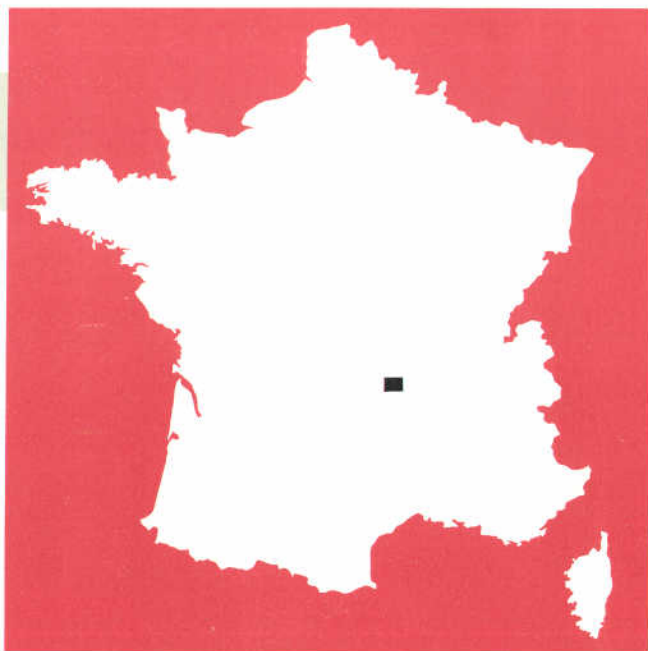


**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES



ARLANC

2733

ARLANC

La carte géologique à 1/50 000
ARLANC est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : MONTBRISON (N° 167)
au sud : MONISTROL (N° 176)

Issoire	Ambert	Montbrison
St-Germain- Lembron	ARLANC	Firminy
Brioude	Craponne- -s-Arzon	Monistrol- -s-Loire

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARLANC A 1/50 000

par J. KORNPORST
avec la collaboration de R. BOUILLER, D. d'ARCY et A. BAMBIER

1984

Éditions du B.R.G.M. - B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX - FRANCE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
ÉLÉMENTS DE MORPHOLOGIE	5
CADRE STRUCTURAL ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE DE LA RÉGION.....	7
DESCRIPTION DES TERRAINS.....	14
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	14
<i>FORMATIONS ÉRUPTIVES</i>	20
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	31
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES</i>	31
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	32
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS.....	33
<i>HYDROLOGIE</i>	33
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	34
<i>CARRIÈRES DE MATÉRIAUX</i>	36
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	38
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	40
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	40
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	40
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	43
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	46
<i>PARTICIPATION AUX LEVERS</i>	46
AUTEURS DE LA NOTICE	47

INTRODUCTION

La feuille Arlanc à 1/50 000 couvre la partie nord-ouest du territoire de la feuille à 1/80 000 Monistrol-sur-Loire, empiétant légèrement, au Nord, sur la partie sud-ouest de la feuille Montbrison. Elle est presque toute entière située dans le département du Puy-de-Dôme (arrondissement d'Ambert) ; les départements de la Loire et de la Haute-Loire sont néanmoins écornés, respectivement au Sud-Est et au Sud de la feuille. La partie occidentale du découpage appartient au Livradois alors que le Pays qui s'élève à l'Est de la Dore appartient au Forez. La région est essentiellement forestière, les zones de pâturage et de culture n'étant largement développées que dans la plaine d'Arlanc et sur les versants de la Dore à l'Ouest, de l'Ance à l'Est. Le tissu urbain est très réduit : les seules agglomérations dépassant le millier d'habitants sont Arlanc, Usson-en-Forez, Marsac-en-Livradois et Saint-Anthème.

ÉLÉMENTS DE MORPHOLOGIE

Le trait le plus marquant de la région couverte par la feuille est l'existence de la plaine d'Arlanc qui résulte du remplissage d'un fossé subsident lacustre par des terrains postérieurs au développement des altérites du « Sidérolithique » ; cette structure se prolonge vers le Nord, sur le territoire de la feuille Ambert, sur 4 à 5 km, ce qui lui donne une longueur totale de plus de 20 km, jusqu'à Dore-l'Église au Sud, où elle est biseautée stratigraphiquement sur les formations du socle. La morphologie de ce fossé est restée très fraîche et les accidents bordiers déterminent, à l'Ouest comme à l'Est, une remarquable succession de gradins montrant l'effondrement progressif de la vieille pénéplaine anté-écène le long de failles normales dont le trajet est, en moyenne, subméridien ; le tracé réel des accidents est néanmoins rendu assez irrégulier par la réactivation du réseau tardi-hercynien ; la croûte sidérolithique ne subsiste plus, à l'heure actuelle, que sous la forme de lambeaux dispersés sur les gradins les plus profondément affaissés. Une série de coupes (fig. 1) permet de se faire une idée de l'amplitude de la subsidence, une différence d'altitude de 6 à 700 m devant être prise en considération entre la surface actuelle du fossé (540 à 580 m) et celle des horsts voisins (jusqu'à 1 300 m). Il convient de remarquer que le graben d'Arlanc n'est pas limité à la plaine du même nom (4 500 m de largeur au maximum, à la hauteur de Masselèbre) : la structure effondrée concerne en fait, entre Livradois et Forez, une bande de 13 km de largeur dont seule la région axiale a reçu (ou contient encore ?) des sédiments. Le horst des Taillades, à l'Est du fossé, constitue une barrière également méridienne (s'élevant de 1 050 m au Sud, jusqu'à plus de 1 300 m au Nord) qui s'affaisse à son tour vers l'Est, vers la « dépression » de Saint-Anthème (900 m environ) qui correspond clairement, elle aussi, à un petit graben dans lequel cependant aucun sédiment (à l'exception des alluvions actuelles ou subactuelles de l'Ance) n'a pu être observé. Le relief s'élève à nouveau vers l'Est, à la faveur d'une nouvelle série de gradins, jusqu'à la limite orientale de la feuille qui correspond approximativement à l'axe d'un horst culminant à près de 1 300 m d'altitude. Cette disposition en horsts et grabens, conférant à la région une orographie nord-sud très marquée, ne constitue qu'une petite partie de la vaste structure en distension connue entre la vallée du Rhône et la Combrailles ; elle permet cependant de constater, avec la mise en évidence du graben de Saint-Anthème, que la notion de fossé d'effondrement n'est pas systématiquement liée, dans le Massif Central, à une accumulation de sédiments ; d'autres dépressions, comme par exemple celle de Saint-Amand-Roche-Savine, située au

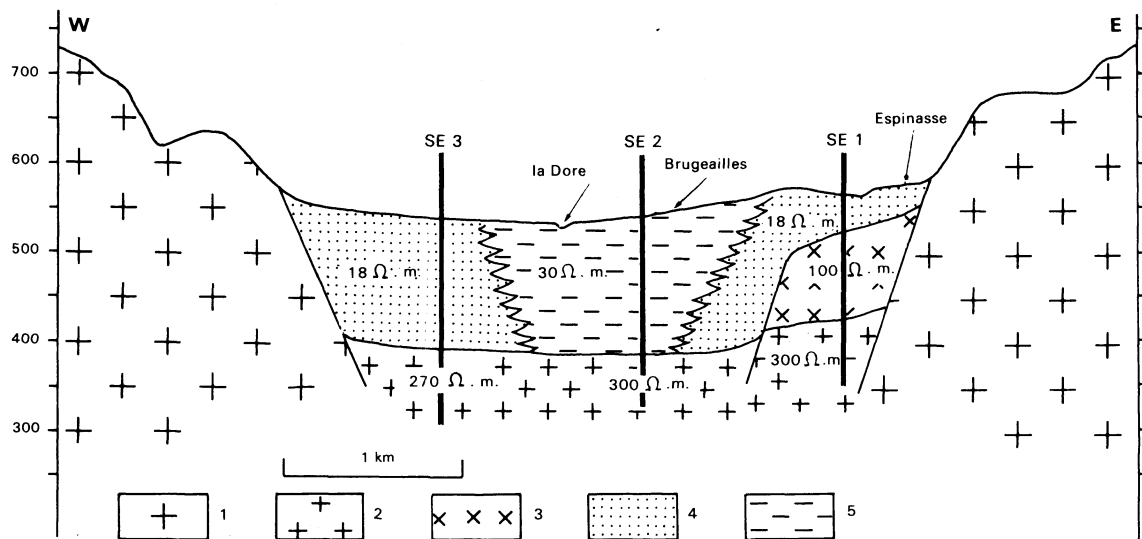


Fig. 2 - Structure du fossé d'Arlanc (M. Aubert et J.-F. Lenat, 1977)

Cette structure a été établie à partir de l'interprétation de 3 sondages électriques (SE1, SE2 et SE3) en courant continu, orientés nord-sud, réalisant un profil est-ouest à 2 km au Nord de Marsac-en-Livradois. 1 : socle des versants du fossé ; 2 : matériel à haute résistivité (270 à 300 Ω .m) au plancher du fossé, vraisemblablement constitué de granites et de gneiss analogues à 1 ; 3 : matériel à résistivité relativement faible (100 Ω .m), probablement constitué de socle fortement fissuré ; 4 : matériel à très faible résistivité (18 Ω .m), constitué par un remplissage détritique ; 5 : matériel à résistivité faible (30 Ω .m) pouvant représenter un remplissage marneux ou marno-calcaireux.

Nord-Ouest, sur la feuille Issoire, correspondent à des grabens du même type, qui n'ont pas retenu de sédiment ou ont été complètement déblayés par l'érosion.

Il n'existe aucune coupe dans le fossé d'Arlanc qui puisse permettre de mesurer directement l'épaisseur actuelle des sédiments. Des sondages électriques ont été réalisés dans la région de Brugeailles, au Nord-Est de Marsac (M. Aubert et J.-F. Lenat, 1977) ; ils permettent de situer le toit du socle à environ 150 m sous la surface actuelle, au point le plus profond (fig. 2).

Comme dans la plus grande partie du Massif Central, le réseau hydrographique est très fortement contrôlé par la tectonique cassante tardi-hercynienne et dessine un réseau serré N.NW—S.SE et N.NE—S.SW. Les gorges relativement profondes des vallées de la Dore et de la Dolore, au Sud et à l'Ouest d'Arlanc, qui suivent le trajet de tels accidents, paraissent localement recouper un réseau antérieur nord-sud, beaucoup moins accusé, correspondant vraisemblablement à celui qui drainait la pénélaine avant les effondrements.

CADRE STRUCTURAL ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE DE LA RÉGION

Les terrains qui affleurent sur le territoire de la feuille Arlanc appartiennent à 8 unités d'extension régionale et peuvent être regroupés en 5 catégories principales (voir schéma structural en marge de la carte).

Séries cristallophylliennes

Elles ont été rapportées au « Groupe du Livradois méridional » par F.-H. Forestier (1964) et appartiennent à l'anticlinal déversé du Livradois selon J. Grolier (1971). Deux unités peuvent être distinguées structuralement.

L'unité supérieure ou série cristallophyllienne de Saint-Sauveur-la-Sagne. Elle est située à l'Ouest de la feuille et recouvre une superficie d'environ 140 km². Essentiellement constituée de roches paradérivées, ou dont le caractère orthodérivé n'est pas avéré, elle comporte trois niveaux lithologiques distincts : des leptynites (λ^3), à la base, surmontées par des micaschistes alumineux (ξ^1), eux-mêmes recouverts par des gneiss (ζ^2). Des lentilles basiques, certainement orthodérivées, sont dispersées sans ordre apparent dans cette série qui présente la particularité d'exposer des faciès primaires de granulites à disthène (ayant subi des recristallisations variées) sur une superficie de près de 50 km². Une anatexie très localisée, dans les zones caractérisées par la présence d'assemblages secondaires à cordiérite, feldspath potassique et sillimanite, s'est développée au Nord et à l'Ouest de cette unité qui peut être rapportée aux « terrains allochtones rétomorphiques » reconnus par J.-P. Burg et P. Matte (1977) en différents points du Massif Central français. Les leptynites de base présentent en effet des points communs avec le « groupe leptyno-amphibolique », sans qu'il soit cependant possible de les assimiler complètement à cette formation du fait, notamment, de la faible abondance des niveaux basiques et du manque d'évidence permettant de considérer les leptynites comme des métavolcanites.

L'unité inférieure ou « demi-fenêtre » près Cubelles. Les roches de cette unité n'affleurent que sur une très faible superficie (1 km² environ) au Sud-

Ouest du village de Cubelles (elles sont recoupées par la RN 106 à l'extrême Sud de la feuille) ; elles s'étendent beaucoup plus largement vers le Sud, sur la feuille Craponne-sur-Arzon. Les caractéristiques de ces roches, micaschistes à grenat, staurotide et sillimanite, diffèrent sensiblement de celles des faciès observés dans la série de Saint-Sauveur ; le contact est brutal avec cette dernière unité qui paraît en position chevauchante, encore que les conditions d'affleurement ne se prêtent guère à une analyse tectonique détaillée. Ces formations sont rapportées aux « terrains autochtones progrades » définis par J.-P. Burg et P. Matte.

Orthogneiss : sill granitique différencié de Saint-Just et Medeyrolles

Ces orthogneiss, ou granites foliés, constituent sur 100 km² environ une zone d'affleurement continue, du Nord au Sud de la feuille ; cette zone sépare le domaine cristallophyllien dont il vient d'être question du domaine granitique « vellave » plus oriental. Comportant différents faciès, organisés suivant une logique qui suggère un phénomène de différenciation magmatique au sein d'un sill, cette masse granitique a subi des déformations pénétratives et des recristallisations souvent très accentuées bien que, sur de nombreux affleurements, la texture primitive du granite soit encore clairement discernable. Sa situation géographique et ses caractéristiques pétrographiques et texturales peuvent inciter à considérer cette masse métagranitique comme le prolongement septentrional de « l'arc de Fix ». Le sill de Saint-Just et Medeyrolles présente néanmoins des caractéristiques qu'il convient de souligner :

- une stratification apparente à l'échelle du massif, qui pourrait être d'origine magmatique ;
- des recristallisations sous des climats sensiblement moins métamorphiques que ceux qui ont été subis par les métagranites de l'arc de Fix lors de leur orthogneissification (survivance, notamment, des associations primaires muscovite + quartz). En l'absence de datation (données en cours d'acquisition), l'assimilation à l'arc de Fix de l'ensemble des faciès rapporté au sill de Saint-Just ne peut être assurée.

Granites tardi-dynamiques

Deux types principaux peuvent être distingués : les granites intrusifs et les granites d'anatexie.

Granites intrusifs

Granites du Livradois. Ils appartiennent à un vaste complexe intrusif (A. Brasens, 1960 ; R. Saint-Joanis, 1975) débordant sur la partie occidentale de la feuille Arlanc et couvrant sur cette feuille une superficie d'une soixantaine de km². Seuls les faciès du granite de Saint-Bonnet-le-Chastel (granite fin à biotite), du granite de Fournols (leucogranite à muscovite à gros grain) et du granite de Faveyrolles (leucogranodiorite) ont été identifiés. Ces intrusions paraissent développer des recristallisations à leur contact dans la série métamorphique de Saint-Sauveur, avec apparition notamment de paragenèses à muscovite + biotite et muscovite + chlorite ; l'isograde sillimanite ainsi que le développement de l'association cordiérite + feldspath potassique sont partiellement

moulés sur ce contact ; mais il n'est pas clair, dans les limites de la feuille étudiée, que ces recrystallisations de haut degré soient uniquement liées à ces intrusions. Ces granites sont postérieurs aux plis déversés vers le Sud-Ouest (P 3) qui affectent la région ; bien que n'apparaissant pas nettement affectés par la compression est-ouest tardive qui se manifeste dans les séries cristallophylliennes par des plis subméridiens (P 4), ils sont clairement découpés par les fractures décrochantes associées ou immédiatement postérieures à cet événement tectonique. Les âges « situés autour » de 300 M.A. proposés (sans isochrone valable) pour les granites du Livradois (R. Saint-Joanis, 1975), sur la base de dosages Rb-Sr de biotites et de roches totales, sont en accord avec cette observation.

Granite de Collanges. Il apparaît en coupole intrusive dans les gneiss et les leptynites de la série de Saint-Sauveur. La partie orientale de cette intrusion, dont le diamètre est d'environ 6 km, a disparu sous les formations alluviales et sédimentaires du fossé d'Ar lanc. Il s'agit d'un granite grossier à biotite, faiblement porphyroïde, dont le contour est ceint, à l'Ouest et au Sud, par l'isograde andalousite qui est donc incontestablement lié à cette intrusion. Des affleurements de très petite dimension (quelques centaines de mètres de diamètre : Virenes, la Mare), dans les leptynites mais aussi dans le granite de Saint-Bonnet-le-Chastel, présentent des faciès similaires et ont été rapportés au granite de Collanges. La position chronologique est identique à celle des granites du Livradois auxquels ces apex sont certainement liés génétiquement. La bordure occidentale du massif montre l'apparence de décrochements dextres NW—SE, alors que, presque partout ailleurs sur la feuille, cette direction tardihercynienne semble jouer principalement en décrochement senestre. Cette anomalie peut être interprétée comme le résultat cartographique d'un rejeu vertical de ces accidents au cours de la distension tertiaire ; néanmoins des observations ponctuelles permettent de montrer localement la réalité de décrochements liés à une compression nord-sud, affectant notamment les intrusions granitiques les plus récentes, à la périphérie du granite du Velay.

Granites d'anatexie du Velay

Il affleurent sur environ 200 km² et couvrent, à l'Est, environ le tiers de la feuille dont ils constituent, volumétriquement parlant, l'unité la plus importante. Il s'agit d'une faible partie de l'énorme masse anatectique connue sous le nom de Granite du Velay au Sud-Est du Massif Central et qui se prolonge vers le Nord dans les Granites du Forez. Cette unité est célèbre par son hétérogénéité et de nombreux faciès, anatectiques ou résiduels, peuvent y être rencontrés. Dans les conditions d'affleurement de la feuille Ar lanc ces différents types lithologiques ne peuvent pas toujours être cartographiés dans le détail. On peut noter l'existence d'un gradient régional de température qui se traduit par un arrangement régulier de 3 pétrotypes principaux :

— à l'Ouest, les Granites du Velay sont souvent séparés des métagranites du sill de Saint-Just par une zone, généralement étroite (quelques dizaines à quelques centaines de mètres) d'anatexites schisteuses à biotite et sillimanite ;

— cette formation passe vers l'Est à des terrains beaucoup plus « granitisés », les mobilisant volumétriquement sur les septa schisteux dont la paragenèse montre toujours la coexistence de biotite et de sillimanite ;

— plus loin vers l'Est la nature granitique des roches s'affirme encore plus, avec l'apparition des « châtaignes » de cordiérite qui paraissent correspondre, au moins dans certains cas, à l'instabilité de l'association biotite + sillimanite et

à l'isoréaction grade cordiérite + feldspath potassique. Des poches de granite à cordiérite « extravasé », comportant localement de l'andalousite, ont pu localement être cartographiées (granite de Sephos ; H. Labernardière, 1961 ; A. Gourgaud, 1973). Inversement des masses de granite porphyroïde antérieures à la fusion paraissent être emballées dans les anatexites, comme cela a déjà été démontré en d'autres points du pluton vellave (enclaves rapportées au granite de la Margeride, décrites par J.-P. Couturié, 1969) ; un xénolithe de ce type, dont la superficie dépasse 1 km², apparaît au puy de Loir ; ailleurs seuls des xénocristaux anté-anatectiques témoignent du démantèlement et d'une dispersion des éléments de granites porphyroïdes ou de pegmatites mis en place avant l'anatexie vellave. Les leucosomes du Granite du Velay sont impliqués dans les plis nord-sud les plus tardifs (P 4) et l'anatexie paraît subcontemporaine de cette déformation ce qui confirme l'âge relativement très récent (moins de 300 M.A.) de l'anomalie thermique responsable de la fusion. L'ensemble de la formation est affectée par la tectonique cassante tardi-hercynienne associée à P 4.

Formations sédimentaires

Elles sont strictement limitées à la plaine d'Arlanc. Du fait de l'absence totale de coupe, elles sont fort mal connues. Postérieures aux altérites du « Sidérolithique », elles sont certainement d'âge tertiaire ; leur liaison évidente avec la subsidence du fossé permet de les considérer comme déposées dans une cuvette lacustre oligocène, à l'image des Limagnes voisines ; cependant aucun argument paléontologique ne peut être avancé. Des recherches palynologiques, en cours, n'ont pour l'instant donné aucun résultat.

Roches volcaniques

Elles ne constituent que 4 minuscules pointements basaltiques, alignés du Nord au Sud, dans les Granites du Velay au voisinage de la vallée de l'Ance. Il s'agit de necks qui résultent du démantèlement d'appareils aériens dont les formations superficielles ont été déblayées par l'érosion. Des structures de remplissage cratérique par des laves à prismation en gerbe (cf. J.-C. Berthelay et G. Camus, 1980) sont encore bien discernables à Montpeloux et à Fromentier. Ces roches, fortement sous-saturées en silice, appartiennent au district volcanique du Forez (J. Hernandez, 1971, 1973, 1976 ; H. Bellon et J. Hernandez, 1979) qui correspond pour l'essentiel à un magmatisme d'âge miocène (20,7 à 14,6 M.A.) mais comporte localement des manifestations beaucoup plus anciennes (éocènes : 51,6 M.A.).

Histoire géologique succincte de la région

Évolution anté-hercynienne et hercynienne

Les terrains exposés sur la feuille Arlanc dont l'histoire paraît la plus ancienne sont certainement ceux qui appartiennent aux séries cristallophylliennes de Saint-Sauveur et de la demi-fenêtre près Cubelles. L'origine sédimentaire des micaschistes, gneiss et paragneiss granulitiques ne fait aucun doute ; par contre la nature initiale des leptynites est plus problématique bien que, comme la description pétrographique le montrera, leurs compositions sortent le plus souvent des domaines ignés (fig. 3). Il est possible de défendre une origine *pro parte*

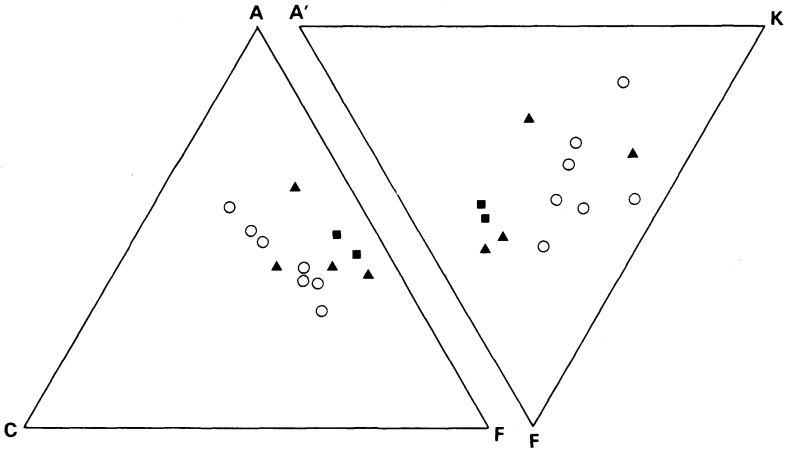


Fig. 3 - Compositions des roches pélitiques et granitiques apparaissant sur la feuille Arlanc

Diagramme ACF-A'KF. Symboles noirs : roches métamorphiques de la série cristallophyllienne de Saint-Sauveur-la-Sagne ; triangles : leptynites (λ^3) ; carrés : paragneiss granulitiques (ξ^1). Cercles blancs : granitoïdes, foliés ou tardodynamiques. Pour les compositions chimiques globales, voir tableaux II et III.

volcano-sédimentaire pour ces roches, leur texture caractérisée par de gros phénoblastes, ou phénoclastes, de plagioclase suggérant une alimentation proximale à partir de formations dacitiques ; mais cette hypothèse reste à démontrer. Les éclogites et amphibolites associées à la série métamorphique de Saint-Sauveur ont des compositions basaltiques incontestables et, comme ailleurs dans le Massif Central français, elles peuvent représenter d'anciennes émissions tholéiitiques d'âge ordovico-silurien (C. Pin, 1979 ; D. Gebauer et J. Bernard-Griffiths, 1981), dans un bassin ensialique (M. Piboule, 1979). Si l'identité avec l'arc de Fix est admise, le sill granitique différencié de Saint-Just doit être considéré comme mis en place dans ces terrains au cours du Cambrien (550 M.A. ; J. Bernard-Griffiths, *in* J. Kornprobst *et al.*, 1978) ; dans cette hypothèse les séries à l'origine des terrains métamorphiques qui apparaissent sur la feuille sont certainement antécambriennes (Briovérien supérieur ?). Si le sill de Saint-Just apparaît au contraire comme une intrusion relativement récente (contemporaine, par exemple, de celle de la Margeride), rien ne s'oppose à ce que les roches-mères des séries métamorphiques soient d'âge cambro-ordovicien, ou même silurien.

La série de Saint-Sauveur a été métamorphisée toute entière dans des conditions de hautes pressions permettant le développement de paragenèses éclogitiques et des associations à disthène + grenat + feldspath potassique caractérisant les paragneiss granulitiques ; la cristallisation de sillimanite, d'associations à cordiérite + feldspath potassique et une anatexie discrète, paraissent avoir suivi dans le temps le développement des paragenèses à disthène dans les régions de l'unité qui affleurent actuellement à l'Ouest et au Nord-Ouest : de ce point de vue, la série de Saint-Sauveur présente de grandes analogies avec les séries granulitiques rétro-morphosées décrites dans la région de Brioude—Langeac (J. Marchand, 1974 ; B. Lasnier, 1977) ; les surfaces isogrades sont, ici, indépendantes des structures cartographiques visibles dans les roches méta-

morphiques et paraissent plonger *sous* les roches à disthène. Deux phases de déformation au moins (P 1-P 2), accompagnées du développement de schistosités (S 1-S 2) paraissent associées à ces recristallisations ; leur analyse en style et en direction est rendue très difficile par la nature des formations affectées et par l'intensité des phases ultérieures ; elles correspondent probablement aux principaux stades de l'orogénèse hercynienne précoce, ou phase « acadienne » au sens de J. Bernard-Griffiths *et al.* (1977) ou de A. Autran et P.-L. Guillot (1975), responsable, au cours du Dévonien, de la structuration fondamentale de la région. C'est probablement à la faveur de ces phases tangentielles que serait intervenu le chevauchement du Groupe leptyno-amphibolique sur la Série prograde, suivant le modèle proposé par J.-P. Burg et P. Matte (1977), tel qu'il apparaîtrait sur la feuille Arlanc au niveau de la demi-fenêtre près Cubelles. Une troisième phase de plissement (P 3) est parfois bien discernable ; elle présente des axes *grosso modo* NW—SE, correspondant à des plis déversés vers le Sud-Ouest ; nettement post-schisteux dans les leptynites et dans les gneiss, ces plis s'accompagnent fréquemment du développement d'une nouvelle schistosité

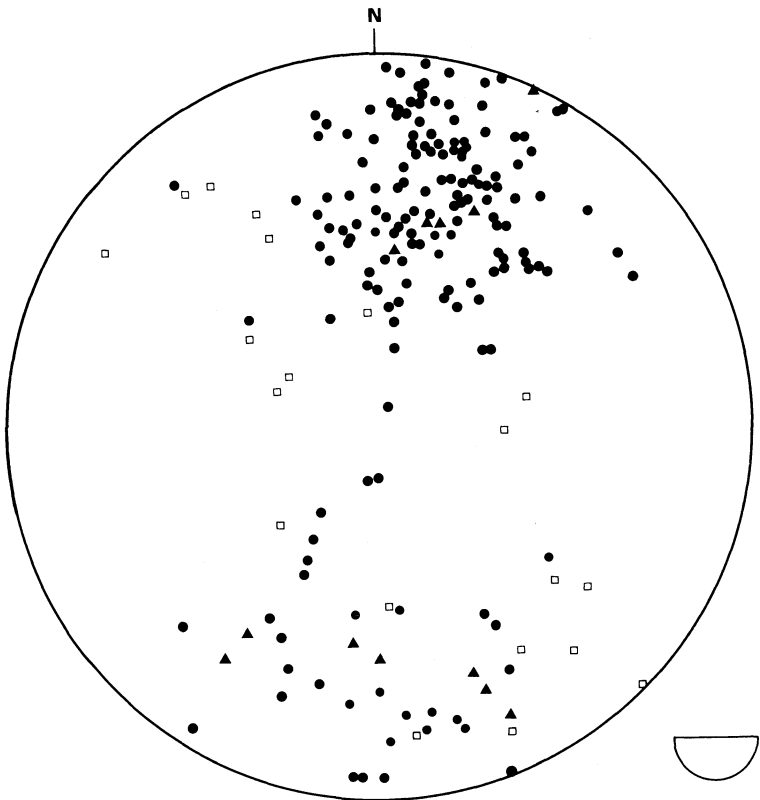


Fig. 4 - Axes de plis post-schisteux

Projection stéréographique (canevas de Wülf ; demi-sphère inférieure). Cercles noirs : axes P4 mesurés ; triangles noirs : axes P4 construits ; carrés blancs : axes post-schisteux anté-P4 (P3).

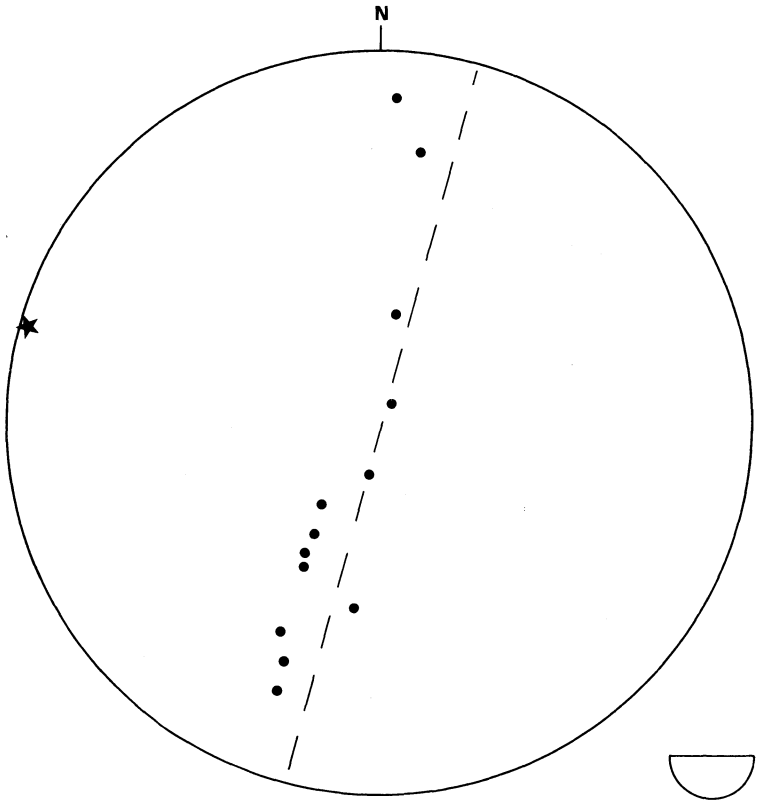


Fig. 5 - Axes P4 au Nord-Est de la feuille Arlanc

Projection stéréographique des axes P4 observés dans la région du bois Chétieux et des Pradeaux (canevas de Wülf ; demi-sphère inférieure). La dispersion des points sur un grand cercle passant approximativement par le centre de la projection permet de construire l'axe d'une déformation (P5), bien marquée mais non directement observable sur le terrain. Cercles noirs : axes P4 mesurés ; étoile : axe P5 construit.

(S 3) dans les paragneiss granulitiques, ainsi que d'une linéation de transport NE—SW marquée notamment par l'allongement des grenats primaires ; cette schistosité est contemporaine de la cristallisation de paragenèses de basse température, à muscovite + chlorite, qui peuvent devenir prépondérantes dans certains faciès ; elle semble correspondre à diverses surfaces de chevauchement marquant en particulier le décollement des paragneiss granulitiques sur les leptynites.

Les événements hercyniens au sens strict sont essentiellement marqués par la mise en place des granites intrusifs et par l'anatexie vellave. Les différents plutons (Granites du Livradois et Granite de Collanges) déterminent le développement d'auréoles de contact dans l'encaissant métamorphique ; des apophyses

du Granite de Collanges pourraient recouper le Granite de Saint-Bonnet-le-Chastel, ce dernier étant en tout cas pénétré par le Granite de Faveyrolles ; ces relations permettent donc de fournir une chronologie relative à ces événements. Ils sont suivis par un raccourcissement est-ouest, marqué par des plis nord-sud (P 4) légèrement déversés vers l'Ouest et associé à un réseau conjugué de fractures NW—SE et NE—SW. Cette déformation, de loin la plus apparente dans la structure régionale (fig. 4), est subcontemporaine de l'anatexie vellave et s'accompagne, dans certaines formations, du développement d'une schistosité ultime (S 4). Les axes des plis P 3 sont fortement dispersés par cet événement qui est lui-même suivi d'une phase (P 5) non directement discernable mais ressortant de la projection stéréographique des axes de P 4 (voir fig. 5). Cette dernière déformation correspondrait à une compression nord-sud associée à un rejeu, dans le sens inverse, des décrochements NW—SE et NE—SW. La structuration hercynienne s'achèverait avec ce phénomène tectonique.

Évolution post-hercynienne

Le premier événement post-hercynien discernable est le développement, probablement local, de cuirasses latéritiques, actuellement conservées en quelques points du fossé d'Arlanc. Cette altération « sidérolithique » affecte ici le Granite de Collanges, les gneiss de la Série de Saint-Sauveur et le granite feuilleté à muscovite du sill de Saint-Just et Medeyrolles. Cette évolution pédologique, non datée, est considérée ici comme d'âge éocène supérieur comme dans le reste du Massif Central français. Elle a été suivie par la subsidence des fossés d'Arlanc et de Saint-Anthème, le long d'un important réseau méridien de failles normales ; dans le cas du fossé d'Arlanc cette subsidence s'est traduite par des dépôts détritiques lacustres pouvant atteindre 150 m de puissance. Il n'existe aucune raison particulière de considérer que cette distension nord-sud n'appartienne pas au système oligocène des Limagnes mais force est d'admettre qu'elle n'est pas datée. Elle a été suivie, très certainement au Miocène moyen, par des émissions basaltiques dispersées le long du cours actuel de l'Ance ; les appareils ont été suffisamment déchaussés par l'érosion pour que les superstructures volcaniques aient complètement disparu. Cette activité érosive s'est également traduite par un creusement important de la vallée de la Dore, au Sud de la feuille, qui réentaille puissamment des vallées antérieures situées dans l'axe du fossé d'Arlanc. Les recouvrements soliflués situés au-dessus de 1 000 m d'altitude résultent certainement de phénomènes périglaciaires d'âge quaternaire.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS METAMORPHIQUES

Série cristallophyllienne de Saint-Sauveur-la-Sagne. Les descriptions antérieures manquent à peu près totalement sur cette unité et sur les niveaux qui la constituent ; la notice de la feuille à 1/80 000 Monistrol-sur-Loire utilise encore une terminologie basée sur la notion de « granulite gneissique » et « gneiss granulitique » qui n'a plus cours, non plus que l'opposition « embréchite-anatexite » plus récemment utilisée par A. Brassens (1960).

Cette série comporte de fait trois niveaux lithologiques principaux : à la base les leptynites (λ^3) en constituent la part la plus importante ; des paragneiss gra-

nulitiques riches en grenat (ξ^1) ayant le plus souvent évolué secondairement vers des micaschistes à muscovite et chlorite, apparaissent généralement sous la forme d'un horizon de quelques dizaines de mètres d'épaisseur entre les leptynites et les gneiss plagioclasiques (ζ^2) qui couronnent la série. Des corps basiques ou ultrabasiques, ovoïdes ou lenticulaires, plus rarement d'apparence rubanée (δ , π , ψ , Λ) sont dispersés dans cette unité. Ces niveaux ne sont pas parfaitement homogènes et il ne faut pas cacher que des passées gneissiques dans les leptynites, ou leptyniques dans les gneiss, peuvent rendre hasardeuse la cartographie dans les zones de médiocre affleurement. En outre les variations minéralogiques et texturales indépendantes de la lithologie initiale sont la règle du fait de la cascade d'événements tectono-métamorphiques subie par la série : recrystallisations rétomorphiques et/ou dans les auréoles de contact des granites intrusifs. Il est cependant possible de voir que cette unité dessine actuellement une vaste synforme à cœur gneissique, percée par les granites intrusifs et découpée par les fractures tardi-hercyniennes et alpines.

λ^3 . **Leptynites.** Elles constituent donc le niveau le plus profond de cette série, affleurant largement dans la région de Saint-Alyre et de Saint-Sauveur, au Sud de la feuille, et dans la région de Saint-Ferréol et de Susmontargues au Nord. Il s'agit de roches massives à l'échelle de l'échantillon et parfois à l'échelle de l'affleurement, formant alors ressaut dans la topographie. Du fait de leur pauvreté relative en phyllites, les leptynites présentent généralement une foliation très fruste ; localement néanmoins la foliation peut être plus marquée et la roche prendre un aspect gneissique. La formation est parfois parcourue de filons ou de filonnets feldspathiques, localement pegmatitiques(P) (Trémoulet, le Mas Marchet) ou aplitiques et leucogranitiques (γ^1) (au Nord de Saint-Alyre par exemple) ; ces dykes sont affectés par les phases de déformation les plus récentes (P 3-P 4) ; rien ne permet de penser que ces injections magmatiques ou hydrothermales puissent procéder de la fusion *in situ* de l'encaissant qui n'a pas lieu d'être considéré comme anatectique ou migmatitique, sauf dans quelques localités où une fusion modérée a pu se produire (la Friteyre).

La texture des roches est granoblastique orientée, généralement « à mortier » ; de gros éléments feldspathiques (2 à 5 mm de diamètre) sont emballés dans une matrice quartzo-feldspathique beaucoup plus fine, caractérisée par une fragmentation des cristaux de quartz en sous-grains polygonaux. Les zones les plus riches en phyllites déterminent des passées granolépido-blastiques. La composition minéralogique est remarquable par l'abondance du plagioclase (oligoclase en grains subautomorphes) qui est dans tous les cas le feldspath dominant et, souvent, le seul exprimé ; le feldspath potassique (microcline) n'est généralement présent que sous forme de rares cristaux interstitiels et de facules antiperthitiques dans le plagioclase ; il est parfois totalement absent. Outre le quartz et les feldspaths, qui représentent la part essentielle des échantillons, les leptynites contiennent presque toujours un peu de grenat (almandin-pyrope en grains arrondis) et du silicate d'alumine : le disthène, en rares reliques blindées par le plagioclase, a été observé dans la plupart des affleurements de leptynite, mais le plus communément dans la partie sud-est ; la sillimanite, développée après le disthène dans la paragenèse, a une répartition beaucoup plus limitée, au Nord et à l'Ouest de l'unité (*cf.* isograde dessiné sur la carte), à une zone qui correspond aussi à la présence de cordiérite (le plus souvent altérée) dans la paragenèse, développée aux dépens du grenat. Les phyllites sont peu abondantes. Si la biotite peut être considérée, au moins en partie, comme primaire, elle apparaît souvent, associée à la muscovite, comme le produit de l'instabilité grenat + feldspath K, ou cordiérite + feldspath K. La muscovite est très fréquemment associée à de fines gouttelettes de quartz, constituant ainsi des associa-

tions symplectiques, ou « digitées », pouvant être interprétées comme les produits de l'instabilité silicate d'alumine + feldspath K ; des feutrages de sillimanite sont d'ailleurs souvent observés en inclusion dans les plus grandes paillettes de mica blanc. La chlorite, associée à de fines gouttelettes de quartz, peut se développer aux dépens du grenat ; elle peut aussi remplacer la biotite, formant ainsi de grandes paillettes (plusieurs millimètres de diamètre) contenant des fuseaux de microcline secondaire en position interfoliaire. Apatite, zircon et minéraux opaques sont les principales phases accessoires. De rares microfili-nets de carbonate secondaire apparaissent parfois dans les plagioclases.

ξ¹. **Micaschistes alumineux.** Surmontant les leptynites, ils forment un horizon peu épais (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) mais relativement continu ; cet horizon perd son individualité dans les zones d'influence thermique des intrusions granitiques.

D'apparence beaucoup plus schisteuse, ils présentent néanmoins des compositions et des évolutions minéralogiques très similaires à celles qui ont été notées pour le niveau précédent. Les faciès les plus primitifs observés (dont les affleurements les plus remarquables sont situés à l'Ouest d'Arlanc) correspondent à des paragneiss granulitiques riches en grenat, dont la texture est grano-blastique orientée. Ce type de roche est remarquablement exposé dans la petite carrière située au débouché du ruisseau de Mons (Nord-Ouest immédiat d'Arlanc) ; des grenats de plusieurs millimètres de diamètre, relativement abondants, sont dispersés dans une matrice plus fine constituée de feldspath K (parfois en microphénoblastes perthitiques), d'oligoclase, de disthène et de quartz. Il existe un peu de biotite en équilibre avec cette paragenèse et le disthène est toujours cerné d'un fin liseré de mica blanc. Des inclusions de staurotide ont été observées dans le grenat de très rares échantillons provenant d'affleurements situés à l'Est du Mas Marchet. Les minéraux accessoires sont le rutile (fréquemment en inclusions dans le grenat), le zircon, l'apatite et des phases opaques (dont des quantités notables de graphite). Il s'agit bien de *granulites* au sens saxon du terme, et plus particulièrement de granulites de haute pression (D. de Waard, 1965, 1967). A partir de ce stade initial ces roches peuvent subir deux types d'évolution, à basses ou à hautes températures, chacun d'eux s'accompagnant de la cristallisation d'abondantes phases phylliteuses et du développement de textures lépidoblastiques (fig. 6).

• Les recristallisations de basses températures paraissent essentiellement liées au développement de schistosités associées aux déformations P 3 et, très clairement dans certains cas, P 4. Elles sont caractérisées par l'évolution directe des assemblages primaires à disthène vers des faciès hydratés à mica blanc, biotite et chlorite, sans qu'il soit possible d'observer le développement préalable de sillimanite. Les trois principales réactions paraissant avoir joué un rôle important sont les suivantes :

- (1) disthène + feldspath K + eau \longrightarrow muscovite + quartz
- (2) grenat + feldspath K + eau \longrightarrow muscovite + biotite + quartz
- (3) grenat + eau \longrightarrow chlorite + quartz

Dans de nombreux cas cette évolution se traduit par la formation de feutrages micacés plus ou moins allongés, qui peuvent être considérés comme des pseudomorphoses (avec augmentation de volume) de disthène et de grenat ; des reliques de ces minéraux restent fréquemment observables. Les micaschistes à muscovite et chlorite qui représentent le stade ultime de cette évolution sont également caractérisés par des plagioclases très albitiques.

• Les recristallisations de hautes températures impliquent au contraire un passage dans le champ de stabilité de la sillimanite ; elles s'observent à l'Ouest

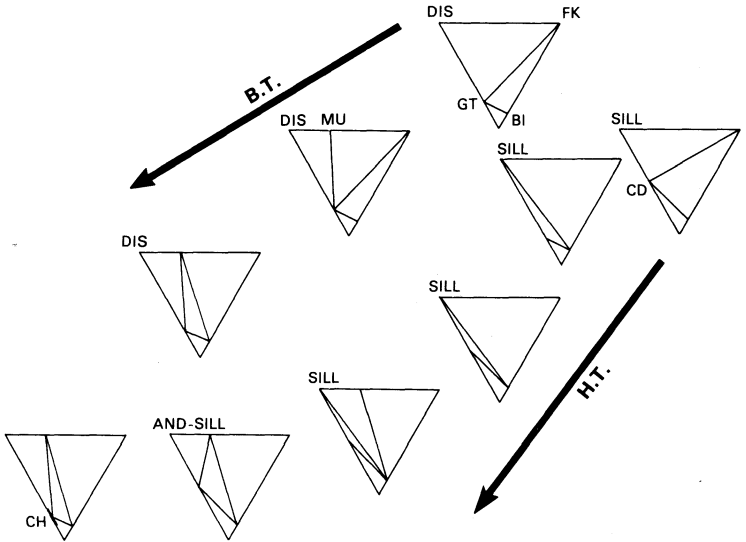
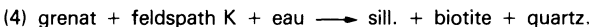


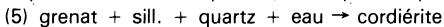
Fig. 6 - Evolution dans le temps des paragenèses des roches de la série cristallophyllienne de Saint-Sauveur-la-Sagne

A partir de l'association granulitique initiale : disthène + grenat + feldspath K + plagioclase + quartz, les roches de la série subissent deux types d'évolution, à haute température ou basse température. Représentation A'KF. BT : évolution à basse température, sous relativement hautes pressions (champ de stabilité du disthène). HT : évolution à haute température, sous relativement basses pressions (champ de stabilité de la sillimanite). DIS : disthène ; FK : feldspath potassique ; GT : grenat almandin-pyrope ; BI : biotite ; SILL : sillimanite ; CD : cordiérite ; AND : andalousite ; CH : chlorite. L'andalousite n'apparaît en fait que dans l'auréole de contact du granite de Collanges.

et au Nord-Ouest de l'unité, limitées sur la carte par l'isograde sillimanite⁺. Elles sont assez rarement discernables dans ce niveau et sont beaucoup plus commodément observées dans les gneiss sus-jacents (*cf. infra*). La sillimanite n'apparaît jamais clairement comme le produit de la transformation polymorphique du disthène, ce dernier minéral restant souvent présent sous forme de reliques métastables blindées par le plagioclase ; elle procède plus vraisemblablement de la réaction :



Le développement de très beaux cristaux de cordiérite (environs du Breuil, au Nord-Ouest de Saint-Alyre), aux dépens de grenat riche en inclusions de rutile, en équilibre avec le feldspath K, laisse penser que la réaction



a dû jouer un rôle important, à haute température et dans des conditions de pression décroissante (B.-J. Hensen, 1971). Mais il faut invoquer aussi le jeu simultané de la réaction.

(6) grenat + feldspath K + eau \longrightarrow cordiérite + biotite + quartz,
qui n'a cependant pas été observée de façon explicite.

Bien que liées au développement de textures lépidoblastiques ces réactions de haute température n'apparaissent pas clairement contrôlées par un régime particulier de contraintes, mais plutôt liées à un front thermique indépendant des structures. Le fait que l'isograde sillimanite semble mouler, sur la feuille Arlanc, les ensembles granitiques intrusifs, ne doit cependant pas permettre d'affirmer que cette anomalie thermique soit directement liée aux intrusions. En effet des réactions de basse température succèdent généralement dans le temps aux réactions (4) à (6) et entraînent la cristallisation d'associations plus ou moins complètement réalisées à muscovite + chlorite, procédant des réactions (2), (3) et

(7) sill. + feldspath K + eau \longrightarrow muscovite + quartz,
cette dernière étant caractérisée par le développement d'associations symplectiques. Dans certains cas (à l'Ouest immédiat de Novacelles) il est possible de s'assurer que ces paragenèses de basse température succèdent à celles de haute température et sont liées au contact du Granite de Saint-Bonnet-le-Chastel dont la mise en place apparaît donc clairement comme postérieure à l'anomalie thermique initiale.

§2. **Gneiss.** Ils reposent sur le niveau précédent et sont particulièrement bien représentés aux environs du Granite de Collanges. Ils diffèrent des leptynites par des textures franchement granolépido-blastiques et se distinguent des micaschistes par une richesse relative en éléments quartzo-feldspathiques. Du point de vue minéralogique ils ont des caractéristiques très voisines de celles qui ont été décrites ci-dessus pour les autres types lithologiques de l'unité de Saint-Sauveur : sauf rares exceptions la paragenèse est à peu près totalement dépourvue de feldspath K ; l'oligoclase acide représente l'essentiel de la phase feldspathique ; initialement à disthène et grenat, ces gneiss montrent généralement des évolutions de basse [réactions (1) à (3)] ou de haute température [réactions (4) à (7)] exactement similaires et en relation spatiale avec celles qui ont été décrites dans les micaschistes et dans les leptynites. Il faut cependant noter deux caractéristiques propres à cet horizon :

— le développement local (région de Scis et Nerneuf, en particulier, au Nord-Ouest de Saint-Alyre) de leucosomes évoquant une anatexie assez poussée dans les faciès à sillimanite et cordiérite ;

— l'apparition, à l'Ouest et au Sud du Granite de Collanges, de véritables textures de cornéennes se superposant aux textures antérieures et impliquant la cristallisation d'associations à sillimanite + biotite + cordiérite, puis d'andalou-site. Ce dernier minéral est strictement localisé à la bordure du Granite de Collanges et il ne fait aucun doute qu'il soit lié à une action thermique de contact. Une évolution ultérieure a le plus souvent provoqué la déstabilisation du silicate d'alumine qui est presque toujours pseudomorphosé en amas phylliteux.

δ , ψ , π , Λ . **Corps basiques et ultrabasiques.** Ils sont généralement de très petite taille, boules ou lentilles plus ou moins allongées, de quelques décimètres à quelques mètres de diamètre, disséminées dans les formations dont il vient d'être question. Ils sont donc le plus souvent représentés sur la carte avec des dimensions très exagérées. Quelques affleurements ont néanmoins des volumes notables : **éclogites** (ψ) au Nord du ruisseau de Mons ou près d'Oussargues ; **amphibolites** (δ) de la région de Bargues ou au Sud de Cubeyrolles. Le pointement de **serpentine** du Mas Marchet (Λ) est rappelé ici pour mémoire car il figure sur la feuille à 1/80 000 Monistrol-sur-Loire mais n'a pas été retrouvé au

cours des présents levers. Dans les zones où le silicate d'alumine des gneiss, micaschistes et leptynites, est le disthène, les roches basiques présentent le plus souvent l'aspect d'éclogites (ψ) plus ou moins rétro-morphosées : la texture est granoblastique plus ou moins symplectitique ; de gros grenats roses (jusqu'à 1 cm de diamètre) associés à des clinopyroxènes verdâtres, constituent une paragenèse primaire le plus souvent instable, à partir de laquelle se développent des amphiboles vertes (hornblende et/ou hastingsite) ou brunes (pargasite), et du plagioclase, en associations vermiculées ou en assemblages granoblastiques. Le degré de recristallisation est généralement important et deux paragenèses finissent généralement par cohabiter dans la même roche : clinopyroxène + plagioclase + amphibole et grenat + plagioclase + amphibole, précédant l'une et l'autre de la réaction :

(8) clinopyroxène + grenat + quartz + eau \longrightarrow amphibole + plagioclase. Dans certains cas (**pyroxénites** à grenat de Champsiaux, π) le plagioclase paraît avoir été une phase primaire dans la roche qui ne serait donc jamais passée par le stade éclogite au sens strictement pétrographique du terme. L'évolution vers les assemblages de basse température est marquée par le développement d'associations à chlorite + actinote + zoïsite, le plus souvent assez discrètes, parfois accompagnée par une saussuritisation totale du plagioclase (Champsiaux). Dans la vallée du ruisseau de Bargues, au Sud de Riodange, un affleurement basique est entièrement constitué par ce type d'association ; mais sa situation est ambiguë car, appartenant à la zone à sillimanite des gneiss, il est suffisamment proche (1 500 m en plan) du Granite de Collanges pour avoir subi l'influence thermique de cette intrusion qui développe des paragenèses à biotite + mica blanc + chlorite dans les roches encaissantes. Les autres masses basiques, non éclogitiques, qu'elles soient situées dans la zone à sillimanite (Sud immédiat de Saint-Alyre, zone de Bargues et de Féraudet) ou dans la zone à disthène (Cubelles, Cubeyrolles), sont caractérisées par des paragenèses granoblastiques à hornblende verte + plagioclase + quartz (δ), dont il n'est pas possible de soutenir, faute d'argument, qu'elles proviennent de la recristallisation d'éclogites dans le faciès des **amphibolites**, ou de la cristallisation directe de la paragenèse actuelle à partir de masses basiques, ignées ou non. Compte tenu de textures apparaissant parfois comme pratiquement grenues, certaines d'entre elles pourraient représenter des injections de granodiorites quartziques relativement tardives (post-P 2) dans l'évolution structurale de la région. Les données chimiques (tableau I, anal. 7 à 9) peuvent s'accorder avec une origine ignée de l'ensemble de ces roches basiques qui auraient appartenu à des séries tholéïtiques. Ce caractère orthodérivé ressort également de l'observation, au Sud de Bargues, d'une masse amphibolique parcourue de filonnets plagioclasiques leucocrates rappelant des trondhjémites (cf. C. Nicollet, 1977).

ξ_{st}^1 . **Micaschistes à staurotide de la « demi-fenêtre » près Cubelles.** Comme il a été dit plus haut, cette unité, chevauchée par la précédente, n'affleure que sur une très faible superficie (1 km² environ) aux environs de Cubelles. La formation qui la constitue est très originale et ne peut passer inaperçue : il s'agit de micaschistes très fins, très riches en mica blanc (donnant aux échantillons une teinte argentée) et très riches en microporphroblastes de staurotide. La texture est granolépido-blastique orientée et montre le développement, parfois spectaculaire, de mica blanc synschisteux dans les plans axiaux des plis (P 3-P 4). La paragenèse primaire paraît comporter l'association sillimanite + grenat + biotite + quartz, la sillimanite n'apparaissant qu'en fines aiguilles dans le mica blanc ; ce dernier paraît donc se développer secondairement, soit à la faveur de la réaction (7) qui supposerait la présence de feldspath K primaire dans l'assemblage, soit à la faveur d'une réaction

(9) sill. + biotite + eau \longrightarrow staurotide + muscovite + quartz

Les évidences texturales manquent pour soutenir ce dernier point de vue. Les principaux minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et des phases opaques. La tourmaline, jaune et bleue, est parfois très abondante.

FORMATIONS ÉRUPTIVES

Granites intrusifs

Ils percent les formations métamorphiques de l'unité de Saint-Sauveur, déterminant parfois clairement (Granite de Collanges), parfois moins nettement (Granite de Saint-Bonnet-le-Chastel), des actions thermiques de contact.

γ_b^3 . **Granite de Collanges.** Il s'agit d'un granite à gros grain à biotite dont la texture est généralement équante ; les phénocristaux de feldspath K sont très rares et de petite taille (1 cm), et il n'a pas été possible d'en cartographier la répartition. Le feldspath K participe au contraire abondamment, sous la forme de cristaux interstitiels, à une texture grenue granitique, légèrement protoclastique au sein du massif, franchement à mortier à sa périphérie. Le grain moyen est compris entre 3 et 5 mm. Le plagioclase, automorphe ou subautomorphe, présente une zonation, continue ou discontinue, avec un cœur oligoclasique obscurci d'inclusions phylliteuses et une bordure franchement albitique ; des zones de croissance automorphes sont parfois nettement marquées. Le feldspath K, interstitiel ou en « microdents de cheval », est constitué par du microcline perthitique. La biotite est en paillettes subautomorphes de 2 à 3 mm de diamètre, d'un ton rouge-brun soutenu en lame mince ; elle est parfois affectée d'une légère chloritisation en fuseaux et cernée de fins cristaux de mica blanc ; elle contient des inclusions d'apatite et de zircon. Le mica blanc est très rare. Le quartz est en grandes plages granulaires de 4 à 5 mm ; il a un comportement nettement interstitiel par rapport au plagioclase mais développe des faces au contact du feldspath K interstitiel ; les grains sont cataclastiques et se fragmentent en sous-grains à contours suturés et à extinction ondulante. Les proportions (volumes %) des principaux minéraux sont les suivantes : Q = 37,1 ; fK = 14,3 ; Pl = 40,0 ; Bi = 7,2 ; Mu = 1,4). La composition chimique (tableau III, anal. 10) correspond à celle d'un granite calco-alkalin proche des adamellites.

Granites du Livradois

γ_b^{2-3} . **Granite de Saint-Bonnet-le-Chastel (ou de Chambon-sur-Dolore).** Il est essentiellement constitué d'une roche à grain fin (inférieur au millimètre), non porphyrique, à texture grenue granitique à plagioclase automorphe. Ce dernier minéral est généralement zoné, avec un cœur (An 20) riche en inclusions phylliteuses et une bordure albitique. Le feldspath K (microcline légèrement perthitique) et le quartz sont en grains subautomorphes ou xénomorphes, légèrement protoclasés. La biotite est en paillettes subautomorphes ; la muscovite, primaire dans la paragenèse, est sans doute deutérique pour une part, comme l'indiquent les intercroissances quartz + muscovite ; les paillettes les plus tardives apparaissent parfois légèrement ployées tectoniquement. Apatite et zircon sont les principales phases accessoires. La chlorite, rare, est secondaire. Chimie-

quement (tableau III, anal. 11) cette roche apparaît comme un granite calcoalcalin proche des adamellites.

η . **Diorites vaugnéritiques en enclaves.** Des enclaves dioritiques de grandes dimensions (plusieurs dizaines de mètres de diamètre, autant qu'il soit possible d'en juger dans de mauvaises conditions d'observation) affleurent localement dans le massif de Saint-Bonnet-le-Chastel, principalement sur sa bordure orientale ; il en existe plusieurs types, plus ou moins riches en éléments ferromagnésiens ; un type leucocrate est bien représenté à la Croix de la Paix (à l'Est de Chambon-sur-Dolore), où il constitue de grosses boules dispersées dans les bois ; il s'agit d'une diorite quartzique à biotite et muscovite, grenue à grain assez grossier (3 à 5 mm) ; le plagioclase (An 20) est abondant en cristaux subautomorphes, non zonés ; le quartz, granulaire et interstitiel, est légèrement protoclastique ; biotite et muscovite sont en paillettes relativement peu abondantes ; dans d'autres localités (Novacelles, le Moutet, Chambon-sur-Dolore) les roches sont beaucoup plus sombres, dépourvues de muscovite et riches en amphibole ; il s'agit encore de diorites quartziques à grain grossier, à plagioclase automorphe assez basique (An 35) parfois zoné (bordure = An 25) ; l'amphibole vert pâle appartient au groupe des actinotes et présente la particularité d'être moulée épitaxialement sur la biotite ; l'apatite est généralement abondante, accompagnée de zircon et, parfois, de sphène. Comme le granite encaissant ces diorites quartziques sont plus ou moins cataclasées, le quartz étant parfois recristallisé en sous-grains polygonaux.

γ_{bm}^{1-2} . **Granite de Faveyrolles.** Constituant des filons de grande taille (jusqu'à 4 km de longueur), un granite particulier, déjà cartographié par A. Brassens (1960), est intrusif dans le granite de Saint-Bonnet-le-Chastel. Il s'agit du faciès de Faveyrolles (γ_{bm}^{1-2}) qui apparaît également au voisinage de Saint-Bonnet, de Frideroche et de Saint-Bonnet-le-Bourg. La texture grenue est ici aussi très fine (millimétrique) et la roche, très tenace, est plus claire que celle qui constitue l'encaissant. Le plagioclase est le minéral dominant en cristaux subautomorphes légèrement zonés (An 20 à An 5) dont le cœur, obscurci par des inclusions, contient parfois du carbonate. Le feldspath K (microcline plus ou moins perthitique) est relativement abondant mais en position interstitielle, de même que le quartz. La biotite est subautomorphe, parfois chloritisée, altération qui s'accompagne du développement de fuseaux de microcline. La muscovite paraît essentiellement deutérique. La composition chimique (tableau III, anal. 12) est notablement différente de celle du granite encaissant, rappelant plutôt, avec des caractéristiques nettement granodioritiques, le granite de Collanges dont il a été question plus haut.

γ_m^{1-2} . **Granite de Fournols.** Le granite de Fournols n'apparaît que sur la bordure occidentale de la feuille ; ses contacts avec le granite de Saint-Bonnet-le-Chastel sont nettement faillés et les relations primitives entre ces deux ensembles ne sont pas connues. Il s'agit d'une roche assez grossière (grain moyen centimétrique) et très claire. Le plagioclase (An 30) est subautomorphe, englobé dans une matrice de cristaux xénomorphes de quartz et de microcline. Biotite et muscovite sont en paillettes subautomorphes.

γ^1 . **Leucogranite fin à muscovite.** — P. **Pegmatite à mica blanc et tourmaline.** — $M\xi^2$. **Anatexites à cordiérite.** Outre les principaux types lithologiques qui viennent d'être décrits, les affleurements de granites intrusifs comportent également quelques filons et enclaves : filons aplitiques (γ^1 ; à quartz, albite, microcline et muscovite) et pegmatitiques (P ; à quartz, microcline, muscovite et tourmaline), apparaissant principalement dans le granite de Collanges ;

panneaux d'anatexites à biotite et cordiérite ($M\zeta^2$) présents en certains points du granite de Saint-Bonnet-le-Chastel (région de Massoux).

Granites foliés de Saint-Just et Medeyrolles

Il s'agit d'une importante masse de granitoïdes insérée entre la série cristallophyllienne de Saint-Sauveur et les anatexites du Velay. Longeant, à l'Est, le fossé d'Arlanc, certains des faciès typiques de ces granites ont néanmoins été mis en évidence au centre (au Sud de Masselèbre) et à l'Ouest (la Ribeyre, Champétières) de cette dépression qui, par conséquent, ne paraît pas s'être implantée le long d'un important accident coulissant tardi-hercynien.

La structure de ce massif est dominée par l'arrangement de trois faciès principaux :

- des granites porphyroïdes sombres (p, γ_3^3) en constituent le soubassement ; ils passent localement (Saint-Jean-d'Aubrigoux est une localité particulièrement notable) à des diorites quartziques à biotite (η) dont ils contiennent fréquemment des enclaves ; ils affrontent, au Nord, les anatexites du Velay, et reposent presque horizontalement sur ces roches au Sud de la feuille ;

- ces granites porphyroïdes passent vers l'Ouest à des granites sombres à biotite, dépourvus de phénocristaux ;

- ces dernières roches passent elles-mêmes vers l'Ouest à des granites clairs et même très clairs, à biotite et muscovite, ou à muscovite seule. Cette disposition a été interprétée comme le résultat d'une différenciation magmatique au sein d'un sill granitique intrusif (P. Andrieux *et al.*, 1980). Ces différentes roches ont une caractéristique commune : elles portent l'empreinte d'une ou plusieurs déformations pénétratives, accompagnée du développement d'une schistosité principale, elle-même déformée par les plis P 4. La cartographie des différents faciès et le lever des schistosités ont fait apparaître une mégastructure d'axe P 4 traversant du Nord au Sud toute la feuille (P. Andrieux *et al.*, *op. cit.*). La situation géographique de cette intrusion, le fait que certains de ces faciès sont largement porphyroïdes et que l'ensemble soit orthogneissifié, permet d'envisager que ces granitoïdes puissent constituer le prolongement septentrional de l'arc de Fix, qui constitue la bordure occidentale et méridionale du dôme du Velay. Cette hypothèse n'est cependant pas actuellement pleinement vérifiée ; il faut en effet souligner le fait que les métagranites de l'arc de Fix (mis en place au Cambrien) ne montrent pas la zonalité qui caractérise ici le sill de Saint-Just ; ils ont été, par ailleurs, entièrement métamorphisés dans un faciès de haut degré durant la phase acadienne, alors que les éléments leucocrates du sill de Saint-Just paraissent avoir été déformés dans le champ de stabilité de la muscovite ; il faut signaler enfin que le raccourcissement subi par les roches de Saint-Just paraît relativement limité, particulièrement dans les faciès leucocrates ; la déformation paraît d'ailleurs s'accroître de l'Ouest vers l'Est, c'est-à-dire avec la proximité du dôme du Velay. Il est donc également possible de supposer que le sill de Saint-Just ait échappé au métamorphisme principal tel qu'il s'exprime dans la série de Saint-Sauveur, par une mise en place postérieure à cet événement mais antérieure aux phases de déformation P 3-P 4 ; il occuperait alors, chronologiquement, la même position que le Granite de la Margeride, lui aussi caractérisé par une différenciation gravitaire et par le développement de faciès sombres et largement porphyroïdes à son mur (J.-P. Couturié, 1977) ; cette interprétation est celle qui a été soutenue par P. Andrieux *et al.* (1980) ; elle bute néanmoins sur le degré de déformation très accentué des faciès les

plus sombres, comme jamais observé dans la Margeride. Le lecteur a compris qu'une opinion définitive n'est pas encore arrêtée, nécessitant, en particulier, le secours de la géochronologie.

$\rho\gamma_{\eta}^3, \rho\gamma^3$. **Granite folié porphyroïde sombre à biotite.** Les granites foliés porphyroïdes affleurent largement au Sud du dispositif où la valeur moyenne du pendage est faible ; le plongement se redressant et la formation étant biseauté tectoniquement le long des anatexites du Velay, les surfaces d'affleurement de ce faciès se réduisent vers le Nord. La texture de ces roches est granoblastique orientée, localement à mortier ; mais la texture initiale grenue porphyroblastique est encore bien apparente. Le feldspath K constitue des porphyroclastes de 2 à 5 cm de longueur, parfois très abondants, bien orientés parallèlement à la foliation ; il apparaît également en cristaux interstitiels ; dans un cas comme dans l'autre il s'agit d'un microcline moiré légèrement perthitique ; les porphyroclastes sont riches en inclusions de biotite, plagioclase et quartz. Le plagioclase (An 20-25) est abondant en cristaux subautomorphes finement maclés. La biotite, en paillettes brun-rouge de 2 à 3 mm, est souvent altérée en chlorite + microcline. Le quartz, granulaire dans la texture grenue initiale, est fortement granulé, avec individualisation de sous-grains polygonaux ; il présente une extinction ondulante. La muscovite, toujours présente, paraît exclusivement secondaire, très fréquemment associée à des reliques de sillimanite. Les phases accessoires sont l'apatite et le zircon ; les bourgeons myrmékitiques sont fréquents. Un comptage sur 1 500 points a donné les résultats suivants : quartz = 27,9 ; feldspath K = 23,1 ; plagioclase = 31,7 ; biotite = 14,1 ; muscovite = 2,6 ; accessoires = 0,6. La composition chimique (tableau III, anal. 16) d'un faciès « moyen » correspond à celle d'un granite calco-alkalin, proche des adamellites.

η . **Diorite quartzique.** Les granites porphyroïdes foliés contiennent fréquemment des enclaves dioritiques (η) qui peuvent constituer des gisements stratiformes caractéristiques, tel celui, remarquable, des carrières de Saint-Jean-d'Aubrigoux. Ces diorites présentent une texture granolépido-blastique orientée qui se superpose clairement à une texture grenue ; le grain est fin (0,5 à 1 mm). Le plagioclase est la phase la plus abondante ; en cristaux subautomorphes, il apparaît nettement zoné (An 35 au cœur ; An 18 en bordure). La biotite rouge est également abondante et subautomorphe. Les autres minéraux sont xénomorphes, interstitiels : le feldspath K est un microcline légèrement perthitique ; le quartz est fortement granulé. Zircon, apatite et rutile complètent cette paragenèse. Un comptage sur 1 000 points montre bien l'importance relative du plagioclase et de la biotite : quartz = 17,8 ; feldspath K = 11,4 ; plagioclase = 48,7 ; biotite = 21,1 ; accessoires = 1,0. La composition chimique (tableau III, anal. 15) correspond à celle d'une monzonite quartzique. La composition minéralogique et chimique, ainsi que le mode de gisement de ces roches, suggèrent qu'elles représentent des cumulats des phases précoces cristallisées dans le magma granitique.

γ_b^3 . **Granite folié sombre à biotite.** — γ_{bm}^{1-3} . **Granite folié clair à biotite et muscovite ou à muscovite seule.** Les granites à biotite perdent progressivement leurs porphyroblastes (— clastes) vers l'Ouest et passent à des granites foliés aphyriques à biotite (γ_b^3) dont les caractéristiques sont analogues à celles de la matrice des granites porphyroïdes. Ils ont néanmoins tendance à s'éclaircir et contiennent parfois de la muscovite qui n'apparaît pas toujours clairement secondaire. Localement (Espinasse) ils contiennent aussi de la cordiérite. Ces faciès ménagent une transition aux granites foliés clairs à biotite et muscovite, ou à muscovite seule (γ_{bm}^{1-3}). Là encore la texture granoblastique orientée à grain

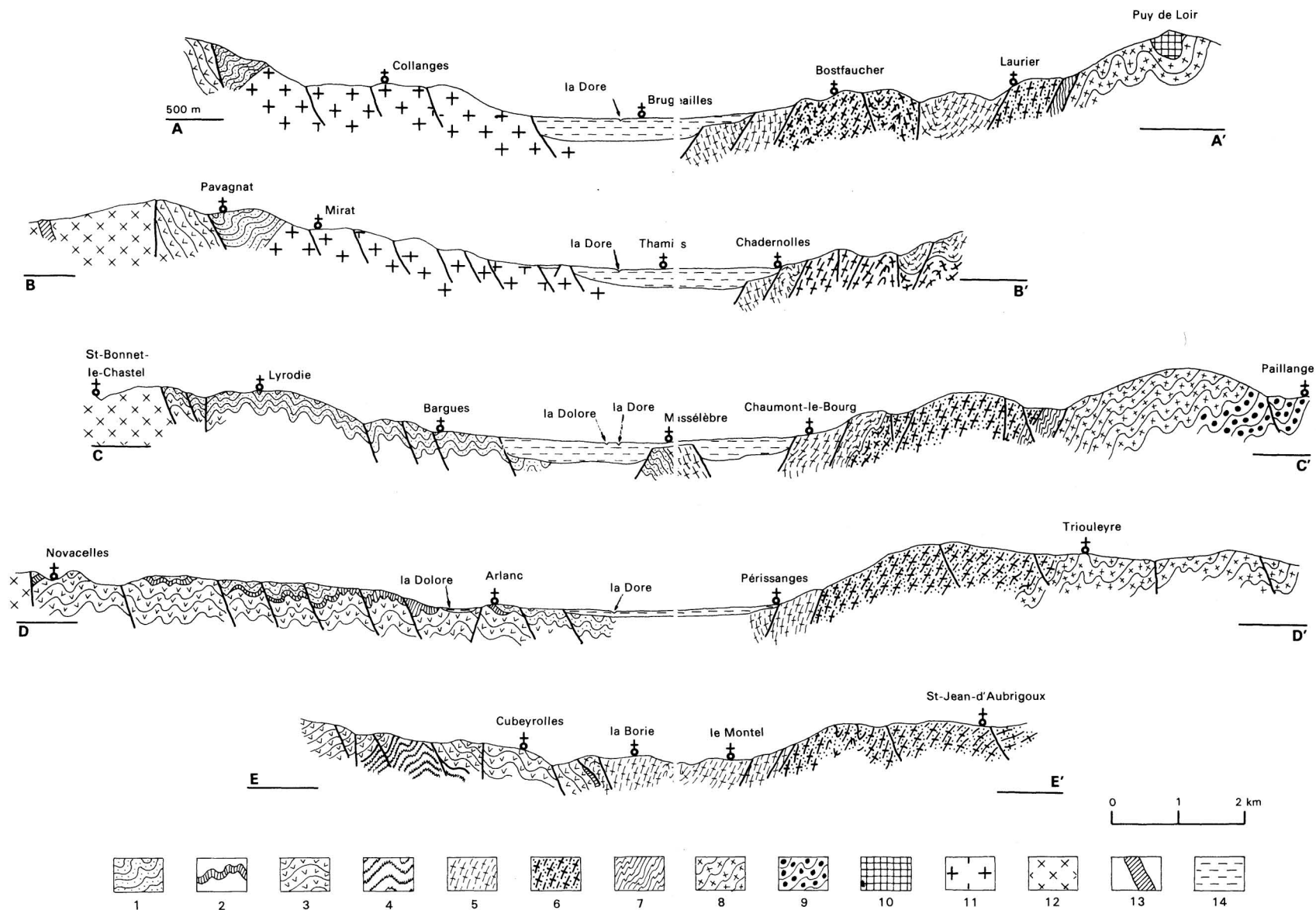


Fig. 1 - Coupes séries à ravers la feuille Arlanc

Ces coupes, orientées en moyenne de l'Est vers l'Ouest, font principalement apparaître les structures tardi-hercyniennes (déformation P4) et le jeu des failles normales tertiaires. Les surfaces plissées sont, dans tous les cas, des schistosités anté-P4 (surfaces S1 et S2).

Localisation des coupes :

	x	y		x	y
A	702,83	355,66	A'	718,21	356,08
B	700,41	353,60	B'	714,34	353,64
C	701,66	350,86	C'	719,60	351,32
D	702,20	349,57	D'	719,41	341,00
E	705,48	341,25	E'	716,25	341,12

Signification des figurés :

- 1 à 3 : série cristallophyllienne de Saint-Sauveur ; 1 : gneiss (ζ^2) ; 2 : micaschistes alumineux dérivant de paragneiss granulitiques (ξ^1) ; 3 : leptynites (λ^3).
- 4 : micaschistes alumineux à staurotide de la demi-fenêtre près Cubelles.
- 5 et 6 : granites foliés de Saint-Just et Medeyrolles ; 5 : faciès clairs ; 6 : faciès sombres, porphyroïdes ou non.
- 7 à 10 : anatexites du Velay-Forez ; 7 : anatexites schisteuses ; 8 : granites hétérogènes à sillimanite et biotite ; 9 : granites hétérogènes à châtaignes de cordiérite ; 10 : granite porphyroïde ante-anatectique.
- 11 à 13 : granites intrusifs ; 11 : granite de Collanges ; 12 : granite de Saint-Bonnet-le-Chastel ; 13 : granite de Faveyrolles.
- 14 : formations sédimentaires (Oligocène) du fossé d'Arlanc.

moyen (3 à 4 mm) ne réussit pas à masquer la texture grenue granitique initiale. Le plagioclase, subautomorphe, est un oligoclase à bordure albitique ; le feldspath K, en cristaux xénomorphes, est un microcline légèrement perthitique. La biotite est peu abondante, plus ou moins chloritisée. La muscovite est présente en quantités variables, parfois très abondante dans les faciès à muscovite seule ; elle est certainement primaire pour sa plus grande part ; elle est parfois néanmoins associée à de la sillimanite dans la zone la plus orientale du massif, sillimanite qui a pu cristalliser à la faveur du jeu prograde de la réaction (7) qui fonctionné successivement dans les deux sens. Apatite, zircon et minéraux opaques sont présents en faibles quantités. Un comptage (1 500 points) réalisé sur un faciès clair pauvre en mica a donné les résultats suivants : quartz = 34,1 ; feldspath K = 38,1 ; plagioclase = 23,8 ; biotite = 1,6 ; muscovite = 1,5 ; sillimanite = 0,8 ; accessoires = 0,1. La composition chimique (tableau III, anal. 17 et 18) est celle d'un granite subalcalin sodique ; elle n'est pas représentative de tous les faciès clairs qui sont relativement variés.

Au sein des granitoïdes foliés de Saint-Just, différents types d'enclaves ou d'intrusions tardives ont été observés.

γ_{gm}^3 . **Les granites foliés à grenat** (faciès de Saint-Priest) constituent quelques affleurements dispersés (Saint-Priest, le Béal, le Maymal) ; leurs relations avec les granites de Saint-Just ne sont pas clairement établies ; la seule évidence est qu'ils paraissent avoir été déformés comme eux. La texture est granoblastique panxénomorphe orientée ; le grain est fin (2 mm). L'association minéralogique comporte du feldspath K (microcline finement perthitique), du plagioclase (An 20), de la biotite et du grenat ; la muscovite est primaire dans certains gisements, secondaire et associée à la chlorite dans d'autres. Le grenat est clairement en équilibre avec le feldspath K.

ξ^2 , $M\xi^2$. **Enclaves gneissiques.** Les enclaves cristallophylliennes sont assez abondantes, principalement au Sud de la feuille, aussi bien dans les granitoïdes clairs que dans les faciès sombres. Elles sont essentiellement constituées de roches gneissiques, plus ou moins migmatitiques (ξ^2 , $M\xi^2$), fréquemment traversées par d'importants filons de **pegmatite** à tourmaline (P). La texture est grano-lépidoblastique orientée. La paragenèse ne comporte pas, ou très peu, de feldspath K ; plagioclase (An 20-25), biotite, grenat, sillimanite et quartz constituent l'assemblage habituel à l'Est du dispositif, muscovite et chlorite s'étant développées secondairement ; à l'Ouest (dans les panneaux situés à l'Est et au Sud-Est de Dore-l'Église) le silicate d'alumine est absent. Parmi les minéraux accessoires (zircon, apatite et opaques) il faut signaler la présence occasionnelle de graphite.

δ. Amphibolites. π. Pyroxénites. — Un vaste panneau cristallophylien (plus de 4 km de longueur, entre Couraille et Olliergues) comporte une série basique caractérisée par une association finement litée d'amphibolites (δ) et de pyroxénites (π) ; alternant en lits centimétriques ou décimétriques ces roches évoquent un ensemble stratifié sédimentaire ou volcano-sédimentaire. Les passées d'amphibolite présentent une texture granonématoblastique orientée, à grain fin (0,5 à 1 mm) ; les cristaux sont subautomorphes à xénomorphes avec de remarquables contours polygonaux caractérisant particulièrement le plagioclase ; l'assemblage minéralogique comporte : hornblende verte + clinopyroxène (Di-Hd) + plagioclase basique (An 40-50). Amphibole et clinopyroxène présentent des relations épitaxiales de syncristallisation ; le sphène et les minéraux opaques sont abondants, l'apatite accessoire ; le carbonate est présent en faibles quantités parmi les phases primaires, ce qui permet de défendre une origine sédimentaire pour la série. Les lits de

pyroxénite ont une texture granoblastique panxénomorphe, non à faiblement orientée ; le grain est moyen (1 à 2 mm) ; la paragenèse comporte clinopyroxène (Di-Hd), plagioclase basique (An 40-50) et sphène, ce dernier minéral étant réellement, par son abondance (de l'ordre de 15 %) une phase cardinale de la roche ; l'apatite ne joue qu'un rôle accessoire ; la zoïsite (ou clinozoïsite) est secondaire. Deux petites enclaves (l'une à l'Est de Chaumont-le-Bourg, l'autre à l'Est de Colanges) correspondent probablement à d'anciennes serpentines (A) ; elles sont actuellement constituées d'un feutrage de talc et de trémolite.

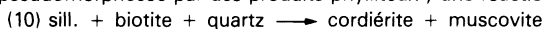
γ^1 . Leucogranite. L'ensemble des granites foliés de Saint-Just est pénétré d'intrusions de leucogranites à grain fin, en filons parfois assez volumineux (Issartier, Saint-Just), ou plus généralement en filonnets de quelques décimètres à quelques mètres de puissance, disséminés dans tout le massif. Il est clair que ces intrusions, non schisteuses, sont postérieures aux dernières déformations pénétratives, contrairement aux aplites et pegmatites à tourmaline (P), fortement déformées et schisteuses, qui représentent la fin du cycle magmatique du granite de Saint-Just. Ces leucogranites sont toutefois affectés par des décrochements tardifs de faible amplitude (quelques centimètres) et peuvent être liés, chronologiquement et génétiquement, à la granitisation vellave ; localement ils sont associés à un réseau de tourmalinisation des roches encaissantes (par exemple le long de la D 202 à l'Ouest de Saint-Jean-d'Aubrigoux). L'orientation principale de ces filons est N.NW—S.SE, mais un certain nombre d'entre eux sont W.SW—E.NE. La texture de ces roches est grenue à grain fin (1 mm) ; les principales phases présentes sont le quartz, granulaire à contours lobés, l'albite, le microcline et la muscovite ; la biotite peut être présente en faibles quantités ; l'apatite est accessoire.

Complexe granitique du Velay

Ce complexe dépasse largement le cadre de la feuille Arlanc sur laquelle il est représenté par les anatexites et granites du Forez. Il faut distinguer dans cet ensemble :

- les anatexites proprement dites et leur aboutissement les granites d'anatexie, extravasés ou non ;
- les diverses enclaves de matériaux réfractaires à l'anatexie ou, éventuellement, injectés au cours même de l'anatexie.

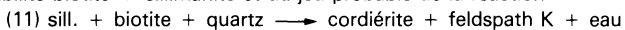
M ξ^2 . Anatexites schisteuses à biotite et sillimanite. Parmi les anatexites le matériel le moins évolué est constitué par les anatexites schisteuses à biotite et sillimanite ; elles constituent une bande discontinue à l'Ouest, affrontant les granites foliés de Saint-Just ; leur épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres au niveau de Grandrif, mais elle est généralement plus réduite. Il s'agit de stromatites (K.-R. Mehnert, 1968) comportant une succession centimétrique de lits contournés, alternativement quartzo-feldspathiques et phylliteux, injectée de filonnets granitiques décimétriques. Ces roches ont une texture intermédiaire entre grenue panxénomorphe et granolépido-blastique orientée ; le grain est compris entre 1 et 3 mm. La biotite forme l'essentiel des lits lépidoblastiques qui montrent souvent des charnières de plis (P 4) estompées par les recristallisations ; à la biotite s'associe de la sillimanite prismatique, partiellement pseudomorphosée par des produits phylliteux ; une réaction



peut être invoquée mais elle n'est pas observée clairement. Les interlits grenu-granoblastiques sont essentiellement quartzo-feldspathiques ; ils comportent un plagioclase acide (An 20-30), du feldspath K (orthose à faible angle d'axe) légèrement perthitique et du quartz, protoclasé ou franchement recristallisé. Il faut noter accessoirement apatite, zircon et minéraux opaques. Les injections ou lits granitoïdes ont les mêmes caractéristiques.

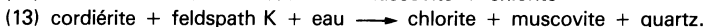
$\xi\gamma_b^{2-3}$. **Granite hétérogène à biïbiotite et sillimanite.** Bien que subsistant toujours plus ou moins, et souvent très nettement, le caractère schisteux de la formation $M\xi^2$ a tendance à se perdre vers l'Est où affleurent les granites hétérogènes à biotite et sillimanite qui correspondent donc plus à la définition de véritables anatexites (J. Jung et M. Roques, 1938, 1952 ; K.-R. Mehnert, 1968). Ces roches présentent des caractéristiques intimes très similaires à celles qui viennent d'être soulignées : textures panxénomorphes grenues—granoblastiques à grain moyen (2 à 5 mm), les passées phylliteuses étant généralement rares et discontinues ; plagioclase acide (An 20-25) parfois cerné d'une fine bordure d'albite, orthose perthitique et quartz forment l'essentiel de la paragenèse, accompagnés de biotite et de sillimanite prismatique en quantités subordonnées ; la muscovite paraît toujours secondaire, liée au jeu de la réaction (7) ; la chlorite, associée à des fuseaux de microcline, peut envahir partiellement la biotite. Le grenat est souvent présent en quantités notables, en équilibre apparent avec le feldspath K. Apatite, zircon, phases opaques et myrmékites peuvent être ajoutés à cette énumération. Le caractère hétérogène de cette formation est marqué par la présence, localement envahissante, de septa gneissiques ou schisteux, ainsi que par l'abondance de xénocristaux de feldspath (orthoses de grande taille) provenant de formations granitoïdes ou pegmatitiques antérieures à l'anatexie ; il faut noter, à la hauteur du bois Chétioux (à l'Ouest de Saint-Anthème), des « restites » dont les caractéristiques évoquent les paragneiss granulitiques décrits précédemment : de gros grenats (1 cm) chargés d'inclusions de rutile sont emballés dans un enchevêtrement de fins cristaux de biotite, sillimanite et quartz ; quelques cristaux d'orthose finement perthitique sont également présents mais ne sont jamais directement au contact du grenat ; cette texture évoque le jeu de la réaction (4). Si les passées lépidoblastiques présentes dans cette formation ressemblent beaucoup, par leurs caractères macroscopiques, aux anatexites de bordure décrites précédemment, elles s'en distinguent cependant, d'une façon générale, par l'absence ou la rareté du feldspath K, le plagioclase étant le seul feldspath abondamment représenté ; cette caractéristique peut être mise en relation avec la nature restitique ou réfractaire de ces intercalations.

γ_c^{2-3} . **Granite plus ou moins homogène à « châtaignes » de cordiérite.** La limite entre les anatexites schisteuses et les granites hétérogènes est assez floue et ne témoigne pas, à travers les assemblages minéralogiques, d'une évolution zonéographique de la série ; par contre le passage aux granites à châtaignes de cordiérite (γ_c^{2-3}), toujours difficile à localiser avec précision, témoigne d'une instabilité biotite + sillimanite et du jeu probable de la réaction



qui traduit une élévation de température vers le cœur du « dôme » du Velay, c'est-à-dire vers l'Est. Ces granites restent encore très hétérogènes et la cordiérite n'y présente une répartition régulière qu'à l'Est de la feuille, à partir de la vallée de l'Ance. Les faciès les plus typiques ont une texture grenue porphyroblastique à gros grain (4 à 5 mm), les cristaux de feldspath K (orthose perthitique), subautomorphes à contours lobés, pouvant atteindre 2 cm de longueur ; la paragenèse comporte du plagioclase acide (An 5), de la biotite, de la sillima-

nite, de la cordiérite et du quartz ; la sillimanite est généralement en inclusion dans la cordiérite, ce dernier minéral étant toujours cerné par une auréole blanche de feldspath K, comme cela a déjà été remarqué par de nombreux auteurs. La muscovite et la chlorite se développent secondairement à la faveur de deux réactions :



Zircon et opaques sont les principales phases accessoires.

γ_b^3s . **Granite fin à biotite (Granite de Sephos)**. Au sein des granites d'anatexie à cordiérite apparaît un affleurement de quelques km² d'un faciès particulier (γ_b^3s), déjà mis en évidence par H. Labernardière (1960) puis par A. Gourgaud (1973) ; considéré comme un granite « extravasé », il résulterait de la cristallisation d'un liquide anatectique ayant faiblement migré depuis ses sources. Il s'agit encore d'un faciès assez hétérogène, riche en enclaves cristallophylliennes de petites dimensions. La texture, grenue, est caractérisée par un grain sensiblement plus fin (2 à 3 mm) que celui du granite encaissant. La paragenèse ne comporte pas de cordiérite mais une association plagioclase (An 20) + feldspath K (orthose perthitique) + quartz, minéraux accompagnés de biotite et de sillimanite fibreuse. La muscovite et la chlorite sont secondaires, apatite et zircon accessoires. Il faut signaler qu'une enclave d'amphibolite à orthopyroxène a été décrite dans ce granite (J. Didier, 1964). La composition chimique (tableau II ; anal. 14) est celle d'un granite monzonitique leucocrate et ne s'éloigne guère de celles des autres faciès granitiques du massif du Velay (A. Gourgaud, 1973 ; cf. tableau III, anal. 13).

Enclaves. L'hétérogénéité des anatexites a été soulignée, cette formation comportant de nombreux panneaux et enclaves pélitiques plus ou moins migmatitiques ou restitiques. A côté de ce type de matériel, gneissique au sens large, il existe trois sortes d'enclaves dont les dimensions peuvent varier du mètre au kilomètre : enclaves granitiques, enclaves basiques présentant un caractère magmatique franc, enclaves basiques vraisemblablement orthodérivées mais présentant des textures métamorphiques.

$\rho\gamma^{3F}$. **Granite porphyroïde à biotite.** De remarquables masses de granite porphyroïde ($\rho\gamma^{3F}$) apparaissent au Puy de Loir (sur deux kilomètres de longueur), dans les régions de Charrier et de Chemintrand, à l'Ouest de Sauvesanges et au Poyet (à 2 km au Sud de Saint-Clément-de-Valorgue), ce dernier gisement ayant déjà été décrit par A. Gourgaud (1973). Ces différentes enclaves passent progressivement à l'anatexite encaissante, se « fondant » littéralement dans leur masse ; des porphyroblastes de feldspath K dispersés restent souvent les derniers témoins de l'enclave anté-anatectique. Rappelons que des enclaves présentant des caractéristiques similaires ont été décrites en d'autres points du massif du Velay, par A. Gourgaud (1973) puis par J.-P. Couturié (1977), ce dernier auteur rapportant ces affleurements au granite de la Margeride. La texture est grenue granitique, porphyroblastique à grain moyen ; le feldspath K se présente en porphyroblastes subautomorphes de plusieurs centimètres de longueur, rappelant effectivement les « dents de cheval » de la Margeride ; constitués d'orthose perthitique, ils contiennent de multiples inclusions automorphes de quartz, de plagioclase et de biotite ; le feldspath K existe également en petits cristaux interstitiels ; le plagioclase (An 20-25), subautomorphe, présente presque toujours une fine bordure albitique ; la biotite est en paillettes légèrement chloritisées et contient parfois des fuseaux de microcline. La sillimanite prismatique est présente en quantité notable, assez largement résorbée en mus-

covite ; le développement de ce silicate d'alumine peut être considéré comme contemporain de l'anatexie vellave, à partir d'une muscovite primaire ou tardive dans le granite porphyroïde initial, la réaction (7) ayant donc pu jouer successivement dans les deux sens. Signalons apatite, zircon et opaques.

η. Vagnérites. Les enclaves magmatiques basiques sont bien représentées dans la région de Fargettes (au Nord-Est de Baffie) et au lieu-dit les Planches, à l'Ouest d'Églisolles, où elles sont bien visibles en carrière. Différents faciès, incontestablement apparentés, sont associés dans le beau gisement du réservoir de Fargettes dont les conditions d'affleurement ne permettent cependant pas d'observer clairement la structure d'ensemble. L'association pétrographique comporte divers types de diorites à amphibole et biotite, quartziques ou non ; les caractéristiques de ces roches évoquent celles qui ont récemment été rappelées pour les vagnérites (H. Sabatier, 1980). La texture est grenue, parfois nettement cumulative ; le grain est variable d'un échantillon à un autre : 1 à 6 mm. Les minéraux principaux sont l'amphibole verte (type actinote) et la biotite, en cristaux généralement automorphes ou subautomorphes ; les proportions relatives de ces deux minéraux sont très variables ; ils montrent fréquemment des relations épitaxiques de syncristallisation. Le plagioclase (An 25-35) est d'autant plus calcique que la roche est plus riche en amphibole ; il peut se présenter en lattes subautomorphes orientées, contribuant à définir une texture d'orthocumulat, ou alors en cristaux xénomorphes interstitiels ; le quartz et le feldspath K sont interstitiels et peu abondants. Il faut noter la présence de zircons de forte taille (plus de 1 mm), d'apatite, de sphène et de minéraux opaques. Chlorite et phyllites incolores apparaissent secondairement.

δ. Amphibolites. — ψ. Éclogites amphibolitisées. Les enclaves basiques métamorphiques constituent des boules de quelques décimètres disséminées dans les granites d'anatexie ; elles sont trop dispersées pour qu'il soit possible de définir un ou plusieurs niveaux repères. Il s'agit de roches très tenaces, riches en plagioclase, à texture granoblastique panxénomorphe à grain fin (inférieur à 1 mm). La composition minéralogique est assez variable et comporte les associations suivantes :

- plagioclase + amphibole + biotite + grenat + quartz,
- plagioclase + amphibole + clinopyroxène + grenat + quartz.

Le plagioclase est très calcique (An 60-70) et présente la particularité d'être fréquemment et profondément altéré en prehnite ; l'amphibole semble secondaire, au moins pour l'essentiel ; il s'agit d'une actinote. Le grenat est développé en atolls extrêmement poecilites et paraît en équilibre avec le clinopyroxène (diopside-salite) lorsque ce minéral est présent ; le grenat s'altère localement en chlorite. Apatite, sphène et opaques sont les principales phases accessoires. Les assemblages primaires à clinopyroxène + grenat + plagioclase + quartz témoignent de conditions de cristallisation qui sont celles des granulites de haute pression, ce qui permet de comparer ces roches à celles qui ont été décrites dans la série métamorphique de Saint-Sauveur (*cf. supra*). Leur composition chimique, discutée dans un cadre qui dépasse celui de la feuille Arlanc par A. Gourgaud (1973), permet de les considérer comme orthodérivées, selon les critères définis par B. Moine et H. de la Roche (1968) ; la parenté avec les roches basiques de l'unité de Saint-Sauveur paraît de ce point de vue indiscutable.

FORMATIONS VOLCANIQUES

β_{ol}^2 . **Basalte alcalin à olivine.** Ils ne constituent que quatre petits pointements très fortement érodés ; l'inversion de relief est néanmoins assez faible par rapport à la vallée de l'Ance et, faute d'argument géochronologique, cette évidence morphologique peut être utilisée pour considérer un âge miocène plutôt qu'éocène ; en effet les gisements basaltiques foréziens d'âge éocène (néphéline de Marcoux par exemple ; J. Hernandez, 1971 ; H. Bellon et J. Hernandez, 1979) paraissent être à un stade d'érosion plus avancé. Ces roches sont des basanitoïdes (les Marchands) ou des basanites à analcime (Montpeloux, Fromentier) ; elles montrent des phénocristaux d'olivine et d'augite de petite taille (jusqu'à 2 mm) ; la pâte comporte des microlites d'olivine, d'augite et de plagioclase, ainsi que des grains opaques ; les basanites comportent en outre de l'analcime en cristaux automorphes ou interstitiels, ainsi que du feldspath alcalin (J. Hernandez, 1971). La composition chimique de ces laves (tableau IV, anal. 20 à 22) montre une parenté étroite entre les magmas dont elles dérivent. Des enclaves du socle sont visibles dans les divers gisements ; celui du Fromentier montre aussi en abondance des xénolithes ultrabasiques et des xénocristaux d'amphibole.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES

Les sédiments de l'étroit fossé d'Ambert—Arlanc sont mal connus et, en l'absence de sondages, il est malaisé de se prononcer sur les formations non affleurantes. De plus les conditions d'observation de la tranche superficielle sont médiocres : coupes rares et peu profondes, plus de la moitié du fossé occupée par des alluvions ou des colluvions. C'est donc surtout par comparaison avec les fossés d'effondrement voisins (Forez, Limagnes) qu'un âge oligocène est avancé.

P. **Paléosol ferrugineux (« Sidérolithique »).** Des formations argileuses rouge brique apparaissent en quelques points dans les environs de Marsac, entre le socle et les sédiments oligocènes. Il s'agit de paléosols du même type que ceux découverts en Forez, à Saint-Dier-d'Auvergne ou dans le Lembron, mais dont la présence ne semble pas avoir été signalée jusqu'ici dans le fossé d'Arlanc. Il est vrai que seul l'affleurement de Cours est bien évident ; ceux de l'étang de Riols et de Sails sont très réduits ; celui du cimetière de Marsac, mis à jour par des travaux, est à nouveau invisible. Comme dans les autres bassins tertiaires, ces paléosols très sensibles à l'érosion doivent leur conservation à des conditions particulières (talus de faille, enfouissement sous les sédiments).

g. **Argiles et sables feldspathiques.** Dans l'état des connaissances au moment de la rédaction de cette notice, il a paru préférable de conserver une seule unité cartographique et de présenter les faciès affleurants secteur par secteur. La signification de leur répartition géographique n'apparaîtra que lorsque des sondages profonds seront effectués.

• **Secteur des Issards et de Moranges.** Ces deux lambeaux sédimentaires situés en marge du socle offrent des argiles rouges sableuses. Par référence aux observations faites par ailleurs dans les Limagnes, ces formations sont à mettre en relation avec les paléosols ferrugineux et marqueraient le début du remblaie-

ment oligocène. D'autres formations analogues existent peut-être sur les bordures, au dessous des colluvions (par exemple au Sud-Ouest d'Arlanc).

- **Secteur de Cours.** Des argiles grises ou vertes affleurent au Nord du hameau. Leur relation avec le paléosol situé au Sud n'a pu être établie.

- **Rive droite de la Dore.** La majeure partie de l'Oligocène affleurant se présente sous forme de sables feldspathiques plus ou moins argileux de couleur grise ou rousse. Les variations locales consistent en alternances de faciès plus argileux ou de sables de granulométrie différente. Ces sables granitiques peu usés contiennent parfois de petits galets de roches dures. Ce sont là les faciès habituels des remblaiements de cet âge. Mais les remaniements superficiels, qui tendent vers un argilo-sableux anonyme, peuvent masquer des formations plus évoluées. C'est ainsi que vers la Collange, sur la route d'Ambert à Chaumont ($x = 710,93$; $y = 358,16$), une coupe révèle la présence de schistes papyracés.

- **Présence de carbonates.** Deux coupes médiocres ont révélé la présence de nodules carbonatés parmi les sables argileux : vers Chadernolles ($x = 711,10$; $y = 354,20$) et au N.NE de Sails ($x = 710,82$; $y = 350,43$). Il s'agit probablement de formations d'origine pédogénétique qui sont à rapprocher des argiles à nodules carbonatés du Bassin du Puy.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Cy. Colluvions granitiques de piedmont. Le transport et l'accumulation d'arènes sont particulièrement suggestifs au pied des reliefs du socle, en bordure du fossé d'Arlanc—Ambert. Par souci de clarté, et notamment pour bien mettre en évidence les structures tectoniques, ces colluvions n'ont pas été représentées systématiquement. Leur importance varie d'ailleurs d'un secteur à l'autre. Elles peuvent masquer des alluvions anciennes ou des sédiments oligocènes.

Cy. Colluvions des vallons (argiles, sables, graviers). Les formations d'altération du socle, entraînées sur les versants, colmatent le fond des vallons, spécialement ceux en berceau dans la partie haute des talwegs. La reprise de l'érosion en aval en fait généralement des formations suspendues dont l'épaisseur peut dépasser 2 mètres. Les contours sont basés principalement sur la morphologie.

CF. Colluvions et alluvions indifférenciées. Cette double notation regroupe des formations fluviales (Fz, J, ou résidus d'alluvions anciennes) et des colluvions issues des versants voisins. L'absence de coupes suivies ne permet pas de distinguer ces formations probablement imbriquées. A cet ensemble se rattachent des formations du fossé d'Arlanc, en particulier entre Dore-l'Église et Choupeyre.

RF, Fx, Fy, Fz. Formations alluviales (sables et graviers). Les alluvions les plus anciennes constituent, dans le fossé d'Arlanc, des cailloutis de faible épaisseur couvrant des surfaces dégradées (bois d'Ourlhioux, Lapeyre, etc.). A côté des unités susceptibles d'être cartographiées (RF), il faut noter la présence, en surface, sur une grande partie de l'Oligocène, de cailloux épars, résidus d'alluvions complètement démantelées et reprises dans les formations superficielles.

Les matériaux consistent en galets et blocs émoussés de quartz avec, en moindre quantité, quelques roches dures de 1 à quelques centimètres. Il s'agit d'alluvions de la Dore mais aussi de matériaux de déjection transportés par les ruisseaux orthogonaux. Ces formations ne sont pas datées mais s'inscrivent vraisemblablement dans le Quaternaire moyen et ancien.

Les alluvions anciennes de la Dore et de la Dolore forment, dans le fossé d'Arlanc, deux remblaiements emboîtés (Fx, Fy) dont l'épaisseur serait en moyenne de 3 à 4 mètres. Les sables et les galets centimétriques offrent un échantillonnage des roches du socle. Leur mise en place se situe pendant les derniers épisodes du Quaternaire (Würm, ou Riss et Würm).

Les alluvions actuelles (Fz) s'inscrivent dans l'unité Fy. En amont, la distinction devient malaisée et une notation double (Fy-z) regroupe le dernier remblaiement important et les alluvions Fz.

J. Des matériaux de déjection forment des cônes au débouché des torrents qui arrivent directement dans le fossé oligocène. Ces cônes sont fréquemment trop dégradés pour être distingués. Les matériaux des plus anciens d'entre eux ont été dispersés et repris dans un nouveau cycle d'érosion.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROLOGIE

Sur le territoire de la feuille Arlanc, le réseau hydrographique est assez peu dense, se ramenant essentiellement aux trajets sud-nord de la Dore, nord-sud de l'Ance et à ceux de leurs affluents respectifs, mais son chevelu reste complexe en altitude, ce fait traduisant bien, à ces niveaux, les caractères de l'écoulement en terrain cristallin : les talwegs, indéfiniment prolongés et peu profonds au départ, témoignent d'un ruissellement important, mais épisodique. Le socle est imperméable, les pentes sont fortes. L'eau court assez généralement sans s'infiltrer, mais les écoulements pérennes occupent seulement les basses vallées des petits affluents par suite du peu de soutien que leur offre le socle gneissique en tant que roche réservoir.

Toutefois, il faut noter qu'un grand nombre de ruisseaux empruntent les trajets des fractures reconnues sur une partie notable de leur parcours. En ce sens, un certain nombre de failles ouvertes et non colmatées sont susceptibles de fournir un apport d'eaux résurgentes, d'origine plus ou moins lointaine : eaux vadoses peu thermales, infiltrées dans des zones d'impluvium assez rapprochées et ayant généralement pénétré assez peu avant sous la surface du sol, ou bien eaux minérales parfois hyperthermales, dont les circuits complexes et vraisemblablement profonds, échappent à l'investigation de surface.

La Dore compte surtout un grand affluent de rive gauche : la Dolore. Dans le cadre de la feuille, l'ensemble Dore—Dolore coule essentiellement sur le socle gneissique, avant d'atteindre l'épais complexe sédimentaire oligocène qui remplit le fossé d'effondrement de la Dore proprement dite. Ce graben s'étend du Sud au Nord, et dans l'axe de la rivière, de Dore-l'Église à la région d'Ambert (hors secteur). En ce sens, on peut dire que les deux rivières, Dore et Dolore, prennent de la consistance dès leur entrée dans le bassin sédimentaire tertiaire.

On y distinguera donc deux régimes hydrologiques :

— l'un, de haute vallée à caractère semi-torrentiel par suite de l'importance de la pente topographique et de la nature imperméable du socle gneissique sur lequel s'écoule les eaux ;

— l'autre, à partir de Dore-l'Église, est un régime de rivière au profil stabilisé, ayant sédimenté avec méandrisation du cours d'eau, d'une façon qui apparaît assez soudainement importante, par suite principalement du brusque changement de pente : celle-ci n'est plus que de 0,7 % dans l'axe du bassin sédimentaire de la Dore. De ce fait, les formations alluviales prennent de l'importance, venant recouvrir les dépôts de remplissage oligocène.

La Dore et tous ses affluents de rive gauche suivent dans leurs hautes vallées respectives des trajets sensiblement orientés NW—SE. Cette direction est aussi celle d'une des linéations majeures observées dans le réseau de fractures.

Mais assez curieusement, et de façon de plus en plus marquée en allant du Nord vers le Sud, les trajets respectifs de ces affluents s'incurvent de manière également assez parallèle vers le milieu de leur parcours, alors qu'ils coulent encore sur le socle. Puis ils s'orientent carrément à l'inverse, comme s'ils étaient entraînés irrésistiblement vers l'axe médian du graben, où la Dore est venue s'installer en adoptant résolument une direction d'écoulement sud-nord.

Ces structures concentriques dont les cours d'eau ont suivi les traits marquants constituent une particularité morpho-structurale que l'on se doit de remarquer.

Les vallées de l'Ance et de son affluent principal la Ligonne ont leur caractère propre de vallées particulièrement encaissées, malgré l'élargissement local présenté par celle de l'Ance entre Saint-Anthème et Églisolles.

Sur tout le parcours traversant la feuille Arlanc, les placages alluviaux sont étroits et de faible épaisseur. Leur rôle régulateur est peu important, et le régime de l'Ance est bien plus capricieux que celui de la Dore d'Arlanc.

On a pu noter, et cela bien en aval encore de l'emprise de la feuille, des étiages déjà sévères dès les premières chaleurs du mois de juin.

Un barrage régulateur est d'ailleurs projeté sur le cours de cette rivière à Bleyrat, commune de Sauvessanges. Il devrait servir également à assurer, par sa retenue, une plus grande sécurité d'alimentation à l'important Syndicat des eaux de l'Ance-Arzon, dont le principal du prélèvement provient d'une prise d'eau sur l'Ance, au droit de Sermoulis, commune de Sauvessanges.

HYDROGÉOLOGIE

• **Les alluvions modernes** Fz et Fy-z présentent toujours l'intérêt de retenir une nappe aquifère, dont toutefois l'importance est limitée.

Dans la vallée de la Dore, l'épaisseur de ces dépôts ne doit pas excéder 3-4 m et ceux-ci ne s'étendent que sur le tiers environ de la largeur du graben de la Dore (700 à 1 300 m).

Le rôle de la nappe alluviale, s'il est bénéfique dans le cadre de la régularisation du régime de la Dore, n'a pas suscité d'application à la recherche pour l'alimentation en eau potable, comme cela est le cas dans bien des vallées auver-

gnates. La faible épaisseur du dépôt et le caractère à dominante argileuse de la sédimentation récente a découragé les meilleures intentions.

De plus, la présence d'exploitations de sables et de graviers sur le cours de la rivière au droit de Marsac-en-Livradois, a pu représenter un élément destructeur du complexe alluvial productif.

• **Les formations sédimentaires de l'Oligocène** descendent latéralement et essentiellement en rive droite de la rivière. Elles ont une pente assez adoucie par rapport aux versants, voisine de 2,3 %, et ne sont pas rigoureusement imperméables.

Quoiqu'une partie des précipitations ruisselle indubitablement et vienne grossir presque instantanément le débit de la rivière en saison humide, on observe qu'une autre part du volume précipité, d'importance moindre, s'infiltré et vient se déverser dans la nappe alluviale par l'intermédiaire de niveaux de sources bien marqués au droit de la rupture de pente et du changement de faciès.

En saison pluvieuse, la nappe alluviale se trouve ainsi gonflée de façon un peu artificielle et, la faible épaisseur du dépôt de fond se trouvant saturée, les prairies basses sont mouillées et suintantes le long d'une partie de la vallée, entre Arlanc et Ambert.

C'est une des constantes de cette région plate, relativement encaissée entre les parois montagneuses, de comporter d'importantes zones inondables proches du lit mineur de la rivière, dont il faut tenir compte en matière de voirie et d'urbanisme.

• **La région de socle comprise entre Arlanc et Ambert** au Nord, comme dans bien d'autres provinces granitiques d'altitude, comporte des plages d'altération assez continues, et d'une épaisseur qui doit être importante. Car ces zones arénisées renferment de petites nappes souterraines alimentant des niveaux de sources, souvent captées pour la desserte des collectivités rurales. Or, par endroits, dans cette région, des débits plus importants et plus soutenus qu'ailleurs, ont pu être obtenus.

• **Sources minérales.** On citera au hameau de l'Olme, commune d'Arlanc, une source minérale dite *Pompadour* ($743 - 4 - 2$; $x = 708,66$; $y = 348,96$; $z = + 559$). Cette source captée, actuellement inexploitée et déçue de son autorisation, a succédé à un premier captage dit source de la Prairie, non autorisé et situé à l'intérieur d'une propriété enclose plus au Sud. C'est une tranchée réalisée à partir de ce captage initial qui a permis de provoquer les jaillissements recaptés ultérieurement sous le nom de Pompadour. L'eau est pétillante, ferrugineuse ; sa température est de $11,2^{\circ}$.

Ont été signalés également :

— une source minérale recueillie dans un puisard au hameau de la Robertie près d'Arlanc. L'eau, piquante, était à 12° ;

— un groupe de sources minérales de très faible débit entre la Dorette et le hameau du Montel (Lecoq, 1856). La température de l'eau allait de $11,5^{\circ}$ à 13° .

Toutes ces eaux bicarbonatées calcosodiques, chargées en gaz carbonique, ont une résistivité de 8 à 900 ω/cm .

CARRIÈRES DE MATÉRIAUX

Il n'existe plus, à l'heure actuelle, que quatre groupes de carrières en activité sur le territoire de la feuille Arlanc, fournissant uniquement des matériaux d'empierrement : la carrière de Montpeloux ($x = 723,3$; $y = 353,65$) est entaillée dans un ancien « lac » de lave basaltique à prismation en gerbe ; la carrière de Champetières ($x = 705,5$; $y = 359,6$) concasse des granites foliés clairs appartenant au groupe de Saint-Just et Medeyrolles ; la carrière de Sephos ($x = 725,0$; $y = 357,15$) exploite le granite du même nom, dans l'ensemble des granites du Velay—Forez ; les carrières du Merle, enfin, de loin les plus importantes, au Sud de Mayres ($x = 706,5$; $y = 343,2$) débitent les leptynites de la série métamorphique de Saint-Sauveur-la-Sagne.

De nombreuses exploitations anciennes présentent des degrés d'abandon variés ; les principales sont répertoriées au tableau I. En outre les petites excavations à usage très local sont très nombreuses sur la feuille.

Il faut signaler également des carrières de marnes ou d'argiles disséminées dans le Bassin d'Arlanc, qui fournissaient, jusqu'au début du siècle, la matière première à des tuileries artisanales dont on peut encore parfois reconnaître les ruines ; ce type d'exploitation paraît avoir été particulièrement actif au voisinage de la Revoute ($x = 709,6$; $y = 345,5$) et au Nord de Cours ($x = 708,5$; $y = 351,0$). De nombreuses gravières et sablières ont été exploitées dans les alluvions de la Dore (Marsac-en-Livradois et, surtout, aux environs de Brugeailles où l'on peut en dénombrer une dizaine) ; elles sont actuellement inondées et transformées en étangs.

TABLEAU I

Principales carrières actuellement hors d'activité

Carrière	Type de formation exploitée	x	y
Fromentier	Basalte	723,90	343,55
Marchands	Basalte et pouzzolanes	722,75	354,50
Les Planches	Arènes dans les granites du Velay	720,65	351,55
Beurières	Granite de Saint-Just ; faciès sombre, fortement schisteux	713,00	350,00
Tonvic	Granite de Saint-Just ; faciès clair à muscovite	712,10	352,75
Aubignat	Idem	708,00	360,35
Fontlobines	Granite de Saint-Just ; faciès sombre, non porphyroïde	714,65	350,70
Bostfaucher	Idem	712,65	356,00
Mons	Paragneiss granulitiques	707,85	347,75
Le Chalas	Idem, rétro-morphosés	706,70	346,30
La Couleyre	Gneiss	707,95	343,60
Compain	Leptynites	706,90	342,50
Saint-Alyre	Idem	701,65	341,65
Novacelles	Idem	702,90	349,30
Bargues	Amphibolites	706,75	350,75
Le Moutet	Granite de Saint-Bonnet	701,20	358,30
L'Hôpital	Idem	700,25	356,20
Faveyrolles	Granite de Faveyrolles	700,30	352,00

GITES MINÉRAUX

NOM DU GITE	INDICE DE CLASSEMENT NATIONAL	SUBSTANCE	MINÉRAUX	FORME DU GITE	ROCHE ENCAISSANTE	REMARQUES
Chadernolles	2.4001	U	Autunite Chalcolite	Filon N 110° E	Granite	
Les Chaux	2.4002	U	Autunite, Chalcolite	Lentille Stratiforme	Grès	
Le Fond- du-Renard	2.4003	U	Pechblende, Chalcolite	Filons N 20° E et N 160° E	Granite	
Bois-Rond	3.4001	U	Autunite, Chalcolite	Filon N 110 °E	Granite	
Bois-des- Gardes	3.4002	U	Pechblende, Chalcolite, Autunite, Gummite...	Filon N 130 °E	Gneiss	Extrait moins de 10 t d'uranium
St-Martin- des-Olmes	3.4003	U	Autunite, Chalcolite, Uranocre, Quartz	Filon N 110° E	Granite	
Bois-des- Fayes	3.4004	U	Chalcolite, Autunite, Pechblende, Chalcopyrite, Mispickel ...	Filons N 100° E	Granite	Extrait 70 t d'uranium
Le Temple	3.4005	U	Pechblende, Autunite, Chalcolite, Uranotile, Quartz...	Filon N 135° E	Granite	
Les Paulzes	3.4006	U	Pechblende, Autunite, Chalcolite	Filon N 110° E	Granite	

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et des itinéraires intéressant la région dans le *Guide géologique régional : Massif Central*, par J.-M. Peterlongo (2^e édition, 1978), Masson, Paris.

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU II

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	75,80	75,00	63,00	67,90	66,60	66,00	50,50	48,30	49,40
Al ₂ O ₃	13,00	13,70	16,50	15,30	16,40	16,70	15,40	15,80	14,00
Fe ₂ O ₃	0,52	1,09	2,32	1,93	1,34	2,49	6,51	4,23	4,47
FeO	1,16	0,87	4,49	3,40	3,69	3,19	6,81	5,79	13,03
MgO	0,35	0,52	3,30	2,10	2,50	2,10	6,00	8,30	4,90
MnO	0,03	0,04	0,06	0,08	0,07	0,09	0,26	0,16	0,35
CaO	1,05	0,60	1,00	1,80	0,90	1,10	9,00	13,50	5,30
Na ₂ O	3,30	2,70	2,60	2,60	2,00	2,20	3,00	2,50	0,60
K ₂ O	4,20	4,00	3,05	3,05	3,50	3,50	0,20	0,20	1,90
TiO ₂	0,10	0,20	1,10	0,80	0,80	0,90	2,60	1,30	3,70
H ₂ O +	0,35	0,60	2,50	1,14	1,88	1,00	0,00	0,56	1,38
H ₂ O -	0,04	0,07	0,22	0,18	0,35	0,16	0,20	0,00	0,10
Total	99,90	99,39	100,14	100,28	100,03	99,43	100,48	100,64	99,13

Composition des roches métamorphiques de l'unité de Saint-Sauveur-la-Sagne. 1 : leptynite (77-11), carrière de Compain (x=706,92 ; y=342,27) ; 2 : leptynite (79-53), Thiolières (x=704,08 ; y=359,90) ; 3 : leptynite (80-11), au Sud de Novacelles (x=702,52 ; y=348,95) ; 4 : leptynite (80-42), Montvachal (x=705,33 ; y=341,81) ; 5 : paragneiss granulitique (79-2), Pavagnat (x=703,23 ; y=354,00) ; 6 : paragneiss granulitique (79-6), carrière de la route du château de Mons (x=707,66 ; y=347,60) ; 7 : éclogite (79-13), route du château de Mons (x=707,83 ; y=347,85) ; 8 : amphibolite (77-41), Oussargues (x=708,22 ; y=343,10) ; 9 : pyroxénite amphibolitisée (77-20), Champsiaux (x=705,30 ; y=349,30).

Analyses nouvelles : F. Cantagrel et S. Couturier, Clermont.

TABLEAU III

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	71,20	72,70	72,70	70,80	68,00	64,20	69,70	70,50	74,20	63,60
Al ₂ O ₃	14,60	15,40	15,60	16,20	15,25	18,00	16,20	14,50	14,50	17,00
Fe ₂ O ₃	1,00	0,74	0,45	1,00	1,30	1,13	0,91	0,69	0,20	6,40
FeO	1,81	0,87	1,09	1,00	2,20	2,61	1,81	1,81	0,36	tr
MgO	1,15	0,60	0,52	0,85	1,35	1,90	1,30	1,05	0,26	0,12
MnO	0,04	0,02	0,03	tr	0,05	0,05	0,03	0,04	tr	tr
CaO	1,30	1,70	1,50	1,00	1,75	2,50	1,60	1,30	1,10	1,50
Na ₂ O	3,65	3,60	4,50	3,35	2,80	4,30	3,80	3,40	3,50	tr
K ₂ O	4,50	4,00	3,30	4,25	5,50	3,70	4,20	5,80	4,60	0,70
TiO ₂	0,30	0,20	0,20	0,35	0,70	1,10	0,50	0,30	tr	1,20
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	0,15	0,40	nd	nd	nd	nd	nd
H ₂ O ⁺	0,98	0,49	0,59	0,80	0,50	0,38	0,50	0,76	0,25	5,75
H ₂ O ⁻	0,01	0,09	0,08	0,05	0,00	0,69	0,00	0,07	0,20	3,94
Total	100,54	100,41	100,56	99,80	99,80	100,56	100,55	100,22	99,17	100,21

Composition des principaux granitoïdes et des altérites représentés sur la feuille Arlanc.

10 : granite de Collanges (76-14), calvaire de Croupière (x=705,31 ; y=351,97) ;
 11 : granite de Saint-Bonnet-le-Chastel (79-31), carrière du Fraisse (x=701,10 ;
 y=358,18) ; 12 : granite de Faveyrolles (79-44), carrière de Faveyrolles
 (x=700,35 ; y=351,87) ; 13 : granite à cordiérite du Forez (AG-154), prélèvement
 statistique *in* Gourgau (1973) ; 14 : granite de Sephos (1G-192), carrière de
 Sephos (x=724,90 ; y=357,40), *in* Gourgau (1973) ; 15 : diorite quartzique à
 biotite (« Dalle Noire ») dans le granite de Saint-Just (80-2), D202 (x=714,00 ;
 y=341,95) ; 16 : granite de Saint-Just, faciès sombre (80-1), D202 (x=713,60 ;
 y=343,87) ; 17 : granite de Saint-Just, faciès clair (81-1), carrière de Champétiè-
 res (x=705,45 ; y=359,46) ; 18 : granite de Saint-Just ; faciès clair (80-3), D202
 (x=714,00 ; y=341,95) ; 19 : altérite (« sidérolithique »), Cours (x=349,66 ;
 y=708,10).

Analyses nouvelles par F. Cantagrel, S. Couturié et J. Sérange.

TABLEAU IV

	20	21	22
SiO ₂	42,40	44,00	42,40
Al ₂ O ₃	14,70	14,30	14,60
Fe ₂ O ₃	5,43	4,00	6,01
FeO	6,73	7,75	6,30
MgO	8,90	10,20	9,10
MnO	0,21	0,19	0,22
CaO	10,10	10,20	9,90
Na ₂ O	3,30	3,20	3,90
K ₂ O	2,80	2,20	2,70
TiO ₂	3,10	2,95	2,95
H ₂ O ⁺	1,10	1,39	1,02
H ₂ O ⁻	0,23	0,00	0,20
Total	99,00	100,38	99,30
Rb ppm	65	55	60
Sr	880	720	895
Co	85	80	80
Cr	155	210	170
Ni	150	165	160

Composition des basaltes représentés sur la feuille Arlanc

Échantillons prélevés par P. Boivin

20 : Marchands ; 21 : Fromentier ; 22 : Montpeloux.

Analyses nouvelles par F. Cantagrel, S. Couturié et J. Sérange.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ANDRIEUX P., KORNPORBST J. et HARMAND C. (1980) — Les granitoïdes de Saint-Just et Medeyrolles (Puy-de-Dôme) : un sill différencié sur la bordure occidentale du Massif du Velay. 8^e Réunion. ann. Sc. Terre, Marseille, p. 9.
- AUBERT M. et LENAT J.-F. (1977) — Première reconnaissance de la profondeur du Bassin d'Arlanc (63) par prospection électrique. *Note IOPG* n° 35, univ. Clermont.
- AUTRAN A. et GUILLOT P.-L. (1975) — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280, p. 1649-1652.
- BELLON H. et HERNANDEZ J. (1979) — Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif Central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 175-179.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.-M. et DUTHOU J.-L. (1977) — Radiometric evidences for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, p. 199-212.
- BERTHELAY J.-C. et CAMUS G. (1980) — Necks à prismation en gerbe et phréatomagmatisme dans le Livradois occidental (Massif Central français). *Rev. Géol. dyn. Géog. phys.*, 22, 2, p. 101-107.
- BOYER-GUILLAUMAUD C. (1962) — Étude géologique et métallogénique de la région d'Ambert (Monts du Forez, Puy-de-Dôme). Thèse 3^e cycle, Paris.
- BOYER-GUILLAUMAUD C. (1965) — Structures plissées et successions granitiques dans les terrains métamorphiques des Monts du Forez (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, VII, p. 172-176.
- BRASSENS A. (1960) — Étude géologique du Sud-Livradois. Dip. géol. pét., Clermont.
- BURG J.-P. (1977) — Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du haut Allier et de la vallée de la Truyère. Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- BURG J.-P. et 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.*, 6, p. 325-329.
- 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. Sci.*, Paris, 278, p. 2613-2616.

- COUTURIÉ J.-P. (1969) — Sur l'antériorité du granite porphyroïde de la Margeride par rapport au granite à cordiérite du Velay (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 269, p. 2298-2300.
- COUTURIÉ J.-P. (1977) — Le Massif granitique de la Margeride (Massif Central français). *Ann. sci. Univ. Clermont*, n° 62.
- DE WAARD D. (1965) — A proposed subdivision of the granulite facies. *Am. J. Sci.*, 263, p. 455-461.
- DE WAARD D. (1967) — The occurrence of garnet in the granulite-facies terrane of the Adirondacks, Highlands and elsewhere, an amplification and a reply. *J. Petrology*, 8, 2, p. 210-232.
- DIDIER J. (1964) — Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, n° 23.
- FORESTIER F.-H. (1964) — Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le Bassin du haut Allier (Massif Central français). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 271.
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J. et GRÜNENFELDER M. (1981) — U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example : Sauviat-sur-Vige, french Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 292-300.
- GOURGAUD A. (1973) — Les granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison (Massif Central français). Thèse 3^e cycle, Clermont.
- GROLIER J. (1971) — Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central français : la série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). *Mém. B.R.G.M.*, n° 64.
- HENSEN B.-J. (1971) — Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, p. 191-214.
- HERNANDEZ J. (1971) — Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez et de la Plaine de Montbrison. Thèse 3^e cycle, Paris.
- HERNANDEZ J. (1973) — Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez (Massif Central français) : basanites à analcime, à leucite et néphélines à méliélite. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallog.*, 96, p. 303-312.
- HERNANDEZ J. (1976) — Données nouvelles sur la composition minéralogique de la néphéline de Marcoux (Forez). *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallog.*, 99, p. 61-66.
- JUNG J. et ROQUES M. (1938) — Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXIX, n° 197, p. 284-312.

- JUNG J. et ROQUES M. (1952) — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, L, n° 235.
- KORNPROBST J., BOUILLER R., COUTURIÉ J.-P. et FÉRAUD J. (1978) — Notice de la feuille Cayres à 1/50 000. *Serv. géol. nat.*, XXVII-36.
- LABERNARDIÈRE H. (1961) — Étude géologique du Sud-Forez (région d'Ambert). DES, Clermont.
- LASNIER B. (1977) — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français ; les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'État, Nantes.
- MARCHAND J. (1974) — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français ; les termes acides. Thèse 3^e cycle, Nantes.
- MEHNERT K.-R. (1968) — Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier ed.
- MOINE B. et ROCHE H. de la (1968) — Nouvelle approche de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 267, p. 2084-2087.
- NICOLLET C. (1977) — Étude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du Levezou (Massif Central français). Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- PIBOULE M. (1979) — L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Thèse d'État, Lyon.
- PIN C. (1979) — 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.
- ROUBAULT M. (1964) — Les minerais uranifère français. Institut national des sciences et techniques nucléaires (Saclay, Seine-et-Oise) et Presses universitaires de France (Paris).
- SABATIER H. (1980) — Vagnérites et granites, Une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéral.*, 103, 5, p. 507-522.
- SAINT-JOANIS R. (1975) — Étude géologique du socle cristallin du Bas-Livradois (Massif Central français), dans le périmètre de la feuille Issoire. Thèse 3^e cycle, Clermont.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Montbrison* : 1^{re} édition (1889), par Le Verrier.
2^e édition (1941), par J. Jung, Bout, Pecoil.

Feuille *Monistrol* : 1^{re} édition (1892), par P. Termier.
2^e édition (1943), par A. Demay.

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Lyon* (1979), par A. Emberger et J. Méloux.

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 les départements du Puy-de-Dôme et de la Haute-Loire, au S.G.R. Auvergne, 22, avenue de Lempdes, 63800 Cournon-d'Auvergne ;
- pour le département de la Loire, au S.G.R. Rhône-Alpes, 43, boulevard du 11 Novembre, B.P. 6083, 69604 Villeurbanne—Croix-Luizet Cedex ;
- ou encore au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

PARTICIPATION AUX LEVERS

Les personnes dont les noms suivent ont participé, comme étudiants, aux levés de la feuille Arlanc, dans le cadre des activités de terrain du C 1 de Pétrologie de l'université de Clermont II :

J. ADMIRAT, J. AIGUEPERSE, F. ALTABER, J.-L. AMBLARD, P. ANDRIEUX, A. AURIAC, P. BACHELERY, B. BARBARIN, F. BECHON, J.-M. BELIN, M.-F. BERSANO, H. BLANCHET, G. BOUTAULT, D. BUISSON, D. CHAMPAGNAT, P. CLEMENCEAU, B. DILLET, J. DUPRAZ, P. FOURY, B. GILLES, M.-C. HARMAND, C. JARLIER, E. KERDONCUFF, M. LABOUE, C. LACOMBE, R. LACROIX, J.-M. LARDEAUX, O. LE GALL, H. LEROY, M.-P. LESMARIE, J.-L. LLINARES, M. MATHONNAT, G. MONIER, P. MOSSAND, C. NÉLY, G. OLLIER, D. PATIER, B. PIET, J.-Y. PEYREL, A. RAYNAUD, J.-F. REYT, P. ROCHER, J. ROYER.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice explicative a été rédigée par Jacques KORNPROBST avec la collaboration de Robert BOUILLER, pour les formations sédimentaires du fossé d'Arlanc, de Daniel d'ARCY, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour l'hydrologie et l'hydrogéologie, et d'André BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour les gîtes minéraux.