'éboulis sur le versant oriental et qui traduit très vraisemblablement l'existence d'une faille normale importante, à regard est, dont le rejet peut être estimé à une centaine de mètres au moins. Ce plateau est flanqué de deux profondes vallées dont le creusement a été pour l'essentiel postérieur au volcanisme. Celle de la Loire, à l'Est, qui reçoit comme principaux affluents la Gazeille, le ruisseau de la Beaume et la Mejeanne, serpente (sans doute par surimposition) en moyenne vers le N.NW et entaille le *Granite du Velay* à des altitudes comprises entre 800 et 650 m ; le versant oriental de ce fleuve est creusé dans le *plateau d'Alleyras*, diverticule du plateau du Devès ; dans le coin nord-est du territoire de la feuille, il traverse les formations sédimentaires du bassin tertiaire du Puy-en-Velay, mettant à nu le socle sous-jacent. Plus profonde (800 à 550 m) et constituant des gorges étroites empruntées par la voie ferrée de Paris à Nîmes, la vallée de l'Allier, à l'Ouest, présente un cours en baïonnette qui paraît avoir été assez fortement contrôlé par la tectonique cassante tardi-hercynienne ; avec ses principaux affluents, le Chapeauroux et l'Ance du Sud, il a amené à l'affleurement les granites de Chambon-le-Château, de Saint-Christophe-d'Allier et de la Margeride, ainsi que les formations cristallophylliennes du haut Allier qui sont fortement réduites dans le cadre de cette feuille, pincées entre les différents granites et les gneiss du prolongement méridional de l'arc de Fix, qui s'évasent au contraire ici pour former l'antiforme du *dôme d'Alleyras* ; les altitudes remontent vers l'Ouest, sur le versant oriental du plateau de la Margeride, plaine anté-villafranchienne qui peut déjà être observée dans la partie sud-ouest de la feuille Cayres.

Les versants des vallées sont assez fortement boisés tandis que le plateau axial, voie de communication routière importante entre les villes du Puy et de Nîmes, est au contraire intensément cultivé.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE DE LA RÉGION

C'est probablement le dépôt d'une épaisse série sédimentaire détritico-grésopélitique, qui constitue l'événement le plus ancien auquel il soit possible de remonter sur le périmètre de la feuille Cayres. La rythmicité, encore bien visible en certains points, de ces formations suggère au moins localement des faciès du type flysch dont la recristallisation a conduit aux gneiss pélitiques et aux micaschistes de la vallée de l'Allier ; l'âge de cette sédimentation, non connu avec précision, devrait correspondre à la base du Cambrien ou à l'Antécambrien (Briovérien ?) ; en effet, les puissantes intrusions de granites porphyroïdes constituant à l'heure actuelle l'arc de Fix se seraient mises en place dans cette série durant le Cambrien si toutefois il est possible de se fier à la mauvaise isochrone qu'ils ont fournie. Un premier événement tectono-métamorphique important a fortement déformé cet ensemble dans des conditions catazonales ; les granites ont acquis alors leurs caractéristiques de gneiss ocellés et une

schistosité régionale, liée à des plis isoclinaux d'axe NW—SE, s'est développée dans toutes les roches. C'est après cette première phase qui, par comparaison avec les régions voisines du Massif Central français, peut être considérée comme acadienne (400 à 350 MA), que se seraient mis en place, à l'Ouest de la feuille, le granite porphyroïde de la Margeride (320 MA) et ses satellites (granites de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier) ; à l'Est la granitisation hétérogène du Velay, sans doute un peu plus tardive, se placerait également à cette époque. Un second plissement, d'axe NE—SW a ensuite déformé plus ou moins nettement roches granitiques et roches cristallophylliennes, ces dernières ayant alors parfois acquis une seconde schistosité de flux cependant qu'elles recristallisaient partiellement dans les conditions de la mésozone ; cette déformation ne paraît pas affecter les filons tardi-hercyniens de microgranite observés au Sud-Ouest du territoire de la feuille. L'ensemble de la région est alors restée stable jusqu'à l'Éocène, ne subissant que des phénomènes d'arasement. A cette époque se sont produits, le long de grandes failles normales, les effondrements du bassin du Puy-en-Velay qui recevait une sédimentation argilo-détritique visible dans le coin nord-est du domaine de la feuille. L'Oligocène et le Miocène n'ont pas été mis en évidence ; les lambeaux dispersés et de faibles surfaces sont attribués au Pliocène et au Villafranchien. C'est au cours du Villafranchien que les premières manifestations du volcanisme basaltique vont apparaître et se poursuivre pendant environ deux millions d'années, en liaison avec de grandes fractures normales qui paraissent avoir été parallèles aux accidents bordiers du Bassin du Puy. Au cours de cette période la région a pris sa physionomie actuelle, grand plateau volcanique constellé de cônes stromboliens, encadré à l'Est et à l'Ouest par les profondes vallées de la Loire et de l'Allier qui ont, à diverses reprises, servi de voies d'écoulement aux coulées de laves.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Une série relativement importante volumétriquement apparaît dans la vallée de l'Allier, constituée pour l'essentiel par une masse d'ortho-gneiss appartenant aux formations de « l'arc de Fix » qui se prolongent au Nord de la feuille ; à ces ortho-gneiss paraissent être superposés les gneiss et les micaschistes paradérivés du « haut Allier » (cf. Forestier, 1964). Par ailleurs des enclaves, ou septa, plus ou moins volumineuses sont incluses dans les différents granites représentés sur la carte.

Série métamorphique de l'Allier

L'étude pétrographique de ces terrains a été faite en détail par Forestier (1964) puis par Lemoine (1967). Des observations supplémentaires ont été réalisées dans le cadre des levés à 1/50.000 et permettent d'aboutir à des interprétations sensiblement différentes de celles qui ont été proposées par ces auteurs. Les notions « d'embranchite » et de « front de la migmatisation » (ou « de feldspathisation ») qui sont utilisées dans la notice de la feuille à 1/80.000 le Puy, appliquées aux gneiss ocellés, paraissent devoir être avantagement remplacées par une conception moins mobiliste, basée tant sur les observations tectoniques que sur les données pétrographiques et géochronologiques. La distinction d'une « zone de micaschistes inférieurs » et d'une « zone de gneiss inférieurs », qui diffèreraient sensiblement d'une « zone des gneiss supérieurs » du point de vue du degré du métamorphisme, n'est pas justifiée par l'examen des paragenèses. Il semble que la superposition de trois termes lithologiques constitue cette série du haut cours de l'Allier : le gneiss ocellés ($c\zeta\gamma^3$) à la base dériveraient de l'évolution métamorphique de granites porphyroïdes mis en place au Cambrien (Bernard-Griffiths, inédit) ; une série essentiellement schisteuse (schisto-gréseuse ; ζ^2) les recouvre actuellement soit stratigraphiquement (ancienne couverture), soit tectoniquement (nappe

antémétamorphique), soit par l'intermédiaire d'un contact magmatique (intrusion de $c\zeta\gamma^3$ dans la série pré-existante) ; cette série schisteuse passe insensiblement à des formations plus nettement gréseuses (gréso-schisteuses ; ζ^2), qui admettent néanmoins localement des passées plus ou moins épaisses essentiellement pélitiques (micaschistes ; ξ^2).

Orthogneiss de l'arc de Fix et du dôme d'Alleyras

$c\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss œillés.** — λ . **Leptynites.** Les gneiss sont magnifiquement exposés dans la vallée de l'Allier, entre Alleyras et Saint-Didier ; ils apparaissent, nettement moins frais, dans le *dôme d'Alleyras*. Si, localement, la schistosité y est fortement accentuée, ce qui est le cas notamment à la périphérie du dôme d'Alleyras où un faciès leptynique fin (λ), fortement blastomylonitique, a été distingué, la texture granitique est parfois remarquablement conservée ; elle est caractérisée par des feldspaths alcalins en dents de cheval de plusieurs centimètres de longueur, encore nettement automorphes et dont la symétrie est monoclinique, ce qui caractérise des gneiss œillés « de type 1 » supposant une origine intrusive (Mergoïl-Daniel, 1970). Dans le cas général, la texture est granoblastique orientée ; l'assemblage minéralogique symptomatique est le suivant : feldspath potassique + oligoclase + biotite + muscovite + quartz ; une part importante, sinon la totalité, de la muscovite est secondaire, participant à des intercroissances symplectiques « muscovite + quartz » dont il est évident localement qu'elles résultent d'une réaction entre feldspath potassique et sillimanite ; ce silicate d'alumine est d'ailleurs présent dans un certain nombre d'échantillons. L'abondance des myrmékites doit également être notée. En différents points (nouvelle route de Saint-Didier au Pont-d'Alleyras ; Chambonnet ; château du Fort ; etc.) la roche est parcourue de filonnets anté-schisteux de composition aplitique dont la paragenèse est la suivante : feldspath potassique + oligoclase + grenat + sillimanite + biotite + muscovite + quartz ; la muscovite est ici aussi secondaire ; la biotite est très peu abondante, parfois absente ; le feldspath potassique est fortement perthitique, et même mésoperthitique ; le grenat (88 % d'almandin pour l'un d'entre eux, selon Mergoïl-Daniel, 1970) présente des contiguités, nettes de toute réaction, avec le feldspath potassique, ce qui suppose des conditions de température et de pression d'eau proches de celles du faciès des granulites. Localement (chemin forestier de Vabres à Sanis) le grenat est cerné par une forte (plusieurs millimètres) auréole de cordiérite, ce qui indique une recristallisation sous des pressions relativement faibles.

Dans nombre des assemblages observés se sont développées, tardivement et partiellement, des paragenèses de basse température, à chlorite ; au sein de nombreux cristaux de muscovite apparaissent aussi des paquets de fins cristaux de pyrophyllite, contenant encore parfois quelques fines aiguilles de sillimanite.

La composition chimique moyenne de ces roches (*in* Lemoine, 1967 ; *cf.* tableau II) correspond à celles des granites calco-alcalins.

Séries schisto-gréseuses et gréso-schisteuse

ζ^2 . **Gneiss à biotite et muscovite.** — ξ^2 . **Micaschistes à biotite et muscovite.** La première série est constituée par des gneiss fortement pélitiques, lépidoblastiques, au sein desquels s'intercalent des petits bancs plus quartzo-feldspathiques, granoblastiques ou grano-lépidoblastiques. La seconde comporte surtout des termes assez quartzitiques et leptyniques, avec des passées franchement micaschisteuses. Les assemblages observés sont comparables dans les deux cas. On distingue :

- (1) feldspath potassique + plagioclase + sillimanite + biotite + muscovite + quartz ;
- (2) feld. K + plagio. + biot. + mu. + qtz.
- (3) plagio. + sill. + biot. + mu. + qtz.
- (4) feld. K + plagio. + biot. + qtz.
- (5) plagio. + biot. + qtz.
- (6) plagio. + biot. + mu. + qtz.
- (7) biot. + mu. + qtz.

Les assemblages (4) et (5) ont été rapportés, dans les travaux antérieurs, aux « gneiss inférieurs ». Il ne semble pas nécessaire, cependant, de leur donner une signification.

zonéographique particulière. Dans la plupart de ces associations, la muscovite est, au moins pour sa plus grande part, secondaire ; la sillimanite y a toujours été présente, visible dans les assemblages qui n'en contiennent pas actuellement sous la forme de reliques à pyrophyllite situées au sein des cristaux néoformés de muscovite. Certains échantillons contiennent du grenat, stable en présence de feldspath potassique. D'autres, assez rares (barrage de Saint-Préjet, Pont de Vabres, Croisances), montrent le développement de cordiérite nettement tardive dans la paragenèse. Ici aussi la chlorite cristallise portérieurement aux autres minéraux, dans des fractures de la roche ou aux dépens des phases antérieures, biotite surtout, mais aussi grenat et cordiérite.

Ces séries essentiellement pélitiques comportent de très rares intercalations basiques ou calciques (au bord de l'Allier, en contrebas et à l'Ouest de Romagnaguet ; au Sud de Croisances) représentées par des **amphibolites** (δ) dont la texture est typiquement grano-nématoblastique. L'assemblage observé est le suivant : (8) hornblende + andésine + biotite + qtz ; les relations avec les terrains encaissants n'ont pas pu être précisées.

Des filons acides anté-métamorphiques recoupent cet ensemble ; au niveau du barrage de Saint-Préjet par exemple, une aplite à grenat présente l'association : (9) feld. K + plagio. + sill. + gt. + biot. + mu. + qtz. ; le feldspath potassique y est assez largement perthitique ; la sillimanite est réactionnelle en sa présence tandis que le grenat ne l'est pas. A l'Est de l'Allier, près du contact avec les gneiss œillés de l'arc de Fix et presque tout au long de celui-ci, apparaissent plusieurs larges filons de **pegmatite à tourmaline et grenat** ($\lambda\pi$) dont certains (barrage de Pautès) sont fortement boudinés. En divers points par contre (à Rochegude, par exemple), des filons d'aprites à tourmaline et grenat paraissent devoir être considérés comme post-métamorphiques, et éventuellement mis en relation avec le granite de la Margeride. Il ressort des descriptions ci-dessus que toutes les formations métamorphiques considérées ici ont cristallisé primitivement dans le champ de co-stabilité des associations « sillimanite + feldspath potassique » et « grenat + feldspath potassique », c'est-à-dire dans le champ des hautes températures et des hautes pressions du faciès des amphibolites (faciès des amphibolites à almandin), confinant, pour certains assemblages pauvres en eau (aprites), au faciès des granulites (grenat + feldspath potassique, sans biotite). Une évolution thermodynamique ultérieure a entraîné le développement de muscovite secondaire, et localement de cordiérite ; les événements ayant provoqué ces recristallisations peuvent être mis en relation avec la genèse ou la mise en place des différents granites, et en dernier ressort avec la granitisation vellave, mais cette interprétation n'a pas été définitivement prouvée. Quoi qu'il en soit il est clair dans ces conditions qu'aucun isograde lié à l'apparition ou à la disparition d'un minéral index ne peut être dessiné dans cette série.

Panneaux de roches métamorphiques dans les granites

Dans le granite de Saint-Christophe

Les roches cristallophylliennes qui apparaissent en panneaux dans le granite de Saint-Christophe-d'Allier ($\gamma_{b,m}^1$) sont exclusivement constituées par des **gneiss œillés** ($c\zeta\gamma^3$) du type de ceux de l'Arc de Fix, mais présentant des traces de fusion plus ou moins avancée. Elles sont d'ailleurs généralement confinées près de la bordure septentrionale, très irrégulière, de ce granite qui paraît résulter de la fusion *in situ* des gneiss œillés.

Dans le granite de la Margeride

§2. **Gneiss à biotite.** Dans les granites de Chambon-le-Château et de la Margeride ($p\gamma^3c$ et $p\gamma_b^3$), les enclaves ont des compositions généralement assez réfractaires, dépourvues de feldspath alcalin et riches en silicates d'alumine. L'assemblage symptomatique est : plagio. + sill. + cord. + biot. + mu. + qtz, la muscovite étant toujours secondaire (symplectiques mu. + qtz). A cette paragenèse s'ajoute localement (au Nord de la Valette, au bord de l'Allier) du grenat et de gros porphyroblastes tardifs d'andalousite rose, contenant des inclusions de spinelle.

§₉². **Gneiss leptynique à grenat.** Près du village de Verdun, une grosse enclave (une dizaine de mètres de longueur) est constituée par une leptynite à grenat fortement cataclasée.

Λ. **Serpentine.** Il faut noter ici l'existence d'un panneau de serpentine dans le granite de la Margeride ($\rho\gamma_3^3$), décrit en détail par Forestier (1964), affleurant sur la route de Monistrol-d'Allier à Saugues (cote 881) ; la roche, associée à des amphibolites, est essentiellement constituée de chlorite incolore accompagnée d'un peu de gédrite et d'actinote.

Dans le granite du Velay

Mξ. **Gneiss migmatitiques.** Dans le granite hétérogène du Velay (γ_c^{2-3}) les panneaux et enclaves (Mξ) sont très nombreux et tous, beaucoup s'en faut, n'ont pas pu être représentés. Plus ou moins largement migmatisés, ils présentent des assemblages à feldspath potassique, plagioclase, sillimanite et cordiérite, parfois à grenat et cordiérite.

∩. **Amphibolites migmatitiques.** Sur la rive droite de la Loire, en face du hameau d'Arlempdes, on note la présence de faciès basiques (∩) plus ou moins alignés suivant une direction N.NW—S.SE, constitués par des amphibolites migmatitiques (mélanosome amphibolitique injecté d'un leucosome dioritique ou granodioritique) ; ces roches sont associées à des pyroxénites (hédénbergite + bytownite + grenat calcique) et parfois à des amphibolites à grenat (Sabatier, travaux en cours). La présence, au voisinage de ces faciès, de quelques boules rappelant les vauugnérines, permet de supposer que des roches de ce type sont à l'origine de ces amphibolites.

FORMATIONS ÉRUPTIVES ET FILONIENNES

γ_c^{2-3} . **Granite hétérogène à biotite et cordiérite (Granite du Velay).** Il est représenté sur la bordure orientale de la feuille, recoupé par la vallée de la Loire. C'est un granite monzonitique à biotite, cordiérite en nodules et parfois muscovite. Très hétérogène, il montre d'incessantes variations de grain et renferme de nombreuses enclaves schisteuses et gneissiques de toutes dimensions, qui représentent des résidus réfractaires à l'anatexie. Son passage progressif à des migmatites traduit une origine autochtone, par anatexie de schistes cristallins.

$\gamma_{b.m.}^{1-2}$. **Leucogranite à biotite et muscovite (Granite de Saint-Christophe).** Il s'agit d'un granite de teinte claire, à grain fin, isogranulaire et à texture généralement orientée. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz = 33,2 % ; plagioclase (oligoclase proche de l'albite) = 34,4 % ; feldspath potassique = 26,8 % ; biotite = 5,5 % ; muscovite = 2,2 % ; occasionnellement, il peut renfermer quelques cristaux de grenat. La composition chimique moyenne, établie à partir de trois analyses, est indiquée dans le tableau II.

Du côté nord, le granite de Saint-Christophe s'enracine dans les gneiss œillés, avec lesquels le contact est progressif. Il semble donc résulter, au moins partiellement, de l'anatexie de cette formation. Avec les autres catégories de roches, le contact est intrusif, lorsqu'il n'est pas de nature tectonique.

$\rho\gamma^3C$. **Granite monzonitique porphyroïde à biotite (Granite de Chambon-le-Château).** Ce granite porphyroïde a été longtemps confondu avec celui de la Margeride, bien que les contours en eussent déjà été esquissés par Tournaire (1880). Il s'en distingue par son grain plus fin et, en particulier, par la taille plus petite des mégacristaux feldspathiques. La composition minéralogique moyenne est : quartz = 27,7 ; oligoclase = 34,5 % ; feldspath potassique = 27,1 % (dont 18,5 % sous la forme de mégacristaux) ; biotite = 10,6 %.

La composition chimique moyenne est indiquée dans le tableau II.

Le granite de Chambon-le-Château présente les mêmes particularités structurales que celui de la Margeride : concentrations accidentelles de mégacristaux de feldspath

potassique et orientation planaire locale. Il renferme des enclaves schisteuses et, au Sud de Jagonzac, de grosses enclaves de vaugnérîte (γ^{η}). Ce granite constitue une unité indépendante du granite de la Margeride, avec lequel les contacts sont toujours de nature tectonique.

$\rho\gamma^{\beta}_3$. **Granite monzonitique porphyroïde riche en biotite (faciès sombre du granite de la Margeride)**. Cette roche correspond au faciès sombre du granite de la Margeride, seul représenté sur la feuille Cayres, où il apparaît dans les angles nord-ouest et sud-ouest. Par rapport au faciès moyen, auquel il passe progressivement vers l'amont, en dehors des limites de la carte, ce granite se distingue en particulier par l'abondance de la biotite et des *dents de cheval*, grands cristaux d'orthose systématiquement maclés qui peuvent dépasser 10 cm de longueur. La composition minéralogique correspond à celle d'un granite monzonitique assez proche d'une granodiorite : quartz = 28,2 % ; plagioclase = 31,2 % (andésine à zonage oscillatoire : An 45–20) ; feldspath potassique = 22,4 % dont 18 % sous forme de dents de cheval, le reste étant incorporé à la mésostase (4,4 %) ; biotite = 18 %.

La composition chimique correspondante est indiquée dans le tableau II.

La structure de la mésostase est à grain assez gros, avec une orientation planaire fréquente des amas de quartz et de biotite, parallèlement à celle des mégacristaux. Ces derniers présentent une répartition irrégulière avec, par endroits, des concentrations anormales. La déformation secondaire de la roche se traduit localement par le cisaillement des dents de cheval, à la surface desquelles des stries sont souvent visibles, et par l'aplatissement des enclaves microgrenues sombres, qui sont très fréquentes.

Le granite de la Margeride est intrusif dans les terrains métamorphiques, mais les relations sont le plus souvent altérées par des failles à rejet déterminant un regard ouest : faille de Rochegude, à l'Ouest de Monistrol, et portion de la faille de Saugues qui limite le granite de Chambon-le-Château dans l'angle sud-ouest.

$\rho\gamma^{3M}$. **Granite de Montbel : granite porphyroïde à biotite**. Ce granite porphyroïde de type Margeride affleure dans l'angle sud-est du territoire de la carte où il constitue un petit pluton isolé de 150 m de large, que l'on peut suivre sur quelques centaines de mètres au milieu des migmatites. Sa composition et sa structure sont analogues à celles du faciès moyen du granite de la Margeride. La chloritisation complète de la biotite et l'altération du plagioclase sont à signaler.

γ^{η} . **Enclaves de vaugnérîte**. Cette roche à grain moyen, dont la composition est granodioritique, se présente en masses dépassant une dizaine de mètres de largeur, enclavées dans le granite de Chambon-le-Château près de Jagonzac. L'affleurement le plus important a été exploité dans une petite carrière au Sud-Est de cette localité. La composition minéralogique est la suivante : quartz = 18,1 % ; andésine = 24,5 % ; feldspath potassique = 11,3 % ; biotite magnésienne = 21,9 % ; actinote magnésienne = 20,3 % ; sphène = 2,7 % ; apatite = 1 %. La composition chimique correspondante est indiquée dans le tableau II.

Cette roche est traversée par des filons aplitiques, eux-mêmes recoupés par un filonnet de vaugnérîte à grain fin.

$\mu\gamma$. **Microgranites alcalins**. Le granite de la Margeride est traversé par quelques filons de microgranite à structure généralement très porphyrique. Les phénocristaux sont constitués par du quartz et des feldspaths dispersés dans une pâte microcristalline de teinte beige.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Éocène. Les formations tertiaires, qui apparaissent dans l'angle nord-est du territoire de la carte à la faveur des entailles de la Loire et de ses affluents, appartiennent au Bassin du Puy. Une lithostratigraphie locale peut être définie, malgré la rareté des coupes, et confrontée à celle qui a été établie au Nord, pour la feuille le Puy. Sur le

socle reposent des sables argileux feldspathiques, généralement rouges, qui passent soit à des sables et argiles bariolés, soit à des argiles à concrétions calcaires. Les faciès les plus riches en calcaire s'observent dans le compartiment affaissé de Coubon—Arsac. Au Sud, les sables inférieurs sont surmontés d'une puissante série de sables gris-vert, argileux, dans lesquels le volume et la fréquence des concrétions calcaires diminuent. L'épaisseur totale dépasse 150 mètres. Le pendage général semble être de quelques degrés vers le Sud-Ouest, comme dans le Bassin du Puy. Plusieurs accidents affectent l'ensemble de ces sédiments ; le plus important est celui du méandre des Farges, orienté NW—SE, qui délimite un compartiment affaissé au Nord-Est. Les unités cartographiques correspondent pour l'essentiel aux unités lithologiques. Toutefois, les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas toujours permis de distinguer les formations sableuses (eS) de leurs couvertures colluviales (Ce) représentées par la même couleur. La notation Ce s'applique surtout aux versants revêtus d'importantes colluvions.

eSi. *Sables inférieurs rouges.* Les sables inférieurs rouges, connus dans tout le Bassin du Puy, reposent directement sur le socle. La répartition des affleurements de ce dernier ainsi que la morphologie assurent des contours relativement précis bien que le contact soit en lui-même rarement visible. Ces sables feldspathiques, plus ou moins argileux et dépourvus de concrétions calcaires, ont les caractères d'une arène peu transportée. Des grésifications locales s'observent, en particulier dans le ravin des Ceysoux. Les meilleurs points d'observation sont le ravin de Cussac et les coupes de la route de Solignac à Chadron. L'épaisseur de la formation paraît assez variable ; elle pourrait atteindre une quarantaine de mètres.

eA. *Série argileuse bariolée.* Ce faciès, connu au Nord dans le cadre de la feuille le Puy, est plus malaisé à définir ici. Il paraît représenté sur l'éperon de l'Argentaine, au Sud-Ouest de Coubon, par des argiles bariolées, rouges et vertes, à concrétions calcaires. La rareté des affleurements rend la distinction difficile avec les sables inférieurs. L'épaisseur serait au maximum de 50 mètres.

eC. *Série argileuse et calcaire.* La puissante série des argiles vertes à concrétions calcaires, souvent décrite comme « marnes » par les anciens auteurs, constitue la masse principale des sédiments du Bassin du Puy. Dans la partie méridionale de celui-ci, interceptée par la feuille Cayres, ce faciès devient plus sableux et il est décrit ci-dessous sous la notation eS. Un affleurement de calcaire marneux à moules de Limnées, situé près de Souchial, au Sud-Ouest de Coubon, représente la continuation des couches du méandre des Farges (cf. feuille le Puy). Autour d'Arsac, les concrétions calcaires atteignent parfois une vingtaine de centimètres et sont suffisamment abondantes pour former des lits continus décrits autrefois comme « bancs calcaires ». Localement les argiles se chargent assez de carbonates pour mériter le nom de marne, comme au réservoir d'Arsac par exemple. Plusieurs failles concourent à la disparition de ce faciès vers le Sud et le Sud-Ouest, interdisant toute estimation d'épaisseur.

eS. *Série sablo-argileuse indifférenciée.* Ce faciès occupe le Sud du bassin (feuilles Cayres et le Monastier). Des concrétions calcaires sont présentes en cordons irréguliers jusque vers Chadron, mais disparaissent sur la rive gauche de la Gazeille. Cette puissante série (100 m environ) de sables argileux verdâtres ne s'observe bien que le long de la Laussonne. Les versants sont généralement recouverts de colluvions de même nature (Ce). Une partie de ces sables pourrait correspondre à la seconde séquence sableuse mise en évidence plus au Nord-Est par Weber (cf. notice feuille le Puy) ; il n'a pas été possible de le démontrer bien que les derniers affleurements certains de ces « sables supérieurs » se situent au Nord-Est de Bouzols, en bordure de la feuille Cayres.

p. *Pliocène (?). Sables à chailles.* Sous cette notation p figure un lambeau de sables à chailles noté mp sur la feuille à 1/80.000 le Puy. Ces chailles à fossiles jurassiques furent découvertes en 1866 par Vinay. La carte géologique de Boule (1893) accorde à la formation une épaisseur et une extension importantes. Le gisement a été ramené à ses proportions exactes par Bout (1953). Il est limité à un mince lambeau, sans doute

déjà remanié et résiduel, situé à 890 m d'altitude, sur la crête qui sépare les vallées de la Laussonne et de la Loire. Les chailles, de couleur fauve, qui atteignent jusqu'à 10 cm, sont associées à des quartz blancs ou blonds à patine rougeâtre, généralement bien roulés. Ces matériaux grossiers se retrouvent à diverses altitudes dans les colluvions de versant et dans les alluvions anciennes de la Loire. Ces galets dispersés ne figurent pas sur le 1/50 000.

Fv. Villafranchien (?). Formations fluvio-lacustres sableuses à galets. Étudiées dans le Bassin du Puy par Boule (1892) puis par Bout (1960), les formations rapportées au Villafranchien revêtent une certaine importance dans les environs de la ville du Puy et de la vallée de la Borne. Elles sont beaucoup plus réduites, à l'affleurement en tout cas, sur le territoire de la feuille Cayres. Même les puissants niveaux repérés au-dessus du méandre des Farges (cf. feuille le Puy) n'ont pas pu être retrouvés au Nord de Cussac. Sans autres corrélations possibles, quelques formations sableuses observées sous les coulées volcaniques peuvent être rapportées au Villafranchien fluvio-lacustre : aux Cabarets, près de Poinsac ; sous Solignac, où la formation recoupée par la nouvelle route de Cussac est masquée par un clapier ; sous les Salles du Brignon ; au Nord-Ouest d'Arlempdes, où une galerie creusée sous une coulée basaltique, à une dizaine de mètres au-dessus du lit actuel de la Loire, révèle une formation sableuse à galets ; à Montfaucon, dans la vallée de l'Allier, où un niveau argileux apparaît sous un lambeau de coulée. D'autres formations sableuses ou sablo-argileuses sont comprises entre deux ou plusieurs coulées basaltiques : côte de Malpas, à Cussac ; route d'Onzillon à Saint-Martin-de-Fugères, etc. Des sondages effectués par l'E.D.F. sur le plateau de Freycenet (Sud-Est de Barges) ont révélé la présence, sous 156 m de coulées et de tufs volcaniques, d'un chenal creusé dans le socle et comblé par une soixantaine de mètres de matériaux fluviaux ; signalées par Crosnier Leconte (1948), ces formations profondes ont été interprétées par Bout comme le remplissage d'un petit bassin villafranchien.

FORMATIONS VOLCANIQUES

Les formations volcaniques sont largement représentées sur le territoire de cette feuille : principalement dans sa partie centrale, qui est constituée par la part la plus importante du plateau du Devès, mais aussi à l'Ouest et à l'Est, dans les vallées de l'Allier, de la Loire et de leurs affluents, et sur les contreforts occidentaux du plateau d'Alleyras (rive droite de la Loire). Il s'agit exclusivement de produits basaltiques épanchés sous forme de coulées (quelques mètres à quelque 10 ou 15 m d'épaisseur) et d'empilements de coulées (dépassant souvent 100 m de puissance), ou constituant parfois des accumulations importantes (au rocher d'Arlempdes par exemple) dont la nature exacte n'a toujours pas été clairement définie (« extrusion » selon Normand, 1973). Ces laves sont liées à l'activité de nombreux appareils qui paraissent assez nettement alignés suivant une direction générale N.NW—S.SE, parallèle à l'allongement du Devès lui-même ; bien que clairement édifiés au cours d'événements magmatiques contemporains (Boivin et al., 1976), ces appareils procèdent de deux dynamismes différents : les cônes stromboliens, les *maars*.

sb. Cônes stromboliens. Ce sont des entassements caractéristiques de scories basaltiques, généralement non soudées, parmi lesquelles on rencontre principalement des projections du type lapillis, mais aussi parfois des bombes en fuseaux et en croûtes de pain. Les cônes sont fréquemment complexes, superposés et anastomosés, et il n'est pas toujours facile de les mettre en relation avec les coulées auxquelles ils ont donné naissance. Localement ils peuvent être armés ou recoupés par des niveaux de brèches basaltiques soudées ou par des filons de basalte (β). Des projections similaires peuvent ne pas constituer de cônes bien individualisés mais des alignements, parallèles à la direction générale de la chaîne, d'amas scoriacés : c'est le cas, en particulier, entre Barges et le mont Burel, et cela pourrait être le cas également de l'essentiel de la crête qui joint Montbonnet au lac du Bouchet, disposition qui témoignerait d'un type

fissural de volcanisme lié à la fracture, ou aux fractures, dont l'existence a été constatée morphologiquement sous cet alignement (fig. 1).

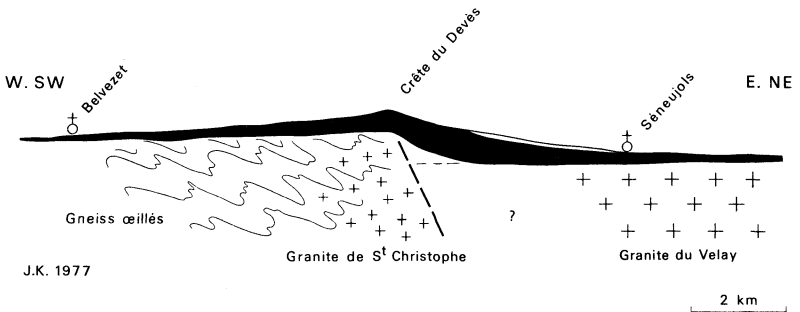


Fig. 1 —

Coupe de la crête du Devès. La faille normale dessinée, hypothétique, ressort néanmoins des faits qu'à l'Est de la crête les altitudes du plateau sont sensiblement plus faibles qu'à l'Ouest et que le toit du socle s'y trouve également à une altitude moindre.

Vbr. Brèches d'explosion des maars. Les *maars*, mis en évidence dans cette région par Bout (1960), apparaissent de plus en plus nombreux au fur et à mesure que les études progressent. L'utilisation, notamment, des techniques de la géophysique au sol (Lenat et al., 1976) et l'examen détaillé des projections a permis la mise en évidence de structures de ce type fortement estompées par la mise en place ultérieure de laves (maar du mont Burel, au Nord immédiat de la Sauvetat). Douze maars sont actuellement dénombrés dans le périmètre de la feuille Cayres, caractérisés par la nature particulière (cf. Boucarut et al., 1972) des croissants pyroclastiques (*Vbr*) qui les entourent plus ou moins complètement et qui montrent diverses figures remarquables telles que blocs fichés, antidunes, chenaux, etc. On note, dans ces projections, l'abondance des matériaux, parfois en fragments de grandes dimensions, en provenance du socle sous-jacent (S), ainsi que la présence de bombes basaltiques assez largement vitreuses. Certains maars néanmoins (celui du lac du Bouchet, en particulier) paraissent avoir remanié essentiellement des formations pyroclastiques et il n'est pas facile alors de faire la distinction avec des cônes stromboliens. Il faut mentionner parmi ces appareils le maar de Saint-Didier-d'Allier qui s'est édifié, fait assez rare, sur une surface morphologique fortement inclinée, située largement en contrebas de l'axe du Devès.

β_1 . **Basaltes des plateaux et des vallées anciennes (Villafranchien).** — β_2 . **Basaltes des vallées actuelles (Post-Villafranchien).** Depuis les travaux de Bout (1960) les basaltes des plateaux (β_1) sont rapportés au Villafranchien tandis que les coulées plus récentes (β_2), plus étroitement contrôlées par le réseau hydrographique actuel, sont considérées comme post-villafranchiennes. En fait, dans le cadre de la feuille Cayres, les seuls terrains sédimentaires notoirement attribués au Villafranchien (Bout, 1960 p. 102 ; 1973 p. 17) sont constitués par un niveau argileux non fossilifère, très difficile d'ailleurs à observer, effectivement situé sous une petite nappe de basalte (β_2) dans le méandre dessiné par l'Allier au niveau d'Alleyras (Montfaucon : cf. ci-dessus) ; néanmoins la présence de sables à Mastodontes (cf. Bout, 1960 p. 101) sous les coulées les

plus récentes (β_2) de la vallée de l'Allier, à Prades et à Saint-Arcons, en aval des limites de la feuille, permet d'adopter le point de vue de Bout qui a d'ailleurs été confirmé par des datations paléomagnétiques et géochronologiques (Cantagrel *et al.*, 1971) ; celles-ci démontrent que les laves les plus anciennes de la superposition de Saint-Arcons ont un âge de 2,7 MA (Villafranchien), alors que la plus récente des quatre coulées empilées en ce point, datant de 0,59 MA, est clairement post-villafranchienne (époque normale de Brunhes). L'établissement d'une stratigraphie fine de ces coulées est fortement compliqué par le fait que, comme l'a remarqué Normand (1973), la constitution des entablements villafranchiens des plateaux a été précédée par le remplissage de vallées anciennes profondes (voir par exemple la coupe de l'actuel ruisseau de la Beaume, affluent de la rive droite de la Loire) fréquemment recoupées par les vallées actuelles. Une campagne de datations, en cours, devrait permettre d'éclaircir certains points chronologiques importants tels que la situation du rocher d'Arlempdes ou du lambeau de coulée du Camp d'Antonne par exemple, et la position stratigraphique réelle de certains niveaux volcano-sédimentaires (*vs*) situés sous les coulées du plateau.

Aucune corrélation nette n'a jusqu'à présent été mise en évidence entre âge et composition des laves ; la variabilité de la nature pétrographique de celles-ci est d'ailleurs relativement faible et n'apparaît qu'à la faveur d'études minéralogiques et géochimiques approfondies. Mis à part le lambeau de coulée du Camp d'Antonne, qui est assez particulier (labradorite alcaline aphyrique), toutes les roches observées (Babkine, 1961 ; Vilminot, 1962 ; Jardin, 1973 ; Normand, 1973) apparaissent comme des basaltes alcalins, des basanitoïdes ou des basanites (*cf.* composition chimique *in* tableau I). Elles sont le plus souvent porphyriques, montrant des phénocristaux d'olivine ($Fo = 70$ à 83%), de clinopyroxène (augite assez fortement alumineuse, *cf.* fassaïte) et de titanomagnétite, dispersés dans une mésostase essentiellement constituée de plagioclase ($An = 50$ à 60%), de clinopyroxène et de titanomagnétite ; seule l'étude minutieuse de ces mésostases (Normand, 1973) a permis de mettre en évidence du feldspathoïde modal dans ces laves, dont certaines apparaissent ainsi comme des basanites à néphéline, à néphéline et leucite, à analcime ; la sodalite a également été notée dans quelques assemblages. Le verre, en faible quantité sauf dans les bombes vitreuses des maars (qui peuvent en comporter plus de 30%), est presque toujours présent.

Enclaves. Dans les laves comme dans les projections, divers types d'enclaves, mono- ou polycristallines, homogènes ou énallogènes, ont été relevés :

- des cristaux de quartz (réagissant avec la lave encaissante) et des fragments granitiques ou gneissiques (S) plus ou moins fondus (buchites) proviennent certainement du socle sous-jacent ;

- des « nodules » de péridotites à spinelle (ω) sont largement répandus ; ils peuvent être très abondants dans certaines coulées (à Conac-sur-Conaguet par exemple) qu'il n'a cependant jamais été possible de représenter systématiquement sur la carte et constituent parfois une part importante des projections de certains appareils (maar de Saint-Didier, par exemple) ; ils ont été étudiés de façon relativement détaillée sur cette feuille (Vilminot, 1962 ; Jardin, 1973) ; il est actuellement convenu de considérer ce type de xénolithes comme des fragments arrachés au manteau supérieur par la lave basaltique en cours d'ascension, n'ayant pas de relation génétique vis-à-vis du magma ;

- des pyroxénolites à spinelle (type rocher du Lion : Vilminot, 1962 ; 1965) et des amphibololites (type Tarreyre : Lacroix, 1893 ; Jardin, 1973), ainsi que des mégacristaux isolés de spinelle, de clinopyroxène et d'amphibole (δ), pourraient au contraire représenter des phases développées, de façon précoce et à relativement grandes profondeurs, dans le magma basaltique lui-même ;

- des mégacristaux de néphéline et des fragments de roches à néphéline et anorthose (σ) ont été rencontrés (Blanc *et al.*, 1973) dans les projections d'un certain nombre de cônes stromboliens du plateau du Devès ; ils pourraient avoir été empruntés à des massifs sous-jacents de syénites néphéliniques dont la mise en place aurait pu correspondre aux premières phases d'extension ayant affecté la région (stade pré-rift), avant le développement du magmatisme basaltique.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations colluviales. Elles résultent des alternances climatiques du Quaternaire, ainsi que des phénomènes de ruissellement et de solifluxion. En dépit de leur faible épaisseur, ces colluvions masquent souvent totalement les substrats. Divers types ont été distingués en fonction de la nature des éléments constitutifs principaux.

Cβ. Colluvions hétérogènes alimentées par l'altération et le démantèlement des coulées de lave et des cônes de scories. Ces formations s'observent sur tous les versants dominés par des coulées de lave et par des appareils stromboliens, et en particulier dans les vallées importantes (Loire et Allier). Il s'agit de matériaux grossiers de taille variable, noyés dans une matrice sablo-argileuse provenant de l'altération des roches volcaniques, mais aussi, pour une part non négligeable, des colluvions Ce ou encore des formations Fv. A l'Est immédiat de la crête du Devès, elles constituent des accumulations importantes, mises en relation avec un relief de faille, qui passent, vers l'Ouest, à des matériaux franchement éboulés ; localement (route de Costaros au Bouchet) ceux-ci peuvent avoir un aspect de surface franchement chaotique, rappelant celui des coulées « en champ de bataille ».

Ce. Colluvions sablo-argileuses dérivant pour l'essentiel de l'Éocène. En dehors des coupes franches, généralement situées dans les méandres des rivières, l'Éocène est presque toujours masqué en surface par des formations sablo-argileuses. Si, dans la plupart des cas, l'ensemble Ce dérive étroitement des sédiments éocènes et reste superposé à ceux-ci, il peut aussi déborder sur d'autres formations, en particulier sur le socle. Au sable et à l'argile s'associe presque constamment un cailloutis basaltique issu des coulées qui couronnent les hauteurs. Sur certains versants, particulièrement instables, la solifluxion est responsable du remaniement des couches. Le phénomène, encore actuel, se traduit par un modelé très caractéristique dans lequel alternent loupes de glissement et talus d'arrachement.

Cγ. Colluvions sablo-argileuses dérivant pour l'essentiel du socle (granites et gneiss). Des colluvions granitiques sont alimentées par l'altération et la désagrégation des roches du socle (granites et gneiss). Ce sont soit des blocs de quelques centimètres, soit des arènes plus ou moins transportées, voire un mélange des deux. De telles formations tapissent quelques promontoires et versants des vallées de la Loire et de l'Allier, parfois sur l'emplacement d'anciens méandres de ces rivières. Ailleurs ces colluvions ont une épaisseur négligeable, ou bien sont étroitement localisées (Saint-Christophe-d'Allier, par exemple).

C. Colluvions hétérogènes indifférenciées. Ces formations, dont les caractères sont analogues à ceux des autres types de colluvions, sont constituées par des éléments dont l'origine est mixte, volcanique et granito-gneissique.

A. « Complexe » de versant : blocaille ou pans basaltiques ; sables et argiles soliflués. Sur certains versants, glissements et éboulements sont tels qu'il en résulte des superpositions et des imbrications anormales. Ces « complexes » de pente sont généralement localisés dans des cirques qui entaillent tout un versant depuis les coulées basaltiques des plateaux. Le vallon de la Gagne, au Nord-Ouest de Solignac, en offre un exemple. Le modelé des versants, coupés de nombreuses et irrégulières banquettes, est caractéristique. L'instabilité est due à la présence des bancs argileux de l'Éocène ou des formations Fv, parfois des deux conjuguées. Le phénomène serait plus particulièrement lié aux émergences aquifères sous-basaltiques. Bout considère ces éboulements (*loubines* en dialecte local) comme tardi-glaciaires. Il est probable que des « complexes A » englobent des dépôts résultant de phases antérieures.

Eβ. Méga-blocaille des clapiers basaltiques. Ces chaos rocheux sont bien connus en haute Loire et Bout leur a consacré divers articles. Ils ont une certaine extension autour de Solignac, dans la vallée de la Beaume et, d'une manière générale, au pied de toutes

les falaises basaltiques de quelque importance. Ces coulées de blocailles, sans matrice interstitielle, résulteraient de l'action du gel sur les affleurements basaltiques et auraient progressé grâce aux coins de glace qui séparaient les blocs à l'origine. Ce type de dépôt peut avoir plusieurs mètres d'épaisseur. Bout date ces clapiers du Würm.

FORMATIONS ALLUVIALES

F, Fy. **Alluvions anciennes : sables et graviers.** Seule la nappe alluviale la plus basse altimétriquement présente parfois une bonne continuité et est alors distinguée graphiquement (Fy) des alluvions actuelles (Fz). Elle est exploitée au Chambon, commune de Solignac. Les alluvions plus anciennes sont rares et subsistent çà et là sur des promontoires. Ces lambeaux résiduels (F) soulignent d'anciens tracés du fleuve. La morphologie en conserve également des traces : par exemple entre la Varenne, Colempce et le bas de Chadron ; au Nord du Serre de la Fare, etc. Dans l'état actuel des connaissances, aucune corrélation ne semble possible entre ces divers lambeaux en vue de leur datation.

Fz. **Alluvions actuelles et subactuelles : sables et graviers, limons des tourbières.** Les alluvions actuelles procèdent surtout d'un remaniement de la nappe immédiatement antérieure (Fy) et du déblaiement des cônes de déjection ou des éboulements situés en bordure des lits actuels. Des limons, sur lesquels sont généralement installés des tourbières, tapissent le fond des dépressions (*narces*) qui sont généralement attribuables à des structures de type *maar*, mais parfois aussi, suivant une interprétation récente de Bout, à l'existence d'anciens *pingos* d'origine périglaciaire, comme cela semble être le cas au lieu-dit le Lac (à l'Est d'Agizoux).

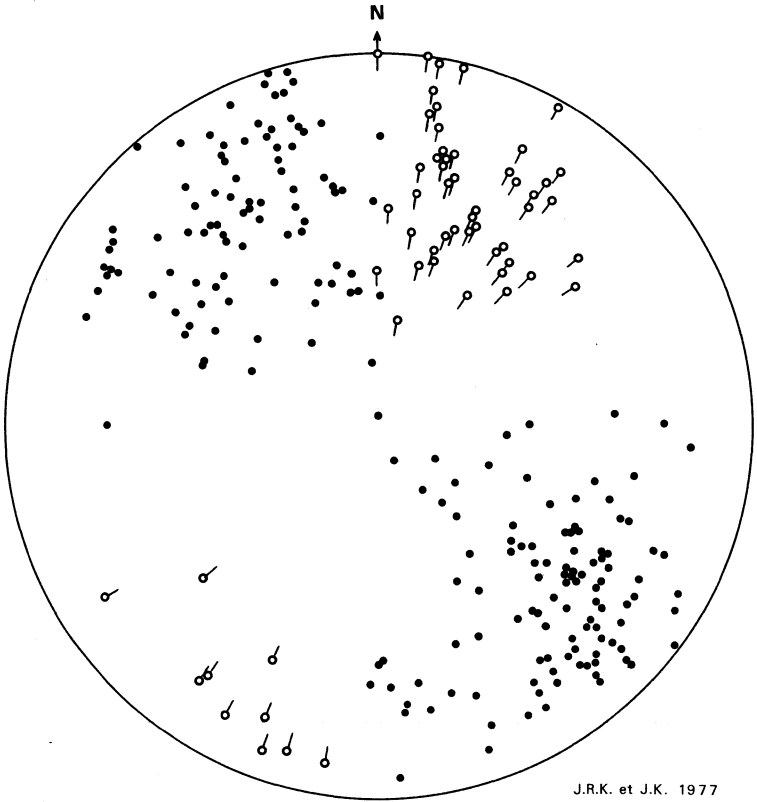
J. **Matériaux de déjection : argiles, sables et graviers.** Des cônes de déjection occupent, dans les vallées de la Loire et de l'Allier, le débouché de ravins orthogonaux. Les matériaux qui les composent se superposent aux alluvions. A Collandre, ils se sont répandus sur la coulée basaltique et, plus au Sud, sur le chemin de la Beaume, une formation de ce type subsiste en placage sur le flanc de la vallée. Dans ces deux derniers cas il s'agit évidemment de cônes de déjection antérieurs au creusement par la Beaume de la coulée de Collandre. Plusieurs hameaux sont installés sur ces formations : Cussac, Collandre, la Beaume.

ESSAI D'INTERPRÉTATION STRUCTURALE

L'étude des paragenèses et des déformations dans les différents terrains métamorphiques permet d'envisager, pour la partie occidentale de la feuille, la succession suivante d'événements (*cf.* fig. 2 et 3).

a - Postérieurement à la mise en place de granites porphyroïdes, une ou plusieurs phases tectoniques ont été responsables du développement de la foliation cristallophyllienne dans les gneiss œillés de l'arc de Fix et dans les séries grésopélitiques associées. Ces déformations ont eu lieu dans le climat de haute température et de haute pression du faciès des amphibolites, pour l'essentiel en tout cas hors du champ de stabilité de l'association muscovite + quartz.

b - Une phase tectonique correspondant au développement de plis localement intrafoliaux d'orientation NW-SE a entraîné l'apparition d'une nouvelle schistosité qui ne s'est pas également développée dans tous les terrains : absente, ou très peu marquée, dans les gneiss œillés, elle s'est au contraire substituée à la précédente dans les faciès les plus pélitiques (et notamment dans les micaschistes). Cette phase, qui paraît être nettement déversée vers le Sud-Ouest, a été accompagnée par la recristallisation partielle des assemblages, dans lesquels ont pu cristalliser des micas blancs « syn-schisteux ». Il est probable que c'est également au cours de cet épisode que le



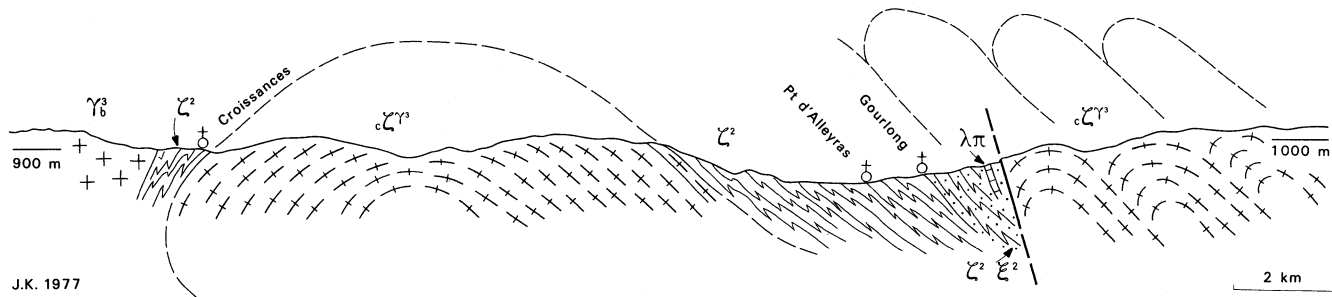
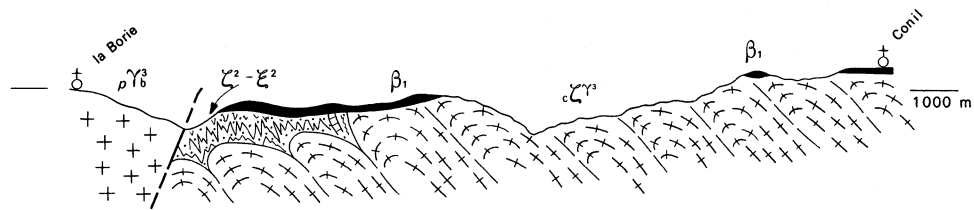
J.R.K. et J.K. 1977

Fig. 2

Projection sur le canevas de Wulff (demi-sphère inférieure) des axes de plis de phase 2 (1er événement post-schisteux, accompagné par le développement d'une schistosité plus ou moins bien développée : points noirs) et de phase 3 (2ème événement post-schisteux : cercles vides directionnels).

W. SW

E. NE



J.K. 1977

Fig. 3 -

Coups interprétatives à travers la série métamorphique, à l'Ouest du plateau du Devès

dôme d'Alleyras, antiforme de gneiss œillés, a *commencé* à se constituer. Les différents granites semblent, plus ou moins nettement, avoir été affectés par cet événement ; des filons de granite porphyroïde (type Chambon-le-Château) sont en effet (au Sud de la feuille, dans la région de Jagonzac), déformés par cette phase, une foliation fruste, ou crénulation, se développant sur leurs bordures.

c - Une phase correspondant à la formation de plis post-schisteux, parfois accompagnés de *kink bands*, axés au NE-SW, a clairement intéressé l'ensemble des formations situées à l'Ouest du plateau du Devès (basaltes exceptés). Les enclaves et panneaux de gneiss des granites ont en effet été affectés par cet événement, qui paraît également avoir été responsable de la légère foliation observée dans le granite de Saint-Christophe-d'Allier. La plus grande partie des symplectiques muscovite + quartz semble s'être développée au cours de (ou postérieurement à) cette déformation qui, par ailleurs, a achevé de façonner le *dôme d'Alleyras*.

L'évolution de la série cristallophyllienne proprement dite, telle qu'elle apparaît actuellement, s'est donc produite pour l'essentiel entre la mise en place, suivant un processus magmatique, des granites porphyroïdes qui sont à l'origine des gneiss œillés de l'arc de Fix (environ 550 MA : Bernard-Griffiths, travaux inédits) et celle des granites de la Margeride (âge conventionnel Rb-Sr sur biotites = 285 à 319 MA ; Vialette, 1962 et travaux inédits). L'âge de la phase principale de métamorphisme, contemporaine du développement de la première foliation, reste encore non défini ; rien ne s'oppose néanmoins à ce que cette phase se soit développée à la même époque, calédonienne tardive ou hercynienne précoce (400 à 350 MA), que celles qui ont été mises en évidence dans les formations du Limousin (*cf.* Bernard-Griffiths et *al.*, 1977). Cette conception est en accord avec les idées développées par Carme (1974).

Les principaux événements ultérieurs doivent être considérés comme tardi-hercyniens (mise en place de filons de microgranites et fracturation suivant un système de décrochements légèrement inverses) ou d'âge tertiaire et/ou quaternaire ancien (effondrement du Bassin du Puy et tectonique de distension subméridienne du plateau du Devès cette dernière affectant plus ou moins les formations volcaniques villafanchiennes).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

De très nombreuses sources, généralement à débit faible, sont systématiquement liées aux contacts entre basaltes et socle sous-jacent, cristallin ou cristallophyllien ; un certain nombre d'entre elles sont d'ailleurs captées pour les besoins locaux. Deux griffons de sources minérales froides (10 à 14°C) sont connus : celui de Montbel, bicarbonaté mixte, a donné lieu à une exploitation actuellement abandonnée ; les caractéristiques de celui du Mas de Bonnefont, situé dans la vallée de la Loire au voisinage des Rozières, n'ont pas été trouvées dans la littérature.

GITES MINÉRAUX

Plusieurs filons fluoro-barytiques à galène ont été repérés sur l'étendue de la feuille, dans le granite du Velay et dans celui de la Margeride. Si certains ont fait l'objet de travaux souterrains, aucun ne dépasse la valeur d'indice.

La baryte à galène argentifère et blende du filon quartzeux NW-SE de Monistrol (n° d'archivage au Service géologique national 0815-1X-4001) a fait l'objet d'une tentative d'exploitation par travaux souterrains. Les filons reconnus au Rocher Bernard et dans le ruisseau de Peyre, sont approximativement situés à la limite entre granite de la Margeride et série métamorphique.

Quatre galeries en traçage avec puits ont été également effectuées sur le filon de Prémajoux (0815.8X.4002) : rare galène dans baryte à fluorite accessoire verte et violette, avec un peu de quartz ; le filon orienté N75 à 80°E, pendage 70°N, est minéralisé sur une puissance de 0,2 à 0,5 m ; une galerie de 60 m est encore visitable. Il y a de vieux travaux sur le filon de quartz carié rougeâtre orienté N70°E environ, au-dessous du tournant de la route et en descendant vers la Loire. Il y a aussi un filon fluoro-barytique N80°E plus au Nord, juste avant le ruisseau situé entre Bonnefont et Prémajoux (accès par le chemin qui longe la rive droite de la Loire à partir de Goudet ; la décharge publique recouvre les affleurements).

Au Sud de Vabres un filon de quartz et galène traversant les gneiss ocellés a été exploité jusqu'au 19ème siècle.

A Goudet (0815.8X.4001) la baryte (à galène accessoire) a été exploitée avant 1914 au moyen d'un puits et d'une galerie.

La galène des Ribeyroux (Lavay près des Rozières, 0815.4X.4001) a été exploitée au siècle dernier dans un filon fluoro-barytique et quartzeux N.NE de 0,8 m de puissance, reconnu sur 750 m d'allongement et 120 m de hauteur. Une source d'eau minérale est indiquée au voisinage de son extrémité nord-est. Ce filon ainsi que d'autres filonnets barytiques recoupent le granite hétérogène du Velay.

La galène est également connue aux Cheylats (Saint-Haon, 0,815.6X.4001) et à Pratclaux-la Valette (le Saut-du-Veillard, 0815.1X.4002). Elle a été signalée avec chalcopyrite et blende à la Borie (pont de Pouzas, vallée de l'Ance, 0815.1X.4003). Dans ces deux derniers gîtes, les minéralisations sont liées à des argiles soulignant des failles qui affectent le granite de la Margeride (Lemoine, 1967).

Un important réseau de filons de quartz, apparemment stérile, est observé dans la même formation, aux environs de Montbel.

Enfin, à titre de curiosité minéralogique, il faut souligner l'abondance de l'*olivine* dans les matériaux basaltiques de diverses localités, en particulier sur la commune de Saint-Privat-d'Allier (Conac, Conaguet) et sur celle de Solignac-sur-Loire (route de Malpas à Cussac). Sur la rive gauche de l'Allier, face au village de Monistrol-d'Allier, les basaltes alcalins de la région d'Escluzels et leurs enclaves ont en outre livré en abondance des *spinelles* de compositions variées (chromopicotites, titanomagnétites ; J. Babkine et coll., 1965).

CARRIÈRES

De très nombreuses exploitations familiales de *pouzzolanes*, périodiques ou abandonnées, entaillent les différents cônes de scories du plateau. Le cône de la Garde (au Nord de la Sauvetat) et celui de Peyrebille (au Sud-Est du Bouchet) donnent lieu à une exploitation industrielle active de ce matériau. La carrière de Tarreyre, célèbre depuis les travaux de Lacroix (1893) par ses cumulats amphibolitiques, est actuellement en sommeil. Les projections de maars ont également été exploitées et le sont encore épisodiquement dans la partie sud du croissant pyroclastique du maar de Landos. Le basalte lui-même est exploité et criblé pour empierrement et ballast à la carrière de la Madeleine (Monistrol-d'Allier), à la Beaume (près du Pont-d'Alleyras), au Nouveau-Monde et à Solignac. Les anciennes exploitations de pierres de taille granitiques sont abandonnées, semble-t-il, depuis fort longtemps, ainsi que celle des vaugnérîtes de Jagonzac.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Massif Central*, par J.-M. Peterlongo (1972), Masson et Cie, éditeurs :

- itinéraire 8 : la vallée du haut Allier, de Brioude à Saint-Privat-d'Allier par Langeac et Saugues ;
- itinéraire 9 : la vallée du haut Allier, de Monistrol-d'Allier à Pont-d'Alleyras ;
- itinéraire 19 : de Langeac au Puy, par Prades-Saint-Julien.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BABKINE J. (1961) — Contribution à l'étude pétrographique des basaltes de la région de Monistrol-d'Allier (Haute-Loire) et plus précisément de leurs minéraux opaques. Thèse 3ème cycle, Paris.
- BABKINE J., CONQUERE F., VILMINOT J.-C., PHAN K.D. (1965) — Les spinelles des basaltes de Monistrol d'Allier (chaîne du Devès, Haute-Loire). *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, t. LXXXVIII, p. 447—455.
- BERNARD—GRIFFITHS J., CANTAGREL J.-M. et DUTHOU J.-L. (1977) — Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif Central (France). *Contr. Mineral. Petrol.*, t. 61, p. 199—212.
- BLANC Y., MERGOIL—DANIEL J. et TEMPIER P. (1973) — Découverte de néphéline en mégacristaux et d'enclaves à néphéline et anorthose dans les projections volcaniques du Devès (Haute-Loire, France). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallog.*, 96, p. 388—391.
- BOIVIN P., GOURGAUD A. et LENAT J.-F. (1976) — Un nouveau maar à remplissage basaltique : le Plot de Lachamp (Sud Devès, Massif Central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 265—267.
- BOUCARUT M. et CREVOLA G. (1972) — Dépôts de « déferlantes basales » (*base surge*) dans l'Esterel et le Devès (Var et Massif Central français) et « gouttes de cendre pisolithiques ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIV, p. 179—190.
- BOUT P. (1953) — Les sables à chailles du Monastier. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 124—126.
- BOUT P. (1953) — L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire. Mélanges géographiques offerts à Ph. Arbos. Pub. Inst. géogr., Fac. lettres Clermont-Ferrand, p. 91—102.
- BOUT P. (1960) — Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Bout éd., le Puy, 344 p.
- BOUT P. (1973) — Les volcans du Velay. Itinéraires géologiques et géomorphologiques en Haute-Loire. Watel éd., Brioude, 287 p.
- BOULE M. (1892—93) — Description géologique du Velay. *Bull. Serv. Cartogéol. France*, n° 28.

- CANTAGREL J.-M. et PRÉVOT M. (1971) — Paléomagnétisme et âge potassium-argon des basaltes du Devès aux environs de Saint-Arcons-d'Allier (Massif Central français). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 273, p. 261—264.
- CARME F. (1974) — Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone arverne (Massif Central). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 278, p. 2613—2616.
- COUTURIÉ J.-P. (1977) — Le massif granitique de la Margeride (Massif Central français). Étude pétrographique, géochimique et structurale. Exemples de différenciations par gravité dans les roches granitiques. Évolution régionale de la croûte au cours de l'orogénèse hercynienne. (Thèse), *Ann. sc. Univ. de Clermont*, n° 62, 29, série géol. minéral.
- CROSNIER LÉCONTE J. (1948) — Sur l'existence d'un ancien lit de la Loire dans la région d'Arlempdes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 347—349.
- FORESTIER F.H. (1964) — Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du haut Allier (Massif central français). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 59, n° 271 (thèse, Clermont, 1961).
- JARDIN L. (1973) — Les enclaves basiques et ultrabasiques dans les basaltes alcalins de la chaîne du Devès (Haute-Loire). Thèse 3ème cycle, Lyon, n° 254.
- LACROIX A. (1893) — Les enclaves des roches volcaniques. Protat frères éd., Macon.
- LE CHAPELAIN, PÉRICHAUD J.-J. (1972) — Fiches d'indices inédites, B.R.G.M. division Massif Central.
- LEMOINE S. (1967) — Étude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras (Haute-Loire). Thèse 3ème cycle, Clermont.
- LENAT J.-F., BOIVIN P. et GOURGAUD A. (1976) — Étude géophysique de la structure du maar du Plot de Lachamp (Devès). Note I.O.P.G. n° 32.
- MERGOIL—DANIEL J. (1970) — Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central. Thèse, Clermont.
- NORMAND M. (1973) — Le volcanisme de la bordure sud-orientale du Devès et du plateau d'Alleyras (Velay occidental). Thèse 3ème cycle, Paris VI.
- TOURNAIRE H. (1880) — Carte géologique du département de la Haute-Loire, feuille Saugues à 1/80.000.
- VIALETTE Y. (1962) — Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Clermont*, n° 6.
- VILMINOT J.-C. (1962) — Les nodules de péridotites dans les basaltes du Velay. Thèse 3ème cycle, Paris.
- VILMINOT J.-C. (1965) — Les enclaves de péridotite et de pyroxénolite à spinelle dans le basalte du rocher du Lion (chaîne du Devès, Haute-Loire). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallog.*, LXXXVIII, p. 109—118.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *le Puy* : 1ère édition (1893), par M. Boule et P. Termier
2ème édition (1941), réimpression
3ème édition (1967), par P. Bout et F.-H. Forestier.

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

Feuille *Avignon* (1964), coordination par F. Permingeat.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés :

- pour le département de la Haute-Loire, au S.G.R. Massif Central, 22 avenue de Lempdes, 63800 Cournon-d'Auvergne ;
- pour le département de la Lozère, au S.G.R. Languedoc-Roussillon, Mas Jausserand, rue de Jausserand, La Pompignane, 34000 Montpellier ;
- ou encore au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Jacques KORNPROBST, maître de conférences au Département de géologie de l'université de Clermont II, avec le concours de :

Robert BOUILLER, collaborateur du Service géologique national, pour les formations sédimentaires, superficielles et alluviales ;

Jean-Pierre COUTURIÉ, maître assistant au Département de géologie de l'université de Clermont II, pour les formations granitiques ;

Jean FÉRAUD, ingénieur géologue au Bureau de recherches géologiques et minières, pour les gîtes minéraux.

TABLEAU I

COMPOSITION CHIMIQUE DES BASALTES

	1	2	3	4
SiO ₂	46,66	44,96	42,40	46,40
Al ₂ O ₃	20,76	15,79	16,17	13,35
Fe ₂ O ₃	4,45	3,08	4,41	3,10
FeO	6,02	8,25	7,49	8,00
MnO	0,08	0,13	0,12	0,18
MgO	3,20	8,97	8,47	9,60
CaO	7,93	9,89	10,42	9,70
Na ₂ O	4,30	3,90	4,01	3,90
K ₂ O	2,57	1,57	2,02	1,52
TiO ₂	2,48	2,42	2,73	2,76
P ₂ O ₅	0,11	0,65	0,25	1,00
H ₂ O ⁺	1,00	0,99	1,08	1,25
H ₂ O ⁻	0,70	0,11	0,23	0,14
Total	100,26	100,71	99,80	100,90

- 1) Labradorite, Camp d'Antonne ; 2) Basanitoïde hyalin, coulée de Goudet ;
 3) Basanite à néphéline, Plot de Goudet ; 4) Basalte alcalin, Monistrol-d'Allier.
 1 à 3, *in* Normand, 1973 ; 4, *in* Vilminot, 1962.

TABLEAU II

COMPOSITION CHIMIQUE DES GRANITES ET DES GNEISS CÆILLÉS

	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,15	68,28	65,04	52,80	70,05
Al ₂ O ₃	15,02	15,81	15,99	14,75	16,84
Fe ₂ O ₃	0,87	1,47	1,77	3,20	0,88
FeO	0,20	1,36	2,42	5,00	0,88
MgO	0,50	1,73	3,14	7,45	1,24
CaO	1,02	1,71	2,35	6,50	1,08
Na ₂ O	3,98	3,32	2,84	2,60	3,47
K ₂ O	4,15	4,65	4,54	4,35	3,40
TiO ₂	0,23	0,58	0,65	1,35	0,27
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,25	0,75	0,20
MnO	tr	0,02	0,05	0,10	tr
H ₂ O ⁺	0,72	0,73	0,89	1,15	0,75
H ₂ O ⁻	0,10	0,18	0,13	0,05	0,12
Total	100,09	100,03	100,08	100,05	100,00

1) Granite de Saint-Christophe, moyenne de trois analyses. 2) Granite de Chambon-le-Château, moyenne de neuf analyses. 3) Granite de la Margeride (faciès sombre), moyenne de vingt analyses. 4) Vagnérite. 5) Gneiss cæillés de l'arc de Fix, région d'Alleyras, moyenne de cinq analyses.

1 à 4 : *in* Couturié, 1977 ; 5 : *in* Lemoine, 1967.

