

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000



AMBERT

AMBERT

par

A.M. HOTTIN, P. CHÈVREMONT, P. MARTEAU,
F. MÉNILLET, M. MOULIN, P. DOMINIQUE

La carte géologique à 1/50 000
AMBERT est recouverte par
la coupure MONTBRISON (N°167)
de la Carte géologique de
la France à 1/80 000

Thiers	Noirétable	Feurs
Issoire	AMBERT	Montbrison
St-Germain-Lembron	Arianc	Firminy

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

par

**A.M. HOTTIN, P. CHÈVREMONT, P. MARTEAU,
F. MÉNILLET, M. MOULIN, P. DOMINIQUE**

avec la collaboration de
J. BLÉS, M. DOSSO

1998

**Editions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : HOTTIN A.M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P., ETLICHER B. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Ambert (719). Orléans : BRGM. Notice explicative par A.M. Hottin, P. Chèvremont, P. Marteau, F. Ménillet, M. Moulin, P. Dominique et coll. (1998), 144 p.

pour la notice : HOTTIN A.M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P., MÉNILLET F., MOULIN M., DOMINIQUE P., avec la collaboration de BLÈS J.L., DOSSO M. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ambert (719). Orléans : BRGM, 144 p. Carte géologique par A.M. Hottin, P. Chèvremont, P. Marteau, B. Etlicher (1998).

© BRGM, 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1719-8

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	8
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	15
<i>ROCHES PLUTONIQUES EN MASSIFS</i>	26
<i>ROCHES PLUTONIQUES CALCO-ALCALINES EN ENCLAVES ET/OU PETITS CORPS INTRUSIFS</i>	55
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	64
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES</i>	72
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES</i>	73
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	79
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
<i>GÉOLOGIQUES</i>	88
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	101
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	105
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	105
<i>RISQUES NATURELS : SISMICITÉ</i>	107
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	112
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	116
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	117
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	118
<i>ITINÉRAIRES</i>	118
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	124
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	125
AUTEURS	131

<i>ANNEXES</i>	133
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i> (tableaux I à IX)	135
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	142

RÉSUMÉ

Situé géographiquement au cœur du parc naturel du Livradois-Forez et aux confins des départements de la Loire et du Puy-de-Dôme, et géologiquement dans la partie orientale du Massif central français, le territoire de la feuille Ambert à 1/50 000 est couvert par des formations géologiques variées tant sur le plan lithologique que sur celui de leur âge.

Le **socle varisque** - ou hercynien - est l'entité qui est à la fois la plus ancienne, la plus variée et celle qui occupe la plus grande surface affleurante. Ce socle a acquis sa structuration il y a 420 à 280 Ma (millions d'années) lors du cycle orogénique varisque qui a donné naissance à une chaîne de montagnes dont le Massif central présente la plus large zone d'affleurements en France. Il comprend d'une part des roches métamorphiques et d'autre part des roches magmatiques, plutoniques à subvolcaniques, en majorité granitiques et mises en place au Carbonifère, issues de la fusion partielle — ou *anatexie* - des unités métamorphiques.

Le territoire de la feuille Ambert occupe une position remarquable à la fermeture septentrionale du dôme anatectique du Velay-Forez, le plus vaste complexe granito-migmatitique de France avec une superficie de 6 000 km². Cette fermeture se fait aux monts du Forez ; l'ensemble granito-migmatitique du Forez est bordé au Nord et à l'Ouest par la ceinture des granitoïdes péri-Forez eux-mêmes limités vers l'Ouest par le complexe anatectique du Livradois.

Dans le Forez, des roches métamorphiques, plus ou moins migmatitiques et appartenant probablement aux deux unités gneissiques (inférieure et supérieure) du Massif central, sont étroitement associées au granite du Forez qui est âgé de 290 à 305 Ma et comprend un faciès à biotite + cordiérite surmonté d'un faciès à biotite ± sillimanite. Les granitoïdes de la ceinture forézienne forment deux laccolites subsynchrones, d'âge compris entre 305 et 317 Ma : le premier, composé de granite-granodiorite porphyroïde à biotite et parfois muscovite, est recoupé par le second constitué de granite leucocrate à mésocrate, à deux micas.

Dans le Livradois, les migmatites se situent dans le prolongement nord de la série métamorphique de Saint-Sauveur-la-Sagne (feuille Arlanc à 1/50 000), qui fait partie de l'unité supérieure des gneiss. Ces migmatites sont étroitement associées à deux massifs de granitoïdes : un massif de granitoïde hétérogène et le massif de Saint-Dier constitué de granite-granodiorite à biotite et localement cordiérite. Ce dernier a été daté à 330 ± 26 Ma, mais le manque de précision de cette datation laisse planer une incertitude sur l'âge de l'anatexie du Livradois : Dévonien moyen à supérieur (385 à 360 Ma) ou Carbonifère inférieur ?

Aux divers granitoïdes du Livradois, du Forez et de la ceinture forézienne sont associés de petits corps de roches intermédiaires à basiques - de compo-

sition tonalitique à dioritique - à biotite et/ou amphibole. L'ensemble est recoupé par des filons de roches subvolcaniques de direction subméridienne prédominante, ainsi que par des filons de quartz dont les plus importants jalonnent des failles NW-SE.

À la fin de l'orogénèse varisque, il y a 290 à 270 Ma, le Massif central était un tronçon d'une chaîne de montagnes s'étendant à travers une grande partie de l'actuelle Europe. L'ère secondaire est marquée par des événements (transgressions marines, érosion-pénéplanation, etc.) dont les effets sont très mal connus sur le territoire de la feuille Ambert.

Au **Tertiaire**, l'orogénèse alpine s'est traduite par une tectonique en horsts et grabens à l'origine des principaux traits de la morphologie actuelle. Le *graben* ou *fossé d'Ambert-Arlanc* a été comblé à l'Oligocène, il y a 34 à 23,5 Ma, par des sédiments détritiques fluvio-lacustres dont l'épaisseur a probablement dépassé 200 m. Une *activité volcanique* a atteint son paroxysme au Miocène, il y a 23,5 à 5 Ma, avec la mise en place de laves basiques sous-saturées (basanites et basanitoïdes) sous forme d'édifices divers tels que necks, dykes, filons, coulées.

L'**ère quaternaire** enfin est marquée par :

- une *glaciation*, qui s'est terminée il y a quelque 10 000 ans et a donné des moraines couvrant une grande partie des monts du Forez et tapissant les fonds des vallées les plus profondément entaillées, sur le flanc oriental notamment ;
- des phénomènes d'*érosion* et de *dépôts superficiels* divers, qui se poursuivent encore actuellement.

Le potentiel minier de la région semble être assez faible, tandis que le potentiel agricole doit pouvoir être amélioré grâce à une meilleure connaissance de la géologie et des processus pédologiques.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Ambert est partagé entre les départements du Puy-de-Dôme (63) à l'Ouest et de la Loire (42) à l'Est, la limite entre ces deux départements étant constituée par la ligne de crête des monts du Forez.

La partie occidentale de la carte appartient au Livradois, massif montagneux boisé situé entre la Dore et l'Allier et culminant à 1 200 m d'altitude dans les bois Noirs, au Sud-Ouest de la feuille. À l'Est de la Dore, les monts du Forez atteignent 1 634 m d'altitude à Pierre-sur-Haute. Cette partie centrale des monts du Forez offre une disposition en bandes et chaînons montagneux de direction NW-SE. Vers le Sud, la crête du Forez se subdivise en deux chaînons parallèles séparés par la vallée de l'Ance. Le versant occidental des monts du Forez est très escarpé et profondément entaillé par des gorges de ruisseaux courts descendant en torrents vers la Dore : ruisseaux de Vertolaye, de Valcivières et de Valeyre ; il est limité à l'Ouest par le fossé d'Ambert. Le versant oriental présente des pentes plus douces et les cours d'eau ont une allure plus tranquille.

L'exploitation forestière est prédominante sur l'activité agricole à laquelle se rattachent la fabrication des fromages (fourme d'Ambert, brique du Forez,...) et le développement de la charcuterie artisanale ou semi-industrielle. Dans les torrents tumultueux descendant le versant occidental des monts du Forez se développe la pisciculture en eau vive. À la Chambre-Basse (commune de Saint-Pierre-la-Bourlhonne) se trouve un élevage d'alevins. L'activité industrielle consiste en scieries, papeteries, microcentrales électriques, usine pharmaceutique de Vertolaye.

Sur le plan touristique c'est une région encore sauvage qui a conservé son authenticité. Les sentiers de randonnée nombreux et bien balisés permettent de découvrir des paysages souvent grandioses (cirque de Valcivières, Croix du Fossat, pointements volcaniques du versant oriental,...), d'admirer la flore et de cueillir des myrtilles, framboises et mûres. La papeterie du moulin Richard-de-Bas, à l'Est d'Ambert, accueille de nombreux visiteurs et se singularise par le fait qu'elle utilise encore un procédé remontant au XIV^e siècle et consistant à fabriquer le papier feuille par feuille, à partir de chiffons défibrés à l'aide de maillets actionnés par un arbre à cames que fait tourner la roue à aubes du moulin.

Des stations de ski ont été implantées dans le secteur de l'étang des Pra-deaux et surtout dans la région de Pierre-sur-Haute : station de ski alpin et nordique de Chalmazel (Loire), équipée de canons à neige ; pistes de ski de fond de Saint-Pierre-la-Bourlhonne et du Brugeron (Puy-de-Dôme). Les

rochers du mont Chouvé et de la Pause permettent les départs en vol libre ; les escarpements granitiques de la Volpie ou du Lignon ont été aménagés en sites d'escalade.

On peut trouver de nombreux renseignements concernant l'histoire et la géographie humaine de la région dans les fascicules édités par les offices de tourisme ; à Saint-Étienne, le Centre d'études foréziennes propose de nombreuses publications, parmi lesquelles un ouvrage publié en collaboration avec le parc régional du Livradois-Forez : « les Hautes Chaumes du Forez ».

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Ambert se situe dans la partie orientale du Massif central français. Comme le montre le schéma structural, les terrains représentés sur cette feuille appartiennent à quatre principaux ensembles :

- le *socle varisque* (ou hercynien) qui constitue l'essentiel des terrains ;
- les *formations sédimentaires oligocènes*, situées au centre de la moitié sud de la carte et comblant le fossé d'effondrement ou graben d'Ambert- Arlanc ;
- des *laves basiques sous-saturées* émises lors de l'épisode éruptif daté du Miocène (Bellon et Hernandez, 1979), formant de petits corps dispersés dans le quart oriental de la carte ;
- des *formations superficielles* comprenant, abstraction faite des altérites développées sur le socle, d'une part des moraines et autres dépôts glaciaires d'âge weichsélien pour l'essentiel, recouvrant partiellement les versants des monts de Forez, et d'autre part des dépôts colluviaux et/ou alluviaux.

Le ***cycle orogénique varisque*** (ou hercynien), qui d'après les connaissances actuelles (Ledru *et al.*, 1989) s'est étendu entre 435 et 280 millions d'années c'est-à-dire du Silurien supérieur au Permien inférieur, a donné - à partir d'un protolite d'âge mal connu : Protérozoïque supérieur à Paléozoïque inférieur - l'assemblage de roches métamorphiques, plutoniques et subvolcaniques qui constitue le socle varisque.

Le Massif central présente la plus large zone d'affleurements de ce socle en France. Sa partie orientale comprend le plus vaste ensemble granito-migmatitique du territoire français : le *dôme granito-migmatitique du Velay-Forez* qui affleure sur une superficie d'environ 6 000 km². Ce dôme anatectique est remonté diapiriquement il y a quelque 300 millions d'années à travers un bâti préexistant comprenant :

- le complexe des nappes médiovarisques, mis en place au Dévonien inférieur à moyen (400 à 375 Ma) et constitué par l'empilement lithostructural des trois unités suivantes (de haut en bas) :

- *unité supérieure des gneiss*, allochtone, composée essentiellement de paragneiss à intercalations d'amphibolites et comprenant d'une part des lambeaux ophiolitiques à la base, et d'autre part des reliques d'éclogites et de granulites, témoins d'un métamorphisme de haute pression, datant de la période éovarisque (435 à 400 Ma) d'enfouissement, par subduction probable, de croûtes océanique et continentale,
- *unité inférieure des gneiss*, allochtone, constituée de paragneiss et d'orthogneiss, avec, dans la partie basale essentiellement, des intercalations lenticulaires d'amphibolites et/ou de roches ultrabasiqes,
- *unité des micaschistes*, para-autochtone, non représentée sur le territoire de la feuille Ambert ;
- les massifs de granitoïdes péri-vellaves et les éventuelles migmatites associées, issus de la fusion partielle des unités gneissiques précédentes au cours d'épisodes anatectiques dont le plus ancien est daté à 384 ± 16 Ma dans le Lyonnais (Duthou *et al*, 1994) et dont le plus récent correspond à la première migmatisation vellave il y a 317 à 310 Ma ;
- au Nord, dans la partie nord-est du Massif central, des formations sédimentaires, volcaniques et localement subvolcaniques, allant du Dévonien moyen-supérieur au Viséen moyen (380 à 335 Ma), traduisant l'épisode majeur de distension qui a suivi la mise en place des nappes médio-varisques ; ces formations comprennent (Delfour, 1989) :
 - au Dévonien moyen-supérieur, des calcaires marins fossilifères (Givétien et Frasnien), présents dans la partie sud du Morvan et dans la montagne Bourbonnaise, surmontés par des sédiments essentiellement silteux perturbés par des venues volcaniques de chimisme calco-alcalin à tholéïitique, donnant d'abord des laves acides puis des laves et des pyroclastites basiques et intermédiaires ;
 - au Carbonifère inférieur, des siltites à intercalations de grès et de conglomérats à cachet deltaïque, avec un volcanisme calco-alcalin, à dominante dacitique, devenant aérien ;
 - au Viséen supérieur, de puissants épanchements aériens de tufs et d'ignimbrites rhyodacitiques, recoupés par des venues de microgranite et de granophyre.

Localement, ces formations ont subi un métamorphisme de contact dû à des intrusions granitiques.

Dans ce contexte régional, la feuille Ambert occupe une position remarquable (cf. schéma structural) à l'extrémité septentrionale du dôme anatectique du Velay dont le granite du Forez et les migmatites associées constituent un appendice N-S.

La retombée orientale de cet appendice s'ennoie sous les sédiments oligocènes du fossé de Montbrison, tandis qu'au Nord et à l'Ouest le dôme du Forez est ceinturé par les granitoïdes péri-Forez, eux-mêmes limités à l'Ouest

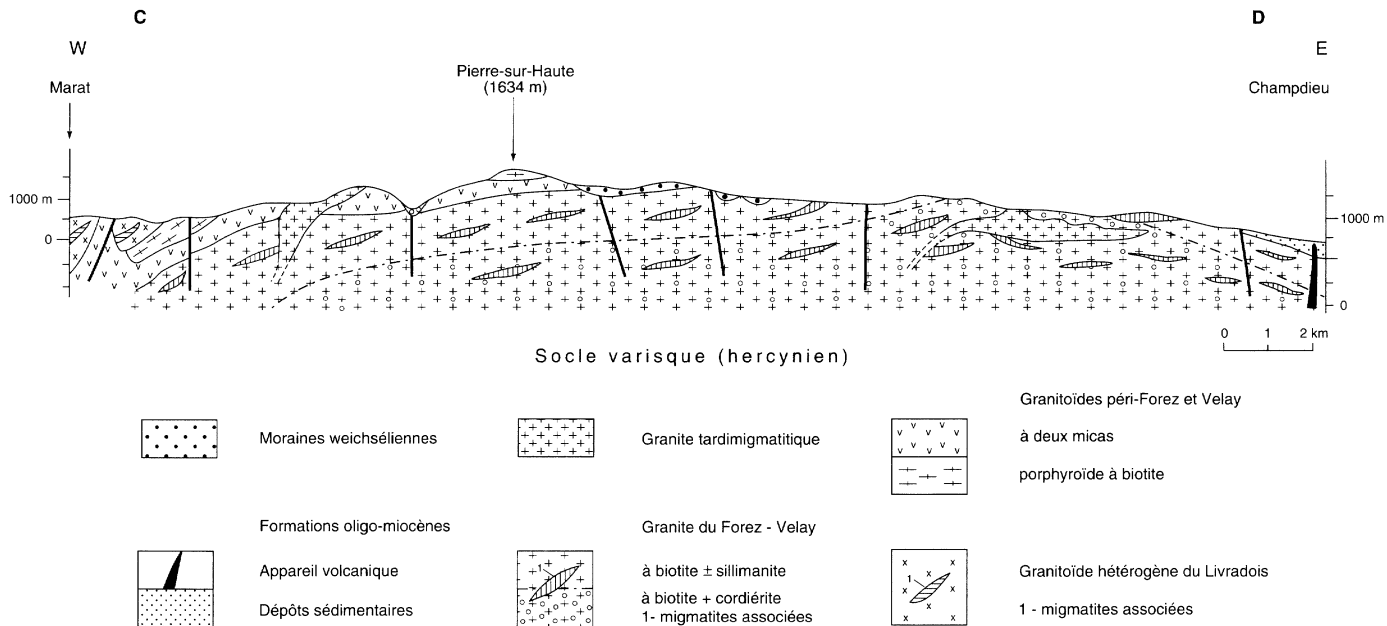


Fig. 1 - Coupe schématique à travers la partie nord de la feuille Ambert (d'après Barbarin, 1983, modifié)
(cf. schéma structural pour localisation)

par le domaine du Livradois et au Nord (feuilles Noirétable et Feurs) par un domaine comprenant les massifs granitiques de l'Hermitage (329 ± 14 Ma) et de la montagne Bourbonnaise (335 à 345 Ma) ainsi que les formations du plateau d'Urfé. Ces dernières comprennent d'une part la série volcano-sédimentaire de l'Aix, attribuée au Viséen inférieur (Didier *et al.*, 1989), et d'autre part des entités du Viséen supérieur : la série des « tufs anthracifères » et le granophyre de Boën-sur-Lignon. Plus à l'Ouest (feuille Thiers), affleurent des lambeaux de formations volcano-sédimentaires viséennes associés spatialement à divers types de microgranites datés à 335 Ma.

Le socle de la feuille Ambert se subdivise donc en trois principaux domaines :

- le complexe granito-migmatitique du Forez, situé dans la moitié orientale de la feuille - où il constitue l'ossature des monts du Forez - et limité plus à l'Est (feuille Montbrison) par le fossé oligo-miocène de Montbrison qui correspond à la plaine du Forez ;
- la ceinture des granitoïdes péri-Forez, apparaissant en bordure ouest et nord du dôme anatectique, se poursuivant vers le Nord (feuille Noirétable) jusqu'au massif leucogranitique de l'Hermitage et comprenant un granite-granodiorite porphyroïde à biotite et localement muscovite, et surtout un granite leucocrate à mésocrate à deux micas ;
- les entités « granitiques » du Livradois situées dans le tiers occidental de la feuille, limitées vers l'Ouest (feuille Issoire) par la limagne de Clermont-Ferrand et comprenant le massif de granite-granodiorite de Saint-Dier et, au Sud et à l'Est de ce massif, un ensemble granito-migmatitique constitué par l'association d'un granitoïde hétérogène et des migmatites du Livradois. Ces dernières passent vers le Sud (feuille Arlanc) à des paragneiss nettement moins anatectiques dans l'ensemble, situés au sommet de la série métamorphique de Saint-Sauveur-la-Sagne qui est rattachée, lithostructuralement et géographiquement, à l'unité supérieure des gneiss de la vaste zone du haut Allier où les deux unités gneissiques ont été définies. Ces paragneiss sont localement cornéifiés au contact de l'intrusion du granite de Collanges.

La figure 1 et la coupe AB permettent de mieux appréhender l'architecture en trois dimensions de ce socle.

Dans le **Livradois**, le « granite » de Saint-Dier a été défini par P. Lapadue-Hargues (1957) comme un granite circonscrit, de grain moyen, à biotite. Il affleure largement sur la feuille voisine Issoire où R. Saint-Joanis (1975) a distingué différents faciès suivant la présence ou non de cordiérite, et suivant la couleur (faciès bleu, gris, ou blanc).

Sur la feuille Ambert il n'est représenté que par sa partie orientale dans laquelle ont été identifiés un faciès à biotite, un faciès à biotite et cordiérite et, accessoirement, un faciès apical de grain fin, à deux micas et cordiérite.

Vers l'Est il est difficile d'établir une limite précise avec le granitoïde hétérogène qui comprend différents faciès (monzogranite prédominant, granodiorite sombre, diatexites de composition granitique à tonalitique) et qui renferme des enclaves diversifiées (tonalites à diorites à biotite seule où à biotite et amphibole, migmatites). Une apophyse leucogranitique de grain fin du granite péri-Forez à deux micas recoupe cet ensemble, et dans la partie septentrionale se développent de nombreux corps pegmatitiques.

Les observations pétrographiques et structurales permettent d'envisager une liaison spatiale et génétique entre les migmatites, le granitoïde hétérogène et le « granite » de Saint-Dier. Ce dernier a été daté par une isochrone Rb/Sr (Saint-Joanis, 1975) qui est peu précise : 330 ± 26 Ma. L'anatexie du Livradois est en tout cas antérieure aux microgranites de Thiers et au leucogranite de l'Hermitage datés à environ 335 et 330 Ma respectivement, ainsi qu'à une phase de cisaillement avec rétro-morphose dans le faciès schiste vert, subhorizontale et à cinématique vers le Sud, comparable à celle qui a affecté le Lyonnais il y a 340 Ma.

Les **granitoïdes de la ceinture forézienne** sont habituellement considérés comme formant deux laccolites superposés (fig. 1). Le premier est constitué par le granite-granodiorite porphyroïde à biotite. Il est localement disloqué par l'intrusion du second qui est formé par le granite à deux micas. Vers l'Est, l'ensemble est recoupé par le dôme anatectique du Forez. Cependant, les passages entre les deux entités péri-Forez sont souvent progressifs, ce qui laisse supposer que leurs mises en place sont très proches dans le temps. Dans les deux ont en outre été délimitées cartographiquement des zones, de taille et d'abondance variables selon les endroits, où se trouvent, sous forme d'enclaves et/ou de petits corps intrusifs, des roches intermédiaires à basiques, de composition tonalitique à dioritique, à biotite et/ou amphibole.

Le schéma structural montre que ces deux laccolites se prolongent vers le Sud, sur le territoire de la feuille Arlanc où ils constituent les marges du *sill granitique différencié de Saint-Just et Medeyrolles* tel qu'il est défini par J. Kornprobst et coll. (1984). Cependant, contrairement à ces auteurs, le granite folié de Saint-Just, situé au cœur de ce sill, a été rattaché au dôme anatectique du Forez-Velay comme l'ont fait P. Ledru *et al.* (1994) sur le schéma structural de la feuille Craponne-sur-Arzon.

Le **dôme granito-migmatitique du Forez** comprend à l'Ouest un granite hétérogène à biotite \pm sillimanite, renfermant de nombreux panneaux, enclaves et schlierens de migmatites, ainsi que des enclaves diversifiées de roches basiques à intermédiaires ($45 < \text{SiO}_2 < 66$ %), métamorphiques ou non. Vers l'Est, dans la partie la plus profonde du dôme, la cordiérite apparaît progressivement sous forme de nodules.

L'intensité de l'anatexie rend difficile l'identification exacte du protolite de ce dôme, mais les reliques d'éclogites amphibolitisées et le chimisme des

amphibolites permettent d'envisager l'hypothèse suivante : ce protolite pourrait comprendre d'une part la partie basale de l'unité supérieure pour la périphérie de l'antiforme, et d'autre part l'unité inférieure des gneiss pour le cœur de la structure. Dans cette hypothèse l'anatexie forézienne oblitére le chevauchement entre les deux unités gneissiques, comme l'illustre le schéma structural où a été figurée la trace supposée du chevauchement avant anatexie.

Les granitoïdes du forez et de la ceinture péri-Forez sont recoupés par un **leucogranite tardimigmatitique** de grain fin à deux micas, sous forme de massifs et de petits corps satellites.

Les **roches subvolcaniques filoniennes** sont particulièrement abondantes dans la partie nord du « granite » de Saint-Dier : il s'agit de microgranites et de lamprophyres diversifiés, dont la direction prédominante est N20-30°E. Dans la partie orientale de la carte ont été observés des filons de direction N20W à N20°E, constitués soit de microgranite à granodiorite, soit d'une microdiorite quartzifère qui pourrait s'apparenter à un lamprophyre de type kersantite.

Des **filons de quartz** d'extension variable jalonnent des accidents pour la plupart NW-SE ou subméridiens.

L'orogénèse varisque a été suivie par une longue période, allant de la fin du Permien jusqu'à l'Éocène, dont les effets (érosion-pénéplanation, transgressions marines,...) sont mal connus à l'échelle locale, faute de dépôts préservés.

L'**ère tertiaire** s'est traduite par plusieurs événements :

- à l'Éocène et à l'Oligocène, l'orogénie alpine a été accompagnée, dans la région, par une tectonique en horst (les monts du Forez) et grabens (les fossés d'effondrement d'Ambert-Arlanc et de Montbrison) ; à la Tour-Goyon, à 3 km au Nord d'Ambert, affleure une relique d'un paléosol rouge brique, riche en fer (« sidérolitique »), développé sur le granite à deux micas et supposé dater de l'Éocène supérieur ; ce paléosol est recouvert par les sédiments argilo-gréseux qui ont rempli le fossé d'Ambert, probablement à l'Oligocène ;
- au Miocène, une activité volcanique discrète a engendré des laves basiques sous-saturées : basanites (à leucite ou à néphéline) et basanitoïdes sous forme de coulées, filons minces ou épais (dykes), necks.

Enfin l'**ère quaternaire** est marquée par :

- des épisodes de glaciation dont les plus anciens pourraient se situer au Pléistocène moyen alors que les plus récents, qui ont donné l'essentiel des moraines présentes sur la crête et les versants (oriental surtout) des monts du Forez, datent fort probablement du Weichsélien (ou Würm), ce qui leur donne un âge compris entre 10 000 et 100 000 ans environ ;

-une altération météorique (supergène) et des dépôts colluviaux et/ou alluviaux, phénomènes qui se poursuivent actuellement.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les premiers écrits concernant les monts du Forez sont probablement ceux de C. Passinges (1797) qui décrit notamment les roches éruptives de Sauvain et de Chalmazel. En 1857, M.L. Grimer publie une description géologique et minéralogique du département de la Loire.

La première édition de la carte géologique de la feuille Montbrison à 1/80 000 a été levée de 1882 à 1898. F. Gonnard et frère Adelphe publient en 1894 une note sur le gisement d'émeraude de Biauchaud (Bauchaud actuellement), près de Saint-Pierre-la-Bourlhonne, qui est en fait un gisement de pegmatite à béryl et muscovite comme le décrivent F. Gonnard et P. Barbier (1910). En 1909-1910, P. Glangeaud publie une série de notes sur la pétrographie et la tectonique ainsi que des observations minéralogiques et morphologiques.

La deuxième édition de la carte Montbrison à 1/80 000 est publiée en 1941 après une étude stratigraphique, magmatique et tectonique sur la montagne Bourbonnaise et le Forez (Jung *et al*, 1939).

Les travaux qui vont suivre se feront dans le cadre des campagnes de prospection pour l'uranium dans la montagne Bourbonnaise et le Forez (Duclos, 1965 ; Poughon et Moreau, 1956 ; Ranchin, 1959 ; Sanselme, 1964 ; Sainfeld, 1946) ou dans le cadre de travaux universitaires : C. Boyer-Guilhaumaud (1962) et H. Labernadière (1961) étudient le Sud du Forez, G. Beaufiles (1966) le versant occidental du haut Forez central, B. Clavaud et G. Ratsimba (1972) le versant oriental des monts du Forez, R. Saint-Joanis (1975) le socle cristallin du bas Livradois, B. Barbarin (1983,1984) la typologie chimique et minéralogique et les relations entre les massifs granitiques du Forez septentrional.

Tous ces travaux comportent des cartes qui ont été utilisées pour l'établissement des feuilles voisines et qui ont servi de documents de base pour les levés de la feuille Ambert, excepté pour le secteur compris entre la limite avec la carte Issoire et la vallée de la Dore qui n'a fait l'objet d'aucun travail depuis le dernier levé du 1/80 000.

Le volcanisme miocène a été étudié par J. Hernandez (1971) qui donne en annexe des fiches de gisement. Certains de ces gisements n'ont pas été retrouvés, d'autres ont été « redécouverts » et quelques-uns ont été identi-

fiés sous la forme de pierres volantes. Les datations ont été effectuées par H. Bellon et J. Hernandez (1979).

Cogéma a réalisé des forages dans le fossé d'Ambert.

Les études morphologiques concernent surtout les monts du Forez : phénomènes glaciaires (Etlicher, 1986 ; Glangeaud, 1910a,b), phases du creusement dans la région de Valcivières (Gachon, 1927), édification du relief (Etienne, 1970) structure du socle et morphogénèse dans les monts du Forez (Etlicher, 1983) et enfin étude pluridisciplinaire aboutissant à un bilan écologique pour les Hautes Chaumes du Forez sous la direction de B. Etlicher (1993).

La feuille n'a pas été l'objet d'un inventaire minier. Les indices recensés par la banque de données du sous-sol n'ont pas tous été retrouvés, certains n'étant connus que par la tradition orale. De nouveaux filons minéralisés ont été découverts lors des levés de la présente carte.

Les levés ont été réalisés de 1992 à 1995 par A.M. Hottin et P. Chèvremont pour le socle cristallin, par P. Marteau pour les formations sédimentaires du fossé d'Ambert. F. Ménillet a revu les formations superficielles, glaciaires notamment.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Sur la carte nous distinguons deux domaines géographiques :

- à l'Ouest, le domaine du Livradois où les roches métamorphiques sont des migmatites appartenant à l'unité supérieure des gneiss ;
- à l'Est, le domaine du Forez où les formations métamorphiques comprennent non seulement des migmatites, diverses et largement prédominantes, mais également des pyroxéno-amphibolites et des amphibolites dont un faciès à grenat correspond probablement à des roches basiques de l'unité supérieure des gneiss transformées en éclogites puis rétro-morphosées ; cela permet d'esquisser sur le schéma structural le tracé du chevauchement, oblitéré par l'anatexie, entre les unités supérieure et inférieure des gneiss.

Domaine du Livradois

ζM. Migmatites à biotite, muscovite, sillimanite et cordiérite rétro-morphosées. Les migmatites du Livradois sont cantonnées dans le tiers occidental de la carte où elles sont étroitement associées au granitoïde hétérogène

$\eta\gamma^3$ et, pour une faible part, au « granite » de Saint-Dier. Elles comprennent :

- au Nord, les migmatites d'Olmet-Marat, dont les principaux affleurements rocheux se situent aux endroits où des foliations sont indiquées sur la carte, et qui se poursuivent vers le Nord sur le territoire de la feuille Noirétable (Leistel et al., 1988) ;
- au Sud, les migmatites de Saint-Sauveur-la-Sagne, qui se trouvent dans des zones boisées, sous forme de blocs plus ou moins déplacés et d'affleurements relativement abondants dans le secteur allant de Boisseyre à Germanangues ; mais rares, n'apparaissant qu'à la faveur de travaux de déboisement, ailleurs : Barliche, les bois Noirs, bois de la Recole, Croix du Fraissee.

Ce sont des migmatites hétérogènes, s'altérant facilement et se subdivisant en deux faciès non distinguables cartographiquement :

- un faciès gneissique correspondant à des *métatexites* montrant une alternance de niveaux biotitiques d'épaisseur plurimillimétrique, à sillimanite et cordiérite altérées en muscovite, et de niveaux quartzo-feldspathiques de puissance plus importante, dépassant fréquemment 1 cm ; c'est par exemple le cas au Sud de Quiquandon, et en contrebas de la D 37 (extrémité orientale de la plage de Barbaliche) ;
- un faciès plus granitique correspondant à des *díatexites* de grain moyen avec des flammèches ou des rubans composés de biotite et de silicates d'alumine rétro-morphosés, visibles soit sur des affleurements de roches en place comme ceux qui sont situés au Nord d'Olmet, à l'Ouest de Marat, entre Boisseyre et Germanangues, au Sud de la plage de Barbaliche, etc., soit sous forme de nombreux blocs épars dans les bois Noirs et Sud-Ouest de la Souderie dans la retombée des bois Noirs.

En lame mince, les *métatexites* ont une texture granolépídoblastique. Dans les niveaux quartzo-feldspathiques, seul le plagioclase (~ oligoclase) est représenté, présentant localement quelques bourgeons myrmékítiques et parfois des facules de feldspath potassique. Les niveaux alumineux sont caractérisés par l'association biotite (chlorite) + muscovite : la biotite est largement cristallisée, soit indépendante, soit incluse dans des amandes fusiformes à muscovite en fines paillettes fibreuses. Lorsque la muscovite présente un habitus fibreux (comme au Sud de Ménassaire dans le secteur de Barbaliche), elle évoque sans aucun doute une rétro-morphose de sillimanite ; autrement il n'est pas évident qu'il y ait eu développement préalable de sillimanite, comme le soulignent J. Kornprobst et coll. (1984), dans les gneiss ζ^2 affleurant sur le territoire de la feuille Arlanc.

La muscovite deutérique est très abondante, formant des associations symplectiques ou digitées avec le quartz et pouvant résulter de la réaction : sillimanite + feldspath K + eau \rightarrow muscovite + quartz.

La cordiérite, toujours rétro-morphosée en muscovite (gigantolite), chlorite et/ou biotite, est présente dans tous les secteurs et plus particulièrement dans

les diatexites où elle forme des plages importantes avec le quartz. Cartographiquement, un faciès riche en cordiérite a été distingué dans la partie méridionale de la carte.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, des oxydes de fer et de titane.

Des microfilonnets de feldspath potassique recourent les anatexites au Sud de Quiquandon.

La richesse en plagioclase des lits quartzo-feldspathiques est symptomatique d'un protolite de type grauwacke. Plus au Sud (feuille Arlanc : Kornprobst *et al*, 1983) ces migmatites passent progressivement à des paragneiss peu ou pas anatectiques, situés au sommet de l'unité supérieure des gneiss. Il est donc fort probable que les migmatites du Livradois sont dues à l'anatexite de l'unité supérieure des gneiss.

- **Structure des migmatites.** Au Nord, la faille majeure de Job sépare, avec un jeu apparent senestre d'après le décalage visible sur la carte, les migmatites de Marat de celles d'Olmet qui ont sur leurs bordures occidentales un pendage majoritairement vers l'Ouest, indiquant un plongement sous le massif granitique à granodioritique de Saint-Dier.

Au Sud, les panneaux de migmatites ont une structuration subméridienne et fréquemment subverticale, concordante avec celle du granitoïde hétérogène environnant. Encore plus au Sud, sur le territoire de la feuille Arlanc (cf. schéma structural) la série de Saint-Sauveur-la-Sagne est ployée en une vaste antiforme dont le flanc occidental plonge sous le granitoïde hétérogène et qui est relayée vers l'Est par une synforme limitée à l'Est par le fossé d'Ambert-Arlanc, à proximité duquel les pendages sont majoritairement vers l'Ouest comme cela est aussi le cas, plus au Nord (feuille Ambert), dans le granitoïde hétérogène. Les migmatites du Livradois ont donc, en grand, la même structuration que le granitoïde hétérogène qui leur est étroitement associé et ont à leurs confins occidentaux un pendage majoritairement vers l'Ouest, indiquant un plongement sous le granitoïde de Saint-Dier.

À cause de l'intensité de l'anatexite, l'observation de linéations d'étirement et de critères cinématiques est très délicate ou souvent même impossible.

- **Relations avec les granitoïdes environnants.** Une diatexite très évoluée est présente aussi bien au voisinage du granitoïde de Saint-Dier, dans le secteur de Barbaliche, que dans celui du faciès sombre à biotite du granite hétérogène $\eta\gamma^3$, au Sud-Ouest de Clamont et le long du ruisseau des Escures, juste au Nord de la limite avec le territoire de la feuille Arlanc. Cette diatexite est pétrographiquement très proche du granitoïde hétérogène tel que celui de la carrière de la D 35, au Nord-Ouest d'Ambert.

Les enclaves de migmatites affleurant à l'Ouest de la vallée de la Dore s'alignent selon un axe N-S : enclave de Grandsaigne affleurant dans un grattage à environ 300 m au NNW de Grandsaigne, de Perrier-Pubrière, de Boutonnargue et de la Faye vers le Nord.

À l'Ouest du leucogranite du Monestier, quelques enclaves se trouvent à 1 km au Sud-Ouest de Saint-Amant-Roche-Savine (Font du Chien) et au Sud du Jubertas (D 87). Il s'agit de diatexites orientées à cordiérite, l'échantillon de Jubertas étant le plus proche d'un granite avec la présence de feldspath potassique. Comme dans les migmatites de Saint-Sauveur-la-Sagne, la muscovite est très abondante (par exemple à Grandsaigne), mais il n'y a pas de sillimanite excepté dans l'enclave de Grandsaigne, au bord du ruisseau de Vinchal.

Domaine du Forez

Migmatites associées aux granites du Forez

Comme dans le cas des migmatites du Livradois, l'observation de linéations d'étirement et de critères cinématiques est très délicate ou souvent même impossible à cause de l'intensité de l'anatexie ; aussi, seules des mesures de plans de foliation sont-elles indiquées sur la carte.

MPζ. Migmatites développées aux dépens de paragneiss. Au milieu de la partie la plus méridionale de la carte, ces migmatites forment une bande importante située entre les granites péri-Forez à l'Ouest et le complexe granito-migmatitique du Forez à l'Est. Suivant le degré de l'anatexie on passe de métatexites (à foliation encore bien marquée) à des diatexites (à schlierens micacés ou à structure nébulitique). Là où c'est possible, le faciès de **diatexites à schlierens biotitiques** est distingué cartographiquement par une surcharge spécifique (MPζ [2]).

On les retrouve sous la forme de petits panneaux ou de bancs restitiques dans le granite du Forez à biotite, les diatexites se confondant la plupart du temps avec le granite. Dans la partie nord-est de la carte, les talus de la route D 101, élargie en 1994-1995, permettent d'observer, entre le pont de Chevrières et Disangue, une alternance de passages de granite à biotite, plus ou moins homogène suivant les endroits, et de panneaux de taille variable constitués de migmatites allant de métatexites renfermant quelques reliques de gneiss riches en biotite et présentant une foliation nette, soulignée par des lits lenticulaires riches en biotite ± sillimanite, jusqu'à des diatexites à schlierens de biotite sporadiques. Sur les plateaux il n'est pas possible de suivre la continuité des rares affleurements.

- Les **métatexites** (MPζ [1]) sont caractérisées par une alternance de lits contournés centimétriques quartzo-feldspathiques et de lits micacés. Lorsque

la sillimanite est présente, elle s'associe aux micas en formant des traînées blanc nacré.

Le type peut en être pris le long de la voie d'accès à Chomy, partant au Sud de la carte sur la D 996 ($x = 715,5$; $y = 62,6$). C'est une roche à texture granolépido-blastique. Sa portion quartzo-feldspathique comporte du feldspath potassique en faible quantité ; la biotite est associée à de la muscovite en cristaux lamellaires incluant de la sillimanite ; les minéraux accessoires sont les suivants : apatite, zircon et oxydes Fe-Ti.

Au bout de la route forestière des Allebasses de Valcivières ($x = 716,75$; $y = 64$), la sillimanite prismatique est très abondante associée à la biotite ou incluse dans la muscovite.

Sur le chemin montant du col des Supeyres aux Trois-Fontaines du saut du Goulet ($x = 718$; $y = 67$ à 68), on observe de nombreuses plaquettes de gneiss microplissés à biotite, sillimanite et muscovite tardive. Aux Trois-Fontaines, dans une petite carrière affleure d'ailleurs le granite du Forez avec de nombreuses enclaves gneissiques hyperbiotitiques ou à biotite et sillimanite qui ont ici valeur de restites.

- **Faciès riche en sillimanite** ($MP\zeta[4]$). Un faciès particulier de migmatite (à restite de sillimanite à biotite) a été trouvé en pierre volante en descendant de la côte de Braveix vers la D 106, près du hameau les Gorces ($x = 720,7$; $y = 67,7$). Des leucosomes quartzo-feldspathiques à biotite s'insinuent dans les niveaux alumineux à biotite et sillimanite, ce minéral formant d'importantes traînées plissées et des placages d'aspect lustré caractéristique. En lame mince, la composition minéralogique comporte quartz, sillimanite, biotite, apatite en gros cristaux trapus et clastiques, zircon abondant et inclus dans la biotite, et monazite.

- **Faciès à cordiérite** ($MP\zeta [3]$). Dans la partie la plus orientale de la carte, le granite à cordiérite du Forez renferme des panneaux de migmatites qui se singularisent par la fréquente présence de cette même cordiérite.

$M\zeta$. Migmatites plus ou moins riches en biotite, localement à sillimanite, de Saint-Georges-en-Couzan. Ces migmatites affleurent dans le Nord-Est de la carte où elles sont en contact avec le granite d'anatexie du Forez et avec les granites péri-Forez.

Dans leur ensemble, les migmatites de Saint-Georges-en-Couzan sont leucocrates : des mobilisats quartzo-feldspathiques importants sont parcourus par des alignements de biotite ; par exemple le long de la route qui descend du pont du Diable vers le Mazet, près du Mas ($x = 724,45$; $y = 77,8$), au bord de la D 110 au Sud-Ouest de Rory ($x \sim 723,5$; $y \sim 78,20$) et le long de la conduite d'eau longeant le Lignon ($x \sim 724$; $y \sim 78,5$). Mais elles renferment également des niveaux enrichis en biotite ou à biotite et sillimanite :

dans les lacets de la petite route de Vaux (Sud de Chantagret et au Sud du panneau près de l'Aspéry). Ces niveaux hyperalumineux correspondent à des restites.

Le passage au granite d'anatexie est progressif et les limites du panneau sont floues.

En lame mince, les niveaux leucocrates (échantillon prélevé au Sud-Est de Saint-Georges-en-Couzan) ont une structure planaire et linéaire, les lits biotitiques sont discontinus. La texture est granoblastique. La composition minéralogique comporte quartz, plagioclase acide, feldspath potassique peu abondant, voire absent, biotite à inclusions de zircon, muscovite deutérique associée à la biotite ou à inclusions pœcilitiques de quartz et de feldspath potassique, avec de très rares reliques de sillimanite. Au Sud-Est du Mazet (angle nord-est de la carte : $x = 724,25$; $y = 80,85$), la migmatite gneissique a une composition tonalitique. Les niveaux hyperalumineux restitiques comportent de la biotite et de la sillimanite prismatique.

D'importantes masses de granite porphyroïde orienté sont intercalées dans ces migmatites : au pont du Diable, sur la D 110 au Sud de Rory et surtout 300 m au Nord-Est du barrage de Pontabouland où l'on peut observer des niveaux granitiques de puissance décimétrique à métrique à phénocristaux tournés ($x \sim 723,9$; $y \sim 78,2$).

B. Clavaud et G. Ratsimba (1972) signalent des enclaves d'amphibolites aux environs du pont du Diable ; s'agit-il des enclaves de diorites quartzifères à biotite et hornblende, de grain fin, trouvées en éboulis ?

La direction prédominante de la foliation dans les migmatites va de NNW-SSE à NW-SE. B. Clavaud et G. Ratsimba (1972), prenant en compte les mesures effectuées à l'Est de la carte, notent qu'un groupement maximum des directions et pendages correspondrait aux deux flancs d'un pli déjeté vers le Sud-Ouest à charnière aiguë. D'autres groupements ne peuvent être interprétés.

Moç. Migmatites développées aux dépens d'orthogneiss. Au Nord-Est de l'étang des Pradeaux ($x = 719,3$; $y = 63,5$ à $62,5$), les affleurements du Gros-Rocher et des Quatre-Rochers sont constitués par une diatexite à schlierens de biotite et de sillimanite qui semble plus granitique aux Quatre-Rochers. On observe également des blocs métriques de granite plus ou moins porphyroïde et surtout un bloc d'orthogneiss anatectique à schlierens de biotite-sillimanite qui semblent cloisonner des plages granitiques à quartz, plagioclase automorphe et feldspath potassique.

Des migmatites et des gneiss à biotite seule prédominent dans le panneau de Valcivières ; on peut également en observer en différents points au sein des migmatites à biotite et sillimanite.

Au rocher de la Cuchade, les migmatites renferment des niveaux gneissiques à biotite brune et allanite ; le degré anatexique va des métatexites aux diatexites à mobilisés de composition granitique.

Des gneiss à biotite et grenat ont été trouvés au Nord des jasseries de Viallevieille ($x = 719,10$; $y = 64,9$) en pierres volantes, ainsi que dans le bois du Perrier ($x = 715,25$; $y = 68,30$), à l'affleurement. Le premier est quartzo-plagioclasiq, avec des grenats lobés atteignant 0,7 cm de diamètre et incluant biotite et oxydes métalliques ; le second a une composition minéralogique d'orthogneiss à quartz, plagioclase, feldspath potassique, myrmécite, biotite, zircon et apatite.

- **Faciès à amphibole** ($Mo\zeta[1]$). En descendant de la côte de Braveix vers la D 106, non loin de la migmatite à restite de sillimanite, a été trouvé un bloc d'amphibolite à ségrégations quartzo-plagioclasiq, incluant une sorte de nodule centimétrique d'amphibolite à grenat.

- **Faciès à restites de composition tonalitique** ($Mo\zeta [2]$). Les restites gneissiques des migmatites ont localement une composition de tonalite à biotite : rocher de la Cuchade (1 km au Sud-Ouest de Pierre-sur-Haute) ; affleurement situé à environ 250 m au Sud-Est de la Pourrey ($x = 715,9$; $y = 67$) dans le panneau de Valcivières.

Autres roches métamorphiques en enclaves dans le granite du Forez pour l'essentiel

δ. **Amphibolites et gneiss amphiboliques.** Comme l'ont signalé B. Clavaud et G. Ratsimba (1972) les amphibolites ne sont représentées qu'à l'état d'enclaves de taille métrique ou inférieure, dans le granite d'anatexie ζ^3M ou dans les migmatites. Ces auteurs ont observé une grande densité d'enclaves sur la feuille Montbrison (à l'Est). Sur le territoire de la feuille Ambert, ces enclaves apparaissent sporadiquement et ont souvent une allure fusiforme ; au contact du granite elles revêtent une « carapace » de biotite épaisse d'un ou plusieurs centimètres. Elles auraient pu prendre naissance par dislocation de niveaux peu puissants.

Les amphibolites s.s. renferment au moins 40 % d'amphibole. Ce sont des roches souvent orientées, résistantes à l'altération, à texture granoblastique et de grain fin (≤ 1 mm). Des blocs ont été identifiés au Nord-Est de l'étang des Pradeaux et dans la forêt des Allebasses de Valcivières. Leur composition minéralogique compte de l'amphibole (hornblende vert-brun), un pla-

gioclase calcique (labrador An60-70) qui s'altère localement en prehnite, parfois un peu de quartz, du sphène et des oxydes ferrotitanés.

Dans la forêt des Allebasses de Valcivières, ces amphibolites coexistent avec des faciès particuliers dans lesquels se développe la biotite (voir plus loin) et dans l'amphibolite elle-même on observe ce phénomène ; mais il s'agit d'amas de blocs (notamment sur la piste forestière, au Sud-Ouest du Malmotte) et on ne voit pas les rapports entre les deux types de roches. C'est dans cet environnement que le granite présente des biotites automorphes géantes pouvant dépasser 4 cm de longueur et des tablettes de feldspath potassique d'au moins 5 cm de long.

Des gneiss amphiboliques affleurent au Sud de Valcivières : à mi-chemin entre ce village et le hameau de la Farge ($x = 714,25$; $y = 66,65$), un affleurement en dalle est constitué d'une roche de grain fin (1 à 3 mm) à taches irrégulières de feldspath comportant des points roses millimétriques. Environ 700 m à l'Ouest, dans un sentier remontant vers le Begonin ($x = 713,75$; $y = 66,65$), un banc décimétrique intercalé dans le granite porphyroïde correspond à une roche grise de grain plus grossier (~ 0,5 cm) à grande biotite orientée cloisonnant des plages feldspathiques ; les mêmes points roses sont visibles dans ces plages. En lame mince, la texture de ces roches est comparable (granolépidoématoblastique) et la composition minéralogique comporte biotite brune, hornblende vert-brun (hornblende hastingsitique magnésienne), plagioclase (An40), quartz, allanite et sphène fortement coloré en rose et parfaitement reconnaissable à l'œil nu. Ces roches riches en sphène dérivent probablement de tonalites de type durbachite correspondant à un magmatisme subalcalin potassique, antévarisque.

Au Nord-Est de l'étang des Pradeaux ($x = 718,5$; $y = 62,2$), une amphibolite montre des ocelles d'environ 0,5 cm de diamètre, comportant du plagioclase granoblastique dans lequel est disséminée l'amphibole, avec un peu de quartz. Cette roche contient des sulfures orientés. Cette texture ocellaire évoque la transformation totale de grenat alors qu'une transformation partielle est visible dans les amphibolites à grenat.

dg. Amphibolites à grenat : écolites rétromorphosées probables.

Des amphibolites à grenat ont été observées, mais uniquement en pierres volantes, en trois endroits de la partie sud-est de la carte : montagne des Allebasses ($x = 716,9$; $y = 65$), au bord de l'Ance (1 km au Sud-Est des jasseries du Grand-Genévrier : $x = 720$; $y = 66$) et près de l'Artaudie (coude de la D67 : $x = 715,8$; $y = 65,5$).

Ces roches sont à hornblende, plagioclase, quartz et grenat mais leur texture est différente : œillée sur la montagne des Allebasses, les yeux étant consti-

tués de plagioclase granoblastique et hornblende disséminée ; un niveau plus enrichi en plagioclase et quartz au contact duquel apparaît du quartz, renferme du grenat inclus dans le plagioclase.

L'échantillon du bord de l'Ance montre des ocelles atteignant 0,7 cm de long et contenant du grenat. En lame mince, la texture est granoblastique, porphyroblastique. La composition minéralogique comporte : hornblende brune s'altérant en actinote, plagioclase granoblastique, quartz, biotite orientée et grenat. Le grenat pœcilitique (inclusions de quartz et de plagioclase) présente une couronne de plagioclase granoblastique, ce qui montre qu'il est en déséquilibre avec le reste de la paragenèse et permet de supposer que les amphibolites à grenat correspondent à des éclogites rétro-morphosées. Oxydes ferrotitanés abondants et apatite constituent les phases accessoires.

À l'Artaudie, la roche est plus feldspathique ; une amphibole incolore (actinote-trémolite) s'est développée aux dépens de la hornblende brune ; la biotite est plus abondante que dans la roche précédente ; quelques reliques de grenat s'observent dans des plages granoblastiques à quartz, plagioclase, amphibole incolore et biotite. Les oxydes sont toujours très abondants.

Le grenat a été analysé dans les deux premiers échantillons : c'est un almandin (55 à 62 %) avec 10 à 15 % de pyrope, 5 à 8 % de spessartine et des teneurs en andradite et grossulaire variables. Les grenats de l'échantillon du bord de l'Ance - dont la texture ocellaire est la mieux marquée - sont les plus magnésiens, la teneur en pyrope atteignant 16 %. La composition de l'amphibole brune varie entre magnésio-hornblende et hornblende tschermackitique (légèrement plus riche en Al_2O_3). La composition du plagioclase varie de An45 à An50.

Ces amphibolites à grenat correspondent probablement à des éclogites rétro-morphosées appartenant à l'unité supérieure des gneiss, comme cela est argumenté plus loin dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

Σδ. Pyroxéno-amphibolites rubanées. Les deux corps les plus importants sont situés près de la limite orientale de la carte : l'un au sommet d'une petite colline à 500 m au Sud-Ouest de Saint-Bonnet-le-Courreau où il est associé à des migmatites à cordiérite, et l'autre dans le bois du Palais ($x = 726,25$; $y = 65,75$) au sein du faciès à cordiérite du granite du Forez. Les autres entités cartographiées correspondent soit à des ensembles de blocs épars au milieu de migmatites diverses ou du granite à biotite du Forez, soit à de petites enclaves anguleuses enchâssées dans le granite à biotite comme par exemple au Sud-Est de Champcoulomb ($x = 720,35$; $y = 78,37$) où le talus de la D 6 montre une enclave d'amphibolite finement rubanée présentant une section rectangulaire (~ 50 cm x 40 cm).

Au Sud-Ouest de Saint-Bonnet-le-Courreau, l'affleurement principal est proche de la cote 1 106. Il s'agit de roches sombres, de grain millimétrique : l'essentiel est constitué d'une pyroxénite verdâtre à intercalations de niveaux mal définis à amphibole aciculaire, le tout injecté de filonnets granitiques leucocrates. P. Sainfeld (1946) puis B. Clavaud et G. Ratsimba (1972) décrivent une grenatite associée à cette clinopyroxénite, mais cette roche n'a pas été retrouvée.

En lame mince la pyroxéno-amphibolite présente une texture granoblastique ; la granulométrie présente des variations locales surtout dans les niveaux amphibolitiques. Dans la pyroxénite, le clinopyroxène, vert pâle, et le plagioclase basique sont en proportions égales, tandis que l'amphibole est rare. Les passées amphiboliques sont à hornblende vert-brun, plagioclase, rare clinopyroxène. Le sphène est largement répandu dans les deux faciès.

Dans la grenatite (Clavaud et Ratsimba, 1972), le grenat occupe presque toute la roche, avec localement du plagioclase interstitiel altéré et du pyroxène qui tend à s'aligner dans la masse de grenatite. Le grenat a la composition suivante : grossulaire 65,8 %, almandin 16,5 %, pyrope 2,6 %, andradite 3,6 %, spessartine 11,4 %. Dans la pyroxénite, le pyroxène est un diopside.

Dans le bois du Palais, les pyroxénites se présentent en amas de blocs sub-en place atteignant 80 cm de côté ; on peut en trouver dans les deux chemins partant vers l'WNW de la cote 1 169. Ce sont des roches rubanées, à niveaux pluricentimétriques de pyroxénite verdâtre de grain millimétrique et à niveaux amphibolitiques noirs d'environ 1 cm dans lesquels l'amphibole aciculaire est orientée.

En lame mince, la roche est comparable à celle de Saint-Bonnet-le-Courreau, le clinopyroxène pouvant ici se présenter en plages pœcilitiques incluant le plagioclase.

À environ 1 km au Nord de ce gisement, un bloc non rubané montre des loupes à amphibole brune et la roche renferme quelques traînées de sulfures. Des blocs d'amphibolite à pyroxène ont également été trouvés au Sud-Ouest de la forêt des Allebasses de Valcivières, dans le Grand-Bois (x = 716 ; y = 62,5). Des lits millimétriques et des loupes d'amphibole sont orientés dans un fond plus riche en plagioclase que les pyroxénites précédentes. En lame mince, le clinopyroxène vert pâle est disséminé dans le fond à quartz et plagioclase séricitisé et associé à l'amphibole orientée souvent pœcilitique. Le sphène est abondant.

Dans la forêt des Allebasses de Valcivières, un bloc de roche amphibolique rubanée, à alternance de niveaux centimétriques sombres et de niveaux plus plagioclasiques prédominants, est caractérisée par des taches d'amphibole (de 1 mm à presque 1 cm) évoquant des pseudomorphoses ; le fond

granoblastique comprend : plagioclase séricitisé, amphibole, quartz, rare clinopyroxène et sphène.

L'enclave d'amphibolite de Champcoulomb présente un fin rubanement dû à l'alternance de lits de puissance plurimillimétrique, les uns vert très sombre, riches en hornblende, les autres vert pâle composés de clinopyroxène verdâtre, plagioclase, quartz, et minéraux accessoires : sphène, pyrrhotite, oxydes de fer et/ou titane.

Les amphibolites rubanées à clinopyroxène et hornblende sont analogues à celles qui dans le Lyonnais et le Limousin se trouvent dans la partie basale de l'unité supérieure des gneiss pour l'essentiel, et sont considérées comme dérivant (Chèvremont *et al*, 1996 ; Santallier, 1981) de tufs basaltiques plus ou moins carbonatés.

Σδg. Pyroxéno-amphibolites à grenat. Un bloc a été trouvé dans le granite d'anatexie à cordiérite, à environ 1 kilomètre au Sud d'Eyvant (x = 722,15 ; y = 61,7). C'est une roche noire massive mais orientée. La texture est granoblastique. La composition minéralogique comporte : plagioclase, quartz, clinopyroxène, hornblende brune, biotite pœcilitique rouge (à fuseaux de mica blanc), grenat en petits cristaux inclus dans des plages quartzo-plagioclasiques, oxydes, apatite, sphène.

SK. Roches silico-carbonatées (skarnoïdes). Ces roches massives et résistantes, teintées en rose et en vert par le grenat et le clinopyroxène, se reconnaissent aisément. Elles n'ont été observées qu'une seule fois à l'affleurement, dans le talus de la D 110, immédiatement au Sud de Sauvain (x = 721,6 ; Y = 75,5), sous la forme d'un banc vaguement lité d'environ 15 cm d'épaisseur dans le granite d'anatexie à biotite γ³M. En lame mince, la texture est granoblastique, polygonale. Les minéraux constitutifs sont les suivants : quartz, plagioclase (anorthite), amphibole verte, clinopyroxène et grenat. Le litage correspond à la présence de plagioclase plus largement cristallisé.

Dans l'angle nord-est de la carte, près du Mazet (x = 726 ; y = 78), des blocs également lités sont constitués de clinopyroxène, anorthite, rare épidote et sphène abondant. Le litage est à la fois granulométrique et minéralogique.

Un bloc de plusieurs décimètres cubes trouvé à environ 2 km au Sud du Champas (au pied de la colline de Montarbout, sur la nouvelle route rejoignant Goutte-Claire à Chassirat : vers x = 718,8 ; y = 75) présente une texture pœciliblastique orientée. La composition minéralogique est la suivante : plagioclase calcique (labrador-anorthite) incluant pœcilitiquement quartz, clinopyroxène et hornblende vert-brun pœcilitiques, grenat disséminé dans les minéraux précédents et sphène.

Enfin, dans le chemin traversant la forêt de la montagne des Allebasses près de la cote 1 390, ($x = 717,8$; $y = 65$), la roche à gros grain, très siliceuse, présente une minéralogie un peu comparable, avec un peu de sphène et de calcite et moins d'amphibole. Le plagioclase renferme environ 97 % d'anorthite ; le grenat est un grossulaire (77-82 %) avec 11-12 % d'almandin et 3-8 % d'andradite.

ROCHES PLUTONIQUES EN MASSIFS

Granites alumineux

γ^1 . **Leucogranite de grain fin à moyen, à muscovite.** Dans l'angle nord-est de la carte affleure un leucogranite de grain fin à moyen qui appartient à un massif se développant largement à l'Est, sur le territoire de la feuille Montbrison (Dhelemmes *et al.*, 1974), où il est allongé NW-SE, tout comme un second massif, parallèlement à la direction des grandes fractures et accompagné de quelques petits pointements.

Sur le territoire de la feuille Ambert, ce leucogranite est également affecté par des accidents NW-SE, repris par des cassures SW-NE, de sorte qu'il se présente comme une mylonite striée leucocrate, notamment entre le Mazet et Epezy ; cette blastomylonite peut en outre être affectée par une silicification intense. La direction des plans mylonitiques varie de 75 à 90°E avec un pendage vers le Nord généralement faible, de 25° à 35°. Le long d'un sentier descendant vers Epezy, les plans N75E pendant de 25° vers le Nord montrent des stries N-S et sont affectés par des diaclases E-W.

Un faciès peu déformé affleure sur le chemin carrossable partant au Nord-Est des Petites-Courbes et rejoignant le château de Sail-sous-Couzan (~ $x = 725,7$; $y = 81,00$). En lame mince le granite non déformé, décrit sur les cartes voisines, montre du plagioclase acide (albite An0 à An10) automorphe dominant, du feldspath potassique automorphe et pœcilitique moins abondant, du quartz interstitiel et de la muscovite primaire.

Le faciès mylonitique montre des clastes de plagioclase, de feldspath potassique (moins fréquents), de quartz et de muscovite dans une matrice à texture granoblastique finement engrenée et de composition quartzo-feldspathique avec biotite chloritisée ou non et muscovite. On peut également observer des filonnets de quartz en peigne ou des chlorites hydrothermales.

Sur le territoire de la feuille Noirétable (Leistel *et al.*, 1988), immédiatement au Nord, des indices de quartz à mispickel ou à autunite, correspondant à des filons perpendiculaires aux principaux accidents régionaux, sont situés dans ce leucogranite. Ce dernier est franchement intrusif dans le granitoïde porphyroïde péri-Forez, mais présente, comme sur le territoire de la

feuille Montbrison (Dhelemmes *et al.*, 1974), des contacts tantôt progressifs, tantôt brutaux et franchement intrusifs, avec le granite à biotite du Forez. Cela laisse supposer que la mise en place du leucogranite à muscovite suit de près celle du granite du Forez.

^L₁¹ . **Leucogranite de grain fin, à deux micas, intrusif dans les granites du Forez et péri-Forez**

• **Le faciès type de la montagne des Mûres.** C'est un leucogranite de grain fin et homogène, qui résiste bien à l'érosion, comme le montre entre autres le fait qu'il est mis en relief au pic de Glizieux. Il constitue un massif qui affleure à l'Est de la carte, au Sud de Saint-Bonnet-le-Courreau et déborde sur la feuille Montbrison. Comme le décrivent B. Clavaud et G. Ratsimba (1972), ce massif est dissymétrique, avec une partie occidentale probablement plus profonde et un développement filonien à l'Est où il serait plus superficiel : il est en effet traversé par la faille de Chalmazel qui aurait provoqué l'affaissement du compartiment nord-est par rapport au compartiment sud-ouest. En 1995, les travaux d'élargissement de la D 69 ont mis à jour de nouveaux affleurements permettant d'observer une fracturation importante et le développement local d'une altération en boules de taille inframétrique, présentant parfois un remarquable zonage en auréoles concentriques.

Ce leucogranite est en contact intrusif avec le granite d'anatexite à cordiérite du Forez et avec les migmatites qui sont affectées par une muscovitisation bien visible dans les diaclases.

Le faciès type décrit par ces auteurs se trouve dans une carrière qui est encore exploitée sur la D 69 (x = 725,50 ; y = 71,60). La roche, de teinte grise, se débite en parallélépipèdes selon le système de diaclases qui contrôle également l'altération en boules. La biotite verdâtre représente environ 5 % de la roche en volume ainsi que la muscovite, en paillettes d'environ 0,5 cm.

En lame mince, le quartz (30 %) se présente en plages mosaïques ou bien avec une tendance automorphe. Le feldspath potassique, maclé Carlsbad et microcline, est sous une forme allongée, subautomorphe ou bien à contour amiboïde, et inclut toujours du quartz en gouttelettes, du plagioclase automorphe et des micas. Le plagioclase acide An 10 (17 %) est automorphe et séricitisé. La biotite, fraîche ou chloritisée, inclut zircon et apatite. La muscovite, sous son habitus squelettique, englobant quartz et feldspaths, est d'origine deutérique. Zircon, apatite et oxydes de titane sont les minéraux accessoires.

Outre la présence de sillimanite, en inclusion dans la muscovite (observée également au bord de la D 69), on peut noter par rapport à ce faciès type les variations suivantes :

- texture orientée, apatite abondante et rare muscovite dans le cas du filon intrusif dans les migmatites de Saint-Bonnet-le-Courreau ;
- muscovite non visible à l'œil nu mais épigénisant la biotite dans le petit massif du Bouchet (au Sud du massif principal) ;

- texture localement micropegmatitique (filon de la D 110 au Sud-Ouest de Sauvain).

Les analyses chimiques (tabl. I en annexe) montrent un caractère très siliceux ($\text{SiO}_2 = 71,9$ à $74,4$ %) et nettement plus potassique que sodique ($\text{K}_2\text{O} \sim 5$ à 6 % contre $\text{Na}_2\text{O} \sim 3$ %).

• **Les massifs de la Grange-Neuve et de la forêt de Tarrit** Au milieu de la moitié septentrionale de la carte, un leucogranite, remarquablement homogène, correspondant au « granite type col de Chanserre » (Chansert) de G. Beaufile (1966), constitue deux massifs reliés par une mince lame et de nombreux petits corps satellites, intrusifs dans les granitoides péri-Forez. L'un des massifs se situe autour de la Grange-Neuve, entre Saint-Pierre-la-Bourlhonne et le col du Béal, et affleure bien à la cote 1 223 ($x = 710,65$; $y = 76,74$) dans le talus de la D 40. L'autre arme les reliefs de la forêt de Tarrit et du bois de la Grange.

Malgré la relativement bonne résistance à l'érosion, les affleurements sont rares en dehors des sommets car ils disparaissent sous d'énormes chaos de blocs. Ce type de granite forme également un lacis de filons dans le granite à deux micas péri-Forez.

Gris lorsqu'il est frais, ce leucogranite devient ocré par altération. Le grain est généralement de taille inférieure à 0,5 cm. La biotite (en proportion variable), les variations de la taille de grain ou des passées plus riches en muscovite matérialisent fréquemment une fabrique planaire. La muscovite est toujours losangique, la biotite en cristaux millimétriques disséminés. Le contact avec le granite à deux micas péri-Forez est de type intrusif, très net et souligné par des filets leucocrates ou par des concentrations de biotite ; lorsqu'elle est visible, l'orientation du granite fin est parallèle au contact.

En lame mince, le leucogranite de la forêt de Tarrit montre une texture grenue hypidiomorphe, localement protomylonitique. Le feldspath potassique est un microcline perthitique maclé Carlsbad, automorphe, à bordure corrodée, en cristaux souvent flexueux et incluant des plagioclases, des micas et parfois du quartz. Le plagioclase acide automorphe inclut des paillettes de séricite. Le quartz est en plages composites déformées, chargées de nombreuses aiguilles de rutile et montrant des travées de fines bulles. La muscovite (8 à 10 %) se présente en lamelles automorphes à bordure pœcilitique (avec le quartz ou les feldspaths). La biotite (< 5 %) est généralement chloritisée, avec des exsudats d'oxydes ferrotitanés ; lorsqu'elle est fraîche elle est brun-rouge. Les minéraux accessoires sont l'apatite en prismes trapus, le zircon et quelques oxydes ferrotitanés.

Sur la route forestière de la forêt de Montroudez (au Sud du col de Chansert) se trouvent de nombreux éboulis d'un leucogranite fin comparable au précédent, plus riche en biotite mais toujours riche en muscovite flexueuse

et pœcilitique (~ 0,5 cm) ; le grain est toutefois légèrement plus gros, avec des feldspaths en crayon atteignant 1 cm x 0,5 cm.

Les filons, très nombreux, sont sécants sur le granite grossier ou sont au contraire intercalés dans celui-ci (sills). Au Sud-Est de la Visseyre, le long du chemin conduisant aux rochers de la Volpie, le leucogranite fin renferme des enclaves arrondies du granite grossier à deux micas encaissant qui est ici à tendance porphyroïde.

L'analyse chimique (tabl. I, II, IV et VIII en annexe) de l'échantillon 2B07, provenant du talus de la D 40, permet de confirmer le caractère évolué, hololeucocrate, peralumineux et nettement plus potassique que sodique : $\text{SiO}_2 = 72 \%$; $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 20$; 3,5 % de corindon normatif ; $\text{K}_2\text{O} = 5,3 \%$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,4 \%$. Pour les éléments en traces on note des teneurs relativement élevées en Rb (280 ppm) et Li (128 ppm), faibles en Sr (83 ppm), Ba (215 ppm), Zr (41 ppm), Th (4,9 ppm) et terres rares ($\Sigma\text{TR} = 47$ ppm ; tabl. VIII en annexe). La teneur en U est très modérée (4,5 ppm).

γ^2 . Granite de grain moyen à grossier à deux micas, de la Croix-de-Ladret. Au Nord de Chalmazel, en bordure septentrionale de la feuille Ambert, se trouve l'extrémité sud d'un corps de leucogranite qui se poursuit vers le Nord sur le territoire de la feuille Noirétable (Leistel *et al.*, 1988), autour du hameau de la Croix-de-Ladret, où il est rattaché (Didier *et al.*, 1989) au massif de l'Hermitage (cf. schéma structural) intrusif dans les migmatites et granites de la ceinture forézienne. Ce leucogranite de grain moyen à grossier (5 mm à 2 cm) est limité par une faille N 130 E du côté sud-ouest, est très fracturé comme le montrent entre autres les affleurements rocheux situés au Sud du May, en bordure orientale de la petite route qui longe le Lignon de Chalmazel sur sa rive gauche. Il est affecté par une cataclase d'intensité variable, bien visible sur un affleurement localisé ($x = 718,55$; $y = 80,30$) dans le talus est de la D 101, au Nord de Bataillère.

L'étude microscopique d'un échantillon provenant de ce dernier affleurement montre une texture grenue fortement oblitérée par une cataclase se traduisant notamment par une disposition du quartz en rubans lenticulaires avec d'abondants sous-grains. Le plagioclase forme des plages subautomorphes présentant des macles polysynthétiques tordues et quelques fissures à remplissage de quartz ou de calcite ; il est opacifié par des produits cryptocristallins argileux et a une composition d'oligoclase (An10-15) d'après J. Didier *et al.* (1989). Le feldspath potassique est un microcline moiré subautomorphe, perthitique, à inclusions de plagioclase, biotite chloritisée, mica blanc. La muscovite primaire constitue des lamelles plus ou moins kinkées, isolées ou en amas avec de la biotite entièrement pseudomorphosée en chlorite + minéraux de Fe et/ou Ti + parfois carbonate(s) ou mica blanc. Apatite et zircon sont accessoires.

Granite à deux micas, péri-Forez

γ^{2-3} . **Granite leucocrate à mésocrate.** Ce granite constitue un massif de plus de 150 km² qui affleure sur les territoires des feuilles Noirétable, Arlanc, Craponne-sur-Arzon et Ambert. Le faciès type peut être pris au bord de la D 906 au Nord d'Ambert : une carrière est ouverte en $x = 708,15$, $y = 68,35$, au Nord de Chez-Ballut mais le granite affleure bien au Nord et au Sud de cette carrière. C'est une roche de grain moyen (5 à 10 mm) et de teinte généralement gris clair mais devenant rosée en bordure du fossé d'Ambert.

Dans le secteur situé à l'Est du bassin oligocène d'Ambert, la fabrique magmatique planaire a une direction subméridienne et un pendage de 27 à 45° vers l'Ouest. Cette fabrique est très prononcée, soulignée par l'orientation des micas, l'étirement des plages de quartz et l'allongement des cristaux de feldspath potassique qui, à Pont-de-Chantemerle peuvent dépasser 2 cm de longueur. Le quartz gris est globuleux dans les faciès peu déformés ; biotite et muscovite coexistent toujours en proportion variable, la muscovite est généralement losangique ; les grands cristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad peuvent devenir localement abondants et atteindre plusieurs centimètres de long.

Dans la partie septentrionale de la carte, le granite péri-Forez à deux micas correspond au granite de Chalmazel (Clavaud et Ratsimba, 1972) qui montre des contacts diffus avec les deux entités entre lesquelles il est intercalé sous forme de feuillet (fig. 1) : le granitoïde porphyroïde péri-Forez ($p\gamma^{3-4}$) et le granite à biotite du Forez. De bons affleurements se trouvent le long de la D 6 près du hameau de Chez-Côte ($x = 717,8$; $y = 78,5$) au Sud de Chalmazel et surtout entre Chalmazel et Champcoulomb (route de Saint-Georges-en-Couzan). Ils permettent d'observer un granite présentant fréquemment un rubanement spectaculaire dont la direction oscille autour d'E-W et dont le pendage, vers le Nord, est assez faible dans l'ensemble : 10 à 25° en général avec un maximum de 55°.

Ce rubanement est dû à d'importantes variations de la taille de grain et/ou de la teneur modale en biotite, pouvant aboutir - notamment dans les zones de transition avec chacun des deux granitoïdes à biotite environnants - à une succession de lits clairs et riches en muscovite, de rubans minces (quelques millimètres d'épaisseur) et sombres, riches en biotite, et de gros « bancs » porphyroïdes et mésocrates à deux micas. Cette hétérogénéité est en outre fréquemment accentuée par un ou plusieurs des phénomènes suivants : enclaves riches en biotite et/ou hornblende, bouffées ou passages pegmatitiques, lentilles et minces filons aplitiques, fracturation importante se traduisant par de nombreuses diaclases et petites failles.

En lame mince, le feldspath potassique automorphe est une orthose péciolitique incluant quartz, biotite et plagioclase automorphes, dans laquelle peuvent se développer des macles de contrainte ; les perthites en film sont discrètes. Le plagioclase automorphe est un oligoclase acide pouvant présenter une bordure albitique ; d'abondantes myrmékites se développent aux contacts plagioclase/feldspath potassique. Le quartz se présente en plages composites subautomorphes ou étirées, en cloisons recristallisées dans les faciès déformés. Biotite et muscovite sont intimement associées, la muscovite étant primaire et automorphe, ou deutérique (se développant alors à partir de la biotite ou dans les plagioclases). Le minéral accessoire le plus abondant est l'apatite en gros cristaux trapus ; comme l'apatite, le zircon est souvent inclus dans la biotite ; on peut également trouver quelques oxydes de fer et, dans le granite déformé de la carrière sur la D 906, de la tourmaline.

Les **variations de faciès** concernent la taille du grain, la taille et l'abondance des mégacristsaux de feldspath potassique, l'abondance des micas et l'orientation de la roche. Les types suivants ont été distingués.

^L_r γ^2 . **Granite leucocrate de grain fin (massif du Monestier)**. Le massif du Monestier, allongé du Nord au Sud et s'élargissant vers l'Est à son extrémité septentrionale, est intrusif dans le complexe granito-migmatitique du Livradois.

Dans tout son secteur d'affleurement on ne trouve, aussi bien en place qu'en pierres volantes, que des leucogranites de grain fin à proportions de biotite et muscovite variables, des enclaves de tonalites à biotite (\pm amphibole) à grain fin et plus rarement de granite à biotite. Dans la partie septentrionale de son gisement et plus particulièrement à l'Ouest et au Nord-Ouest de Bertignat, ce leucogranite est intimement associé à des pegmatites et finit par passer au faciès hétérogène (^L_h γ^2).

Le type peut en être pris au rocher qui sert de base à la statue de la Vierge au Monestier (x = 703,5 ; y = 63,55). C'est une roche beige de grain fin à biotite millimétrique (atteignant 2 mm) et muscovite en quantités sensiblement égales (3-5 %). On trouve un faciès analogue au Sud-Est, dans le fossé de la D 996 (à environ 1 km du Monestier) ; mais il se présente également sous un aspect plus leucocrate, enrichi en muscovite (colline de Solignat) au Sud de la D 996. On peut d'ailleurs observer les deux faciès dans la carrière du Monestier (x = 703,25 ; y = 63,20). Le type dominant est à biotite et muscovite ; il renferme des enclaves de granite relativement riche en biotite ainsi que des enclaves de diorite quartzifère à biotite seule ou à biotite et amphibole. Un faciès hololeucocrate, riche en muscovite et avec moins de 1 % de biotite est plus tardif.

^L_h γ^2 . **Granite leucocrate de grain hétérogène**. À l'Est de la D 65, en descendant vers le ruisseau de Carcasse (x = 703,5 ; y = 70,35), affleure un gra-

nite hololeucocrate de grain moyen (0,5 cm) à muscovite. La teneur en biotite, toujours chloritisée est de l'ordre de 1 %. En lame mince, les feldspaths et le quartz sont très déformés et une recristallisation intergranulaire se développe, avec cristallisation de muscovite deutérique.

Dans le talus de la D 65 (~ 1,2 km au sud-Est de Fayet) (x = 703,4 ; y = 69,9) affleure un leucogranite de grain moyen renfermant des tablettes de feldspath potassique (microcline) de 1 à 2 cm de long, parcourues par de nombreuses veines d'albite, tandis que de petits cristaux se développent autour de plagioclase automorphe et plus ou moins séricitisé. La biotite aciculaire (< 5 %) est moins abondante que la muscovite, qui est soit primaire en lamelles automorphes, soit deutérique et interstitielle. Le quartz se présente en cristaux automorphes et en plages composites. Rares zircon et apatite sont les seuls minéraux accessoires.

Au NNE du Monestier, entre Guillanges et Marsollat, au lieu-dit le Vernet (x = 704 ; y = 64,5) le leucogranite à biotite et muscovite passe à un leucogranite plus grossier (~ 0,5 cm) avec quelques cristaux centimétriques de feldspaths, très pauvre en biotite mais à muscovite et cordiérite prismatique (2-4 mm) verdâtre. En lame mince, la cordiérite se révèle totalement transformée en muscovite et la muscovite deutérique est abondante, en association pœcilitique et digitée avec le quartz et le feldspath potassique ; ce dernier est très abondant, subautomorphe, perthitique, inclut du quartz automorphe et forme également des fuseaux dans les clivages de la biotite. Le plagioclase acide à cœur séricitisé, est beaucoup moins abondant que le microcline et forme des myrmékites. Le quartz se présente en plages interstitielles ou en cristaux automorphes. Le zircon est inclus dans la biotite.

Le leucogranite à grain fin est fréquemment recoupé par des bouffées et filons de pegmatite à muscovite qui deviennent très abondants dans la partie septentrionale du massif, comme on peut le voir d'une part le long des routes D 37 et D 65 (de Bertignat à Grandval et à La Chapelle-Agnon respectivement) et surtout entre Fayet, Dousson et Bertignat, et d'autre part dans le talus nord de la D 906, à l'Ouest de Vertolaye, et dans les carrières abandonnées situées au SSE de Marat. Cet ensemble hétérogène, aplo-pegmatitique, se retrouve en limite septentrionale de la carte, dans le secteur du Brugeron, sous forme de deux massifs se poursuivant sur le territoire de la feuille Noirétable où le symbole γ^M leur est affecté.

Lorsque ces leucogranites montrent une orientation - correspondant souvent à un litage magmatique -, la direction est subméridienne : N165 avec pendage est (~ 60°) à la Vierge du Monestier, N10E avec pendage ouest (40°) à l'Ouest de Guillanges, N20E près de la Mayoux ou N50E avec pendage sud (40°) au Sud de Dousson, N25E avec pendage nord (70°) pour une arête affleurant en rive gauche du ruisseau de Carcasse.

Le contact avec le granite hétérogène de type $h\gamma^3$ est visible entre Bertinat et Fayet le long de la portion subméridienne de la D 65 où le leucogranite surmonte le granite à biotite qui affleure dans le fossé ($x = 703,25$; $y = 69,8$). Au Sud et au Nord-Est de Marat les aplo-pegmatites injectent le granite à biotite sous forme d'un stockwerk.

À environ 300 m au Sud-Est de Dousson ($x = 704$; $y = 71$), le granite de Saint-Dier passe brutalement à un leucogranite porphyroïde à grain grossier et grandes muscovites recoupé par des pegmatites et des aplites hydrothermalisées. Ailleurs, comme par exemple à Fayet, le granite de Saint-Dier est fréquemment lardé de filons d'aplite et/ou de pegmatite.

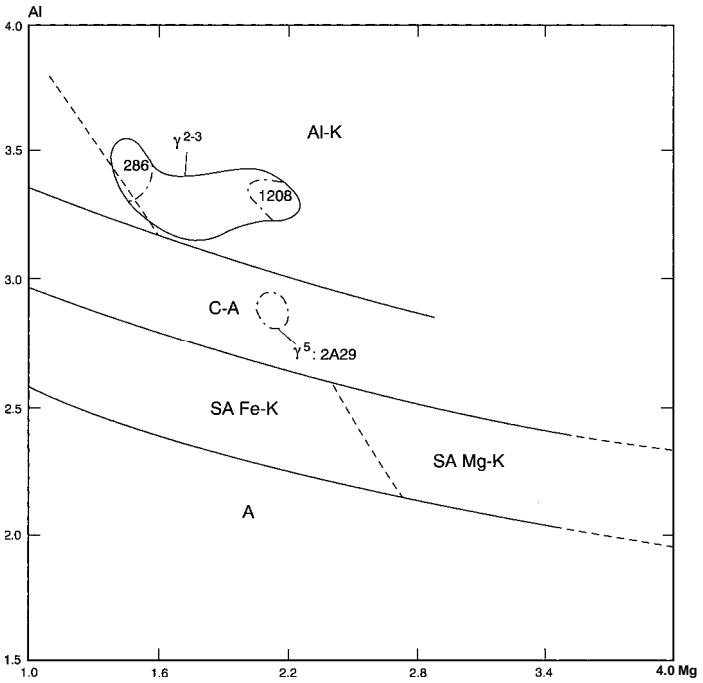
$p\gamma^{2-3}$. **Granite porphyroïde.** La taille et l'abondance des cristaux de feldspath potassique deviennent importantes dans certains secteurs, notamment à l'Est de la D 66 (au Nord de Job) : Pertuade, Pailhat, les Broussilles, la Poueyre, route forestière allant de la D 66 E vers la forêt de Montrodez. La muscovite est toujours présente mais la biotite semble plus abondante et la roche présente ainsi un faciès de convergence avec les termes les plus leucocrates du granitoïde porphyroïde de type $p\gamma^{3-4}$ (type Baraduc de G. Beauvils, 1966) ; mais dans ces secteurs, il faut remarquer qu'il n'existe aucun affleurement de diorite quartzifère à biotite et amphibole, habituellement en enclaves dans la granodiorite. Ce faciès a donc été individualisé sur la carte par une surcharge particulière.

La muscovite peut devenir prépondérante dans un granite à biotite disséminée (route de Boutonasse : $x = 708,5$; $y = 73,5$ ou D 67 environ 1,5 km à l'Ouest de Job : $x = 709,5$; $y = 69,7$).

Enclaves. En dehors des flots de granitoïde porphyroïde $p\gamma^{3-4}$, étudiés plus loin, le granite à deux micas renferme des enclaves sombres de différents types :

- roches intermédiaires à basiques, de grain généralement moyen, plurimilléométrique, et de composition tonalitique à dioritique, à biotite et/ou hornblende, de type γ^5 ou $\eta\eta$;
- roches de grain fin à moyen, riches en biotite, à composition de tonalite ou de diorite quartzifère mais à texture parfois ambiguë : granoblastique ou grenue ;
- loupes surmicacées centimétriques et parfois quelques enclaves schisteuses ou gneissiques, comme par exemple dans une « carrière » au bord de la D 106 E au Sud du bois de la Vaisse (en $x = 713,5$; $y = 65$) où il s'agit d'enclaves hyperbiotiques à sillimanite qui sont des restites peralumineuses.

Filons. Les principaux filons associés au granite à deux micas sont constitués d'aprites, leucogranites de grain fin et/ou pegmatites.



Al et Mg : nombre de cations dans la formule structurale calculée sur la base de 22 O

Associations magmatiques (limites d'après Nachit et *al.*, 1985)

Al-K almino-potassique C-A calco-alcaline

SA subalcaline : Fe-K ferro-potassique, Mg-K magnésio-potassique

A alcaline

γ^{2-3} granite leucocrate à mésocrate, à deux micas, péri-Forez
 γ^5 tonalite riche en biotite associée

Fig. 2 - Diagramme Al-Mg pour les biotites du granite péri-Forez à deux micas

Les aplites et les leucogranites de grain fin à deux micas, qui présentent de nombreuses analogies avec les leucogranites de type $L_1\gamma^1$, se concentrent à la périphérie du massif ou au voisinage du granite porphyroïde ; leur puissance n'est généralement que de quelques centimètres. On peut citer les affleurements de la Visseyre (Ouest de Valcivières), de la Volpie ou du mont Chouvé qui forment des éboulis importants sur les pentes occidentale et méridionale de ce sommet. La direction des filons, lorsqu'elle est mesurable, est proche de N-S.

Les pegmatites en filons ou en bouffées plurimétriques sont fréquents : les filons de Bauchaud (au Nord-Ouest de Saint-Pierre-la-Bourlhonne en $x = 708,2$; $y = 56,8$) ont été décrits d'abord par F. Gonnard et frère Adelphe (1894) puis P. Glangeaud (1909-1910), F. Gonnard et P. Barbier (1910) et enfin J. Meloux (1955). Les minéraux habituels sont : quartz, microcline perthitique atteignant 3 dm^3 , muscovite en plaques monocristallines, atteignant 15 cm de long, ou en masses « palmées », béryl (avec un maximum de 12 cm de long et 5 cm de diamètre), tourmaline très fréquente dans le quartz et atteignant 35 cm de long et 4 cm de diamètre.

La direction des filons est souvent impossible à mesurer. Toutefois près de Bauchaud, les blocs s'alignent en direction NW-SE. À Marat, quelques filons sont orientés N-S.

Composition des biotites (fig. 2). Les biotites du granite à deux micas sont caractérisées par des teneurs en Al_2O_3 relativement élevées (17,5-19 %) et par des teneurs en MgO variant de 7 à 8,5 %. Dans le diagramme de H. Nachit *et al.* (1985), elles se situent dans le domaine des biotites de granites alumino-potassiques. Les plus alumineuses et les moins magnésiennes sont celles du granite « rose » de la grande carrière de la D 906 (éch. 286). Les plus magnésiennes sont celles du granite des rochers de la Fromagère (1208). Dans les faciès de grain grossier et très porphyriques, plus riches en biotite, la composition de celle-ci n'est pas très différente de celle du faciès type, excepté pour l'échantillon 740, affleurant au Nord-Est de la Forie.

Dans une enclave de tonalite (éch. 2A29) provenant du secteur de Bauchaud, la biotite - abondante et accompagnée de sphène - a une composition nettement moins alumineuse la situant dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins.

Composition des plagioclases. La teneur en anorthite des plagioclases varie de 15 à 20 % pour le faciès type ; elle dépasse largement 20 % et atteint 30 % pour les termes plus riches en biotite, ce qui justifie l'individualisation de ces faciès.

Géochimie (tabl. I, II, VII et VIII en annexe). Les analyses chimiques montrent une teneur en SiO₂ relativement élevée dans l'ensemble (de l'ordre de 70 % dans de nombreux échantillons) et un indice B = Fe + Mg + Ti variant dans une gamme assez large (19 à 112) conformément aux variations de l'indice de coloration mises en évidence par l'étude pétrographique.

Granite du Forez

γ^3 M. **Granite hétérogène, à biotite \pm sillimanite.** Il occupe une vaste superficie dans la moitié orientale de la feuille, à l'Ouest du faciès à cordiérite qu'il surmonte structurellement. De bons affleurements sont dégagés dans les talus des routes principales ou au bord des rivières (ruisseau de Pierre-Brune au Sud et Sud-Ouest de Chorsin, par exemple). Sur les plateaux, on ne trouve généralement que des épandages de blocs de granite et de ses diverses enclaves.

C'est en effet un ensemble très hétérogène dans lequel un faciès granitique relativement homogène prédomine dans certaines zones : en particulier dans le secteur compris entre Sauvain, Saint-Bonnet-le-Courreau et Grandris où le granite est très typé ; c'est une roche de grain moyen (~ 5 mm) mais avec quelques cristaux centimétriques de feldspath potassique, à plagioclase automorphe en « grains de riz » et assez riche en biotite (7 à 10 %).

Au centre et au Sud de la carte, dans toute la région des hauts plateaux, c'est une roche à allure de diatexite, orientée, à nombreux schlierens et taches de biotite ou encore à schlierens quartzo-feldspathiques, à porphyroclastes de microcline épars - qui suggèrent que le protolite était *pro parte* un granite porphyroïde - ou à cristaux géants (> 10 cm), formés d'associations de quartz et de feldspath potassique, qui semblent être des porphyroblastes subsolidus. La roche prend une teinte rouille lorsqu'elle est altérée.

Le contact avec le granite grossier à deux micas est net dans la moitié sud de la carte, là où les migmatites sont abondantes. Il est diffus et difficile à cerner avec précision dans le quart nord-est de la feuille, comme par exemple le long de la D 6 (au Sud-Ouest et à l'Est de Chalmazel) et de la route forestière de la loge de la Morte, ou aux jasseries de Colleigne et au Plat de la Richarde ; dans cette zone, le granite du Forez est globalement plus homogène et moins riche en biotite qu'ailleurs et ne peut être identifié avec certitude que sur les affleurements montrant des passées migmatitiques sporadiques.

Le contact avec les migmatites est soit assez brutal comme le long de la D 101 entre le pont de Chevelières et Disangue, soit marqué par la présence de granite leucocrate à muscovite de taille centimétrique, plus ou moins pegmatitique, des pegmatites envahissant parfois les migmatites comme au Nord de la Faye et à Thiolerette, respectivement au Nord-Est (x = 715,25 ;

y = 68) et à l'Est de Valcivière (x = 714,75 ; y = 66,9). De même au contact du granite péri-Forez à deux micas, sur la route forestière passant à la loge de la Morte (x ~ 716 ; y ~ 74), se trouve un granite à grain grossier à leucocrate à grande muscovite et des pegmatites.

Le contact avec les migmatites de Saint-Georges-en-Couzan est progressif, entre le pont Neuf et Rory, sur la D 110 (x ~ 722 - 723,5 ; y = 77 - 78,5).

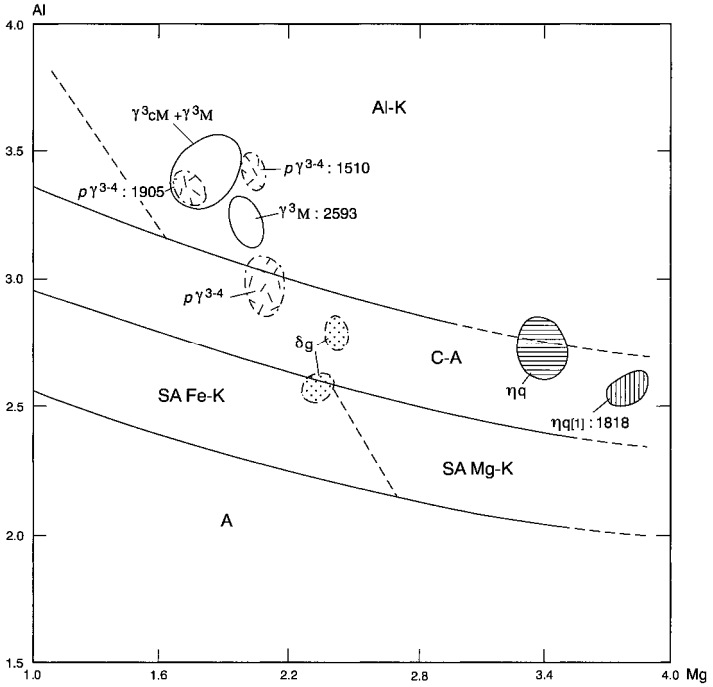
Le passage au faciès à cordiérite - plus profond - correspond à l'apparition de taches verdâtres de cordiérite d'abord éparses qui deviennent de plus en plus grosses et de plus en plus abondantes vers l'Est.

B. Clavaud et G. Ratsimba (1972) décrivent une interpénétration et un passage progressif granite porphyroïde-granite du Forez sur une centaine de mètres en limite nord-est de la carte, près du Poyet.

On peut considérer, comme ces auteurs, que le faciès homogène type du granite à biotite du Forez est représenté au pont Neuf (sur la route de Sauvain à Saint-Georges-en-Couzan : x ~ 721,70 ; Y ~ 77,20) où il affleure sur environ 1,5 km de long. À l'échelle de l'affleurement, on observe une répartition très irrégulière des enclaves et des veines leucocrates mais à l'échelle de l'échantillon, le granite est homogène et se caractérise par sa teinte gris bleuté et l'automorphisme de ses feldspaths.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le quartz, xénomorphe et interstitiel se présente en individus groupés en agrégats. Le feldspath K en cristaux rectangulaires à arrondis ou s'insinuant entre les autres minéraux, poëcilitique (inclusions de plagioclase automorphe, de biotite, de muscovite squelettique et de quartz) et perthitique. Le plagioclase est un oligoclase (~ An25) automorphe et non zoné, incluant rarement du quartz ; les myrmékites sont abondantes. La biotite forme de petits cristaux ne montrant aucune orientation, à inclusions de sillimanite, zircon, apatite. La muscovite est soit primaire, associée à la biotite, soit deutérique au sein du feldspath potassique ou en interpénétration dactylée avec le quartz, soit secondaire (décoloration de la biotite, colmatage de fissures des feldspaths). La sillimanite est abondante dans le granite riche en biotite affleurant près de la D 101 entre Trécisse et le Roure. Mais elle peut aussi être absente ailleurs.

Le faciès hétérogène est prédominant dans le centre et au Sud de la feuille. Toujours fortement orienté, avec des septa, des schlierens ou des nodules de biotite, il est plus proche des diatexites comme cela est également le cas plus au Sud sur le territoire de la feuille Arlanc (Kornprobst et coll., 1984). Mais en lame mince, les minéraux constitutifs sont les mêmes que dans le granite du pont Neuf. Cette hétérogénéité est accentuée par la présence soit de xénocristaux (phénoclastes) de feldspath potassique moulés par des schlierens de biotite, soit de xénocristaux composites correspondant à un assemblage de quartz + feldspath K ± plagioclase souvent à texture pegmatitique. Ces xéno-



Al et Mg : nombre de cations dans la formule structurale calculée sur la base de 22 O

Associations magmatiques (limites d'après Nachit *et al.*, 1985) :

Al-K alumino-potassique C-A calco-alcaline

SA subalcaline : Fe-K ferro-potassique, Mg-K magnésio-potassique

A alcaline

Granite du Forez : $\gamma^3 M$ faciès à biotite \pm sillimanite

$\gamma^3 cM$ faciès à biotite + cordiérite

Enclaves : $p\gamma^{3-4}$ granite-granodiorite porphyroïde à biotite \pm muscovite

ηq tonalite-diorite quartzifère-gabbro à amphibole et biotite

$\eta q[1]$ faciès riche en amphibole, à grande lamelles de phlogopite

δg amphibolite à grenat et biotite

Fig. 3 - Diagramme Al-Mg pour les biotites du granite du Forez et de ses enclaves

cristaux sont supposés être hérités de formations granitoïdes ou pegmatitiques antérieures à l'anatexie.

Il faut également signaler la présence de faciès de diatexites tonalitiques, riches en biotite orientée et à plagioclase automorphe : au Nord-Est de l'étang des Pradeaux : $x \sim 718,80$; $y = 62,2$) ainsi qu'à la Cuchade au Sud-Ouest de Pierre-sur-Haute ($x = 714$; $y = 73$).

- **Composition des biotites.** Comme le montre la figure 3, les biotites du faciès à biotite \pm sillimanite ont une composition se situant dans le domaine des micas noirs des granitoïdes alumino-potassiques et analogue à celle des biotites du faciès à biotite et cordiérite sauf pour l'échantillon 2593 qui se singularise par une composition moins alumineuse et plus magnésienne, ce qui le rapproche du domaine calco-alkalin.

- **Composition chimique.** Trois échantillons ont fait l'objet d'une analyse des éléments majeurs (tabl. I en annexe). Les teneurs en SiO_2 sont proches de 68 % et les compositions se situent de part et d'autre de la limite entre granite et granodiorite d'après les valeurs des paramètres R1 et R2 (tabl. II). Pour l'échantillon 2319, les différents éléments en traces (tabl. VII et VIII) se trouvent dans les mêmes gammes de teneurs que pour les granitoïdes péri-Forez.

γ^{3-4} . **Granodiorite-diorite quarzifère de grain fin, riche en biotite, en nombreux petits corps.** Ce sont des roches finement grenues (2-4 mm) riches en biotite (> 10 %) et pouvant parfois renfermer de l'amphibole.

Les petits corps affleurants aux Planches ($x \sim 722,5$; $y \sim 62$) ou aux environs de la Grande-Jasserie ($x = 721,5$; $y = 67$) ont une composition granodioritique : plagioclase automorphe et zoné à inclusions de quartz et de biotite, séricitisé ; feldspath K légèrement perthitique automorphe ou subautomorphe pœcilitique ; quartz interstitiel ; biotite rouge ; rare muscovite ; apatite, zircon, oxydes de Fe-Ti. À la Grande-Jasserie, on observe des associations subgraphiques entre quartz et feldspath K.

En rive droite du ruisseau d'Essende affleure également une granodiorite de grain moyen renfermant une faible proportion de hornblende vert pâle, ainsi que de l'allanite. Il est difficile de préciser ses relations avec les filons de microdiorite quarzifère qui se trouvent dans cet environnement, mais le fait qu'ils renferment également de l'allanite suggère une parenté génétique.

γ^3 c.M. **Granite à biotite et cordiérite.** La zone d'affleurement du granite à cordiérite correspond à la partie orientale de la carte, jusqu'au Nord de Saint-Bonnet-le-Courreau et c'est un secteur où l'on peut trouver de bons affleurements ou de nombreux amas de blocs.

La limite avec le faciès à biotite sillimanite est floue, la cordiérite apparaissant tout d'abord de manière très sporadique sous la forme de taches centimétriques verdâtres ou « châtaignes », plus ou moins auréolées de granite hololeucocrate, avant de devenir très abondante vers l'Est où elle constitue des amas pluricentimétriques arrondis qui, sur les blocs altérés, laissent des creux après le départ des produits d'altérations phylliteux, dans un granite qui prend une teinte brunâtre.

L'apparition de la cordiérite est liée à la réaction : sillimanite + biotite + quartz \rightarrow cordiérite + feldspath K + eau, qui traduit une augmentation de température en allant à l'Est vers le cœur du dôme anatectique du Velay. C'est ainsi que les premières « châtaignes » apparaissent à environ 1 km à l'Est du Chomet (cote 1 178 : x = 722,20 ; y = 62,75) et vers le Nord sur la D 106, 2 km à l'Ouest du col de Baracuchet (x = 722,90 ; y = 65,85). Il est d'ailleurs probable que le lieu-dit « Pierre aux sept trous » doit son nom à un affleurement ou à un bloc de granite à cordiérite altéré. Les nodules de cordiérite sont entourés d'une auréole plus leucocrate que le granite, car la biotite y est moins abondante, plus finement cristallisée et disséminée.

Le faciès à cordiérite est très hétérogène, avec de fréquents schlierens de biotite. La taille de grain est proche de 5 mm en moyenne, mais des tablettes de plagioclase et/ou de feldspath potassique peuvent avoir 1 à 2 cm de long.

En lame mince, le faciès sombre comporte : plagioclase subautomorphe (An23-28), souvent à antiperthites ; feldspath K (orthose) perthitique (petits cristaux xénomorphes et grands cristaux pœcilitiques) ; quartz interstitiel, biotite rouge en amas (~ 10 %) ; cordiérite s'altérant en pinnite puis en muscovite ; muscovite pœcilitique d'origine deutérique, associée au feldspath K ou à la biotite. La cordiérite se présente soit en nodules où elle est associée à du quartz, de la biotite et du plagioclase, soit en cristaux disséminés subautomorphes ou lobés. Les phases accessoires sont : apatite, zircon et quelques oxydes. La biotite a une composition généralement analogue à celle des biotites du faciès sans cordiérite (fig. 2) ; elle est alumineuse ($Al_2O_3 \sim 19,5\%$), magnésienne ($MgO \sim 8,2\%$) et titanifère ($TiO_2 \leq 3,9\%$).

Dans l'angle sud-est de la carte, à Goutte-d'Allibert (x = 725,25 ; y = 61,75), un granite très frais leucocrate de grain moyen (3-4 mm), avec des feldspath K pœcilitiques atteignant 0,7 cm de long, renferme environ 5 % de biotite et des « châtaignes » de cordiérite mesurant 0,5 à plus de 2 cm de diamètre ; en lame mince, il est caractérisé par la présence de textures à affinité micropegmatitique (associations de feldspath K orthose et de quartz arrondi) et par de la muscovite symplectique (avec quartz et feldspath K). Il s'agit donc d'un faciès relativement tardif, s'injectant dans les migmatites.

Un faciès granitique hololeucocrate à taches ramifiées de cordiérite de plusieurs centimètres recoupe les migmatites et le granite sombre à cordiérite au Sud-Est de Goutte-d'Allibert ($x = 725,45$; $y = 61,5$). La texture est grenue hypidiomorphe ; le plagioclase séricitisé à bordure limpide inclut des associations symplectiques de feldspath K et de muscovite et du quartz ; le feldspath K subautomorphe est de l'orthose perthitique et pœcilitique ; le quartz se présente en plages interstitielles ou en cristaux subautomorphes ; la muscovite deutérique est abondante ; la cordiérite en association symplectique avec du quartz est remplacée par de la muscovite et de la chlorite ; l'apatite et le zircon sont les phases accessoires.

Structure d'ensemble du granite du Forez. Sur le territoire de la feuille Ambert, la fabrique magmatique planaire du granite du Forez a une orientation généralement subméridienne et un pendage soit vertical, soit variable (30 à 85°) et majoritairement dirigé vers l'Ouest ou le Sud-Ouest, sauf sur la bordure septentrionale où elle est proche d'E-W et plonge vers le Nord. En intégrant les données concernant les feuilles voisines (comme cela est fait sur le schéma structural), il apparaît clairement que le dôme anatectique du Forez constitue une vaste antiforme : le faciès à biotite + cordiérite occupe le coeur de cette structure et est surmonté par le faciès à biotite \pm sillimanite, situé en bordure et plongeant sous les granitoïdes péri-Forez aussi bien à l'Ouest qu'au Nord.

Granité-granodiorite de Saint-Dier

Le « granite » à grain moyen de Saint-Dier constitue un massif circonscrit (cf. schéma structural) dont seule la bordure orientale apparaît dans la partie la plus occidentale du territoire de la feuille Ambert à 1/50 000 où ont été distingués deux faciès principaux : l'un à biotite et rare muscovite, prédominant, et l'autre à biotite et cordiérite, ainsi qu'un faciès apical à deux micas et cordiérite observé en un seul endroit. Les compositions modales et géochimiques montrent que ces deux faciès ont plus fréquemment des caractères de granodiorite que de granite. Néanmoins, par homogénéité avec les feuilles voisines déjà toutes éditées, le symbole Y^3 a été conservé.

γ^3 . **Granite-granodiorite à biotite et rare muscovite.** Du côté oriental, ce faciès prédominant est limité par des granitoïdes de la ceinture forézienne :

- le granitoïde hétérogène ($h\gamma^3$) et les migmatites associées, développées aux dépens de paragneiss attribués à l'unité supérieure des gneiss du Massif central ;
- le faciès leucocrate hétérogène ($l\gamma^2$) du granite à deux micas péri-Forez.

Le « granite » de Saint-Dier est franchement recoupé par le leucogranite à deux micas et par tout un cortège de filons de leucogranites à grain fin (aplites *s.l.*), grossier (pegmatites) ou hétérogène (aplo-pegmatites) d'orien-

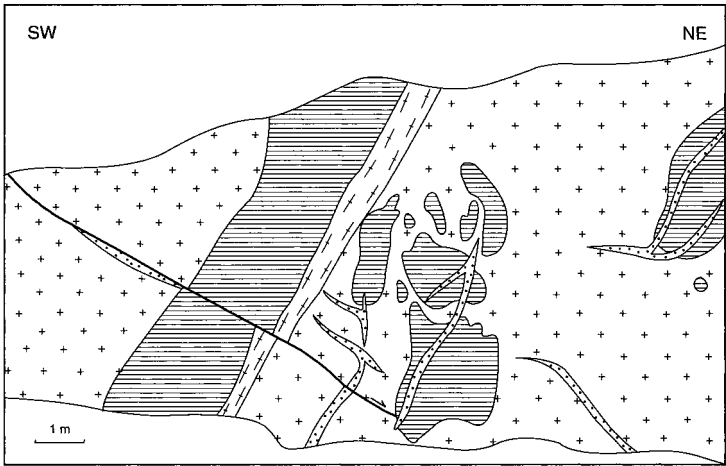


Fig. 4 - Exemple de relations spatiales entre le granitoïde de Saint-Dier et une diorite quartzifère de grain fin, riche en biotite et à reliques d'amphibole

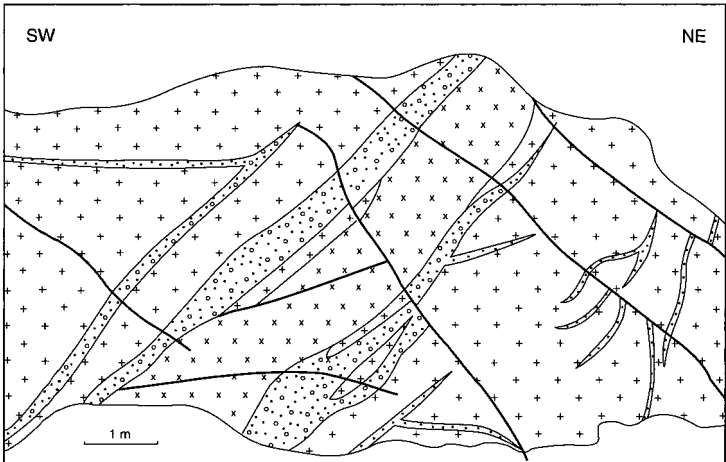


Fig. 5 - Exemple de relations spatiales entre le granoïde de Saint-Dier, un filon de microgranite porphyrique et des filons de leucogranite aplitique ou aplito-pegmatitique



Leucogranite
a: aplitique, b: aplito-pegmatitique



Microgranite porphyrique



Granite-granodiorite de Saint-Dier
a: faciès rubané



Diorite quartzifère de grain fin, riche en biotite et à reliques d'amphibole

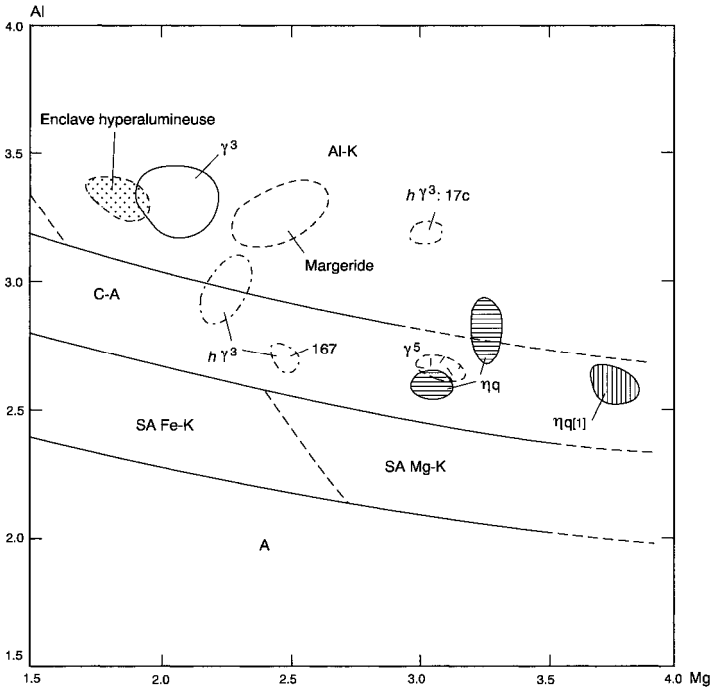
tation et de puissance très variables. D'après G. Beaufils (1966) il est intrusif dans le complexe granito-migmatitique péri-Forez, constitué par le granitoïde n^3 et les migmatites du Livradois, mais cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée à cause des mauvaises conditions d'affleurement.

De nombreux affleurements rocheux se trouvent sur les deux rives de la Dore, dans le secteur d'Olliergues. Le plus remarquable est situé ($x \sim 702$; $y \sim 75,5$) dans le talus nord de la D 906, à l'Ouest du confluent de la Dore avec le ruisseau de Gérize. Il montre le « granite » à biotite avec, du Sud-Ouest au Nord-Est, les hétérogénéités suivantes :

- un filon d'environ 2 m de puissance (fig. 4), de direction N135°E et pendage de 50° vers le Sud-Ouest, constitué d'une diorite quartzifère, finement à très finement grenue, sombre par suite de sa richesse en biotite et amphibole relictuelle. Localement, la dislocation de ce filon par le « granite » à biotite donne une ébauche de brèche magmatique à abondants éléments ovoïdes de diorite quartzifère mélanocrate dans une matrice granitique leucocrate à mésocrate. Au mur du filon se trouvent d'abord, sur environ 50 cm de puissance, un « granite » remarquablement rubané par suite de la présence de lits sombres de 1 cm d'épaisseur, puis le « granite » équart renfermant, sous forme d'enclaves arrondies, une roche mélanocrate analogue à celle du filon ; lorsqu'on s'éloigne du filon en allant vers le Nord-Est la taille et le nombre des enclaves sombres diminuent, alors qu'augmente le nombre de filonnets leucogranitiques qui recourent l'ensemble ;
- une zone de « granite » à biotite ayant l'aspect d'une peau de léopard par suite de l'abondance d'enclaves sombres de taille pluricentimétrique, constituées de gneiss riche en biotite ;
- la zone correspondant à la figure 5.

La plupart des autres affleurements rocheux montrent également la présence d'une part d'enclaves sombres, riches en biotite, de taille variable mais généralement faible (10-20 cm), soit ovoïdes à sphériques, constituées d'une roche plutonique de grain fin à très fin, soit (plus rarement) anguleuses et plus ou moins effilochées à composition gneissique, et d'autre part d'un stockwerk de filons de leucogranites aplitiques et/ou pegmatitiques dont la puissance est de l'ordre du décimètre en moyenne. Certains d'entre eux permettent également d'observer des filons tardifs de lamprophyres (cf. plus loin). Un autre ($x = 699,6$; $y = 76,6$) montre un granitoïde qui est très fracturé et renferme de minces lentilles, de direction N150°E et pendage de 40°NE, au sein desquelles il est microbréchifié, silicifié et tourmalinisé.

Sur les plateaux situés de part et d'autre de la vallée de la Dore, les affleurements rocheux sont rares car le granite est profondément arénisé, ce qui a pour corollaire l'abondance du pisé dans les murs des maisons.



Al et Mg : nombre de cations dans la formule structurale calculée sur la base de 22 O

Associations magmatiques (limites d'après Nachit *et al*, 1985) :

Al-K almino-potassique C-A calco-alcaline

SA subcalcaire : Fe-K ferro-potassique, Mg-K magnésio-potassique

A alcaline

- γ^3 granite-granodiorite à biotite \pm muscovite \pm cordiérite, de Saint-Dier
- $h\gamma^3$ granitoïde hétérogène orienté à biotite \pm muscovite
- γ^5 tonalite riche en biotite
- ηq tonalite-diorite quartzifère à amphibole et biotite
- $\eta q[1]$ faciès à grandes lamelles de phlogopite
- Granite de la Margeride : d'après J. P. Couturié (1977)

Fig. 6 -Diagramme Al-Mg pour les biotites des granitoïdes du Livradois et des roches intermédiaires à basiques associées

Le faciès type, qualifié de « granite bleu d'Olliergues » (Beaufils, 1966), a une teinte gris bleuté et un grain moyen, proche de 2 à 3 mm en général, avec un maximum ne dépassant que rarement 1 cm pour de sporadiques tablettes de feldspath potassique. L'étude microscopique en lames minces permet de préciser que la texture est hypidomorphe grenue, avec un caractère légèrement porphyroïde par endroits et une légère déformation ductile se traduisant sur le quartz par une extinction onduleuse et l'existence de sous-grains plus ou moins abondants selon les échantillons. Les minéraux cardinaux sont les suivants : quartz et microcline perthitique, xénomorphes à inclusions sporadiques de plagioclase et/ou biotite ; plagioclase acide (sub)automorphe, zoné avec une composition variant d'après G. Beaufils (1966) entre An40 et An20 et une altération en « séricite » plus intense au cœur que sur la bordure qui est parfois myrmékitique ; biotite brun-rouge, relativement abondante (10 à 15 % de la roche en volume), riche en inclusions de zircon et/ou apatite, présentant localement des kinks et/ou une chloritisation partielle à totale ; la muscovite primaire est généralement présente, mais en très faible quantité, en association avec de la biotite. Apatite, zircon et rares oxydes de fer et/ou titane sont des minéraux accessoires, inclus dans la biotite ou accolés à ce mica pour l'essentiel.

Pour un échantillon prélevé en bordure de la D 906 à 1 km au Sud-Est d'Olliergues, la composition modale (Beaufils, 1966) est la suivante en % :

plagioclase	quartz	feldspath K	myrmékite	biotite	muscovite (I + II)	apatite + zircon
42,7	27,5	13,3	1,7	12,1	2,6	0,6

Cette composition, relativement riche en plagioclase et pauvre en quartz, est celle d'une granodiorite dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973). La coexistence de deux micas suggère qu'il s'agit d'une granodiorite alumineuse, ce qui est confirmé par une analyse géochimique (tabl. IV et VI en annexe) qui montre une composition relativement peu siliceuse ($\text{SiO}_2 = 68 \%$) et tendant vers celle d'une adamellite. Le caractère alumineux est également confirmé par le chimisme des biotites qui se situent (fig. 6) dans le domaine alumino-potassique tout en étant nettement moins magnésiennes que celles du granite de la Margeride.

• **Enclaves.** Les enclaves *sombres de type « microgrenu »* ont une taille ne dépassant que rarement 30 cm et sont constituées d'une roche plutonique de grain fin, renfermant parfois des xénocristaux de quartz de forme ocellaire. Les échantillons étudiés en lame mince par G. Beaufils (1966) et dans le cadre du présent travail sont dépourvus de feldspath potassique et ont une composition de diorite quartzifère voire de tonalite, riche en biotite et apatite aciculaire et ne contenant que rarement des reliques d'amphibole. Le plagioclase est zoné : An35-40 (andésine) au cœur à An 20-25 (oligoclase) en bordure (Beaufils, 1966).

Les relations de terrain et les analogies de composition entre ces enclaves et le filon de la figure 3 sont des arguments en faveur d'une mise en place synchrone entre les deux magmas, l'un à composition de granite à granodiorite et l'autre de diorite plus ou moins quartzifère.

Les enclaves *sombres gneissiques* se distinguent par leurs formes anguleuses et plus ou moins effilochées, leur taille plus petite avec une longueur variant entre quelques millimètres et plusieurs centimètres, et la présence d'une foliation plus ou moins estompée. Leur teinte sombre est également due à l'abondance de biotite. L'étude microscopique montre une texture granolépido-blastique, une taille de grain allant de 0,5 à 2 mm et une composition de gneiss quartzo-plagioclasique, riche en biotite.

Un échantillon (Beaufils, 1966) se singularise par la présence de feldspath potassique peu perthitique, inégalement réparti dans la lame sous deux habitus : d'une part en petites sections très xénomorphes, d'autre part en grandes plages xénomorphes englobant pécilitiquement de petits cristaux de quartz, plagioclase, biotite. Au contact de ce feldspath potassique, le plagioclase renferme localement des bourgeons myrmékites. Cet échantillon est en outre riche en apatite sous forme de prismes aciculaires.

Ces enclaves correspondent vraisemblablement à des restites de mica-schiste ou de paragneiss riche en biotite.

$a\gamma^3$. **Faciès apical à deux micas et rare cordiérite.** À 4,5 km au Sud-Ouest d'Olliergues, une carrière située ($x = 698,5$; $y = 72,1$) sur un point haut ($z \sim 830$ m) juste à l'Est d'une petite route à mi-chemin entre les hameaux de Fridonnet et de Bouffarik, permet d'observer un granite de grain millimétrique et de teinte gris clair à jaunâtre, apparemment dépourvu d'enclaves et relativement riche en muscovite macroscopiquement.

L'étude microscopique montre une texture hypidiomorphe de grain proche de 1 mm en moyenne avec un maximum de 3 mm, ainsi que d'abondantes microfissures probablement liées à la décompression superficielle. La composition minéralogique ne diffère de celle du granite de type \square^3 que par les caractères suivants : le microcline est très xénomorphe et englobe de petits cristaux de plagioclase et de quartz, la biotite renferme de fréquents fuseaux de feldspath potassique écartant les clivages, la muscovite primaire est plus abondante, et enfin de la cordiérite pinitisée est présente en faible quantité.

Ces observations suggèrent que ce granitoïde à grain fin représente un faciès apical du massif de Saint-Dier, d'autant qu'un faciès analogue a été décrit (Ranchin, 1959) en bordure septentrionale de ce massif, dans la région d'Augerolles, située juste au Nord de la présente carte, sur le territoire de la feuille Noirétable à 1/50 000.

γ^3_c **Granite-granodiorite à biotite, muscovite et cordiérite.** Dans l'angle nord-ouest de la présente carte, un faciès à cordiérite a été individualisé cartographiquement dans une zone située sur la rive droite de la Dore, dans le prolongement oriental du corps de roche analogue cartographié sur le territoire de la feuille Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982). Ce faciès affleure bien à la faveur des barres rocheuses situées au Nord de Saint-Gervais-sous-Meymont en bordure nord de la D 906, où le granitoïde de teinte gris clair renferme de petits amas de taille plurimillimétrique constitué d'un assemblage de paillettes verdâtres correspondant à de la cordiérite entièrement pinitisée en général. Lorsqu'on s'éloigne de la Dore vers le Nord, les conditions d'affleurement se dégradent rapidement et la distinction de la cordiérite devient difficile. Aussi la limite septentrionale de ce faciès n'a-t-elle pas pu être cernée avec précision.

Les barres rocheuses montrent en outre les mêmes hétérogénéités qu'au sein du « granite » dépourvu de cordiérite :

- enclaves sombres riches en biotite constituées soit de roche plutonique finement à très finement grenue, soit de gneiss ;
- quelques minces filons de leucogranites ;
- des filons de lamprophyres, parfois minéralisés en pyrite ; à l'éponte ouest de l'un de ces filons le granite montre une altération se traduisant par une chloritisation de la biotite et sur le plagioclase par une teinte vert délavé probablement due à un développement d'illite.

La texture est identique à celle du faciès sans cordiérite, tandis que la composition minéralogique est très proche de celle du faciès apical. La composition modale déterminée sur un échantillon de la feuille Issoire (Aubert *et al.*, 1982 : p. 10) est la suivante :

plagioclase	quartz	feldspath K	myrmékite	biotite	muscovite	cordiérite	apatite
35,5	29,5	17,5	1,8	12,5	2,2	1,0	0,26

Dans le triangle QAP de la classification internationale des roches plutoniques (Streckeisen, 1973), cette composition modale se situe dans la case « granite », mais très près de la limite avec la case « granodiorite ».

Les analyses géochimiques (Saint-Joanis, 1975), concernant des échantillons prélevés sur le territoire de la feuille Issoire, donnent une composition plus généralement granodioritique que granitique.

Les **enclaves** sont analogues à celles du faciès sans cordiérite, à l'exception des caractères suivants :

- les enclaves ovoïdes de diorite quartzifère-tonalite sont moins fréquentes et globalement plus petites ;

- les enclaves gneissiques renferment parfois un peu muscovite et de cordiérite pinitisée.

Granitoïdes alumineux à calco-alcalins

$n\gamma^3$. **Granitoïde hétérogène orienté à biotite ± muscovite.** Cet ensemble granitique apparaît dans le tiers occidental de la carte, en étroite association avec les migmatites du Livradois. Il est bordé par le granite de Saint-Dier à l'Ouest et recoupé par le granite à deux micas péri-Forez en son milieu et à l'Est

Il renferme d'une part de nombreuses enclaves de migmatites, et d'autre part de petits corps sombres, constitués de diorite quartzifère-tonalite de grain moyen à biotite ± amphibole, dont la nature est fréquemment ambiguë : enclaves ou intrusions aux contours diffus ? Ces relations suggèrent une mise en place synchrone de celle du granite. Dans ses parties orientale et septentrionale se trouve un faciès fortement orienté et hétérogène, à niveaux biotitiques continus ou non, à allure de diatexite rubanée.

• **Diatexite à schlierens de biotite** ($n\gamma^3$ [1]). L'affleurement type peut être pris dans une petite carrière située en bordure de la D 65 à environ 1 km au Nord-Ouest de Saint-Pardoux.

En lame mince, ce faciès montre une texture grenue hypidiomorphe, localement affectée par une déformation ductile avec recristallisation du quartz. Le plagioclase subautomorphe (oligoclase-andésine) est souvent entouré de microcline qui est lui-même moins abondant et irrégulièrement réparti ; la biotite (~ 10 %) forme des amas orientés de lamelles corrodées incluant de nombreux cristaux de zircon et d'apatite. Le microcline peut soit s'individualiser en cristaux centimétriques dans des passées granodioritiques, soit être absent dans des passées tonalitiques de grain fin, riches en biotite et oxydes ferrotitanés.

La composition de la biotite (fig. 6) se situe autour de la limite entre les domaines alumino-potassique et calco-alcalin pour le faciès commun, avec des variations assez importantes (éch. 167 et 17c).

Plus au Nord (secteurs de Grandsaigne, le Monteix, Sauvanis), le granite est caractérisé par la présence de schlierens de biotite.

Dans le secteur de Tholières le granite devient plus homogène ; il est toujours riche en biotite (7-10 %) mais renferme également de la muscovite primaire, toujours associée à la biotite.

Au Nord de la D 996 (Pomeyrolles) c'est également un faciès plus clair, à biotite et muscovite avec des cristaux automorphes de microcline pécilitique d'environ 1 cm. La composition de la biotite de l'échantillon 17c se situe dans le domaine alumino-potassique (fig. 6), mais se singularise par un

caractère très magnésien, encore nettement plus fort que dans le cas du granite de la Margeride. On retrouve ce type de granite à biotite prédominante et muscovite, localement porphyroïde, dans le secteur de Saint-Amant-Roche-Savine. Au Nord-Ouest de cette localité (épinglé à cheveux de la D 996), il renferme localement de la cordiérite.

• **Diatexite sombre, riche en biotite** ($H\gamma^3[2]$). Dans sa partie méridionale le granitoïde s'enrichit en biotite : au Sud de la D 996 (Charbaud-Chantauduc), à l'Est du Monestier, au Sud du mont Simon et à l'Est de Boisseyre, ainsi qu'au Sud de la Souderie, au contact des migmatites. L'orientation de la roche est plus ou moins nette et la répartition de la biotite est homogène, avec une teneur moyenne d'environ de 10 à 15 %. C'est une roche gris sombre, de grain moyen (~ 3 mm), dans laquelle se développent localement des plages pœcilitiques de microcline d'un ou deux centimètres de long.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le plagioclase est fortement zoné, la teneur en anorthite atteignant 40 %. Le feldspath potassique, interstitiel est du microcline perthitique et pœcilitique (inclusions de quartz, biotite et plagioclase), le quartz, abondant est plus ou moins déformé (localement laminé et recristallisé). La biotite, souvent en amas, est corrodée et effilochée, avec des inclusions d'apatite et de zircon. De la muscovite primaire peut s'associer à la biotite et de la muscovite deutérique et pœcilitique cristalliser en bordure du microcline.

Le mica noir de ce faciès sombre a une composition variable, correspondant au domaine aluminopotassique mais avec une teneur en Mg pouvant être forte et se rapprocher du domaine calco-alcalin. Ces variations s'expliquent par un phénomène de contamination par des enclaves de diorite quartzifère à biotite seule ou accompagnée d'amphibole.

Localement, au contraire, le granite apparaît plus leucocrate et s'enrichit en muscovite : c'est le cas dans le talus de la D 996 au Sud du bois du lac où le granite beige rosé, de grain moyen, montre de la biotite disséminée (pouvant atteindre 0,5 cm) et des flammèches qui, au microscope, se révèlent être composées de biotite et de muscovite à reliques fantomatiques de sillimanite. La biotite est par ailleurs caractérisée par la présence de nombreux fuseaux de feldspath K, écartant ses clivages, ce qui, de pair avec l'habitus souvent digité de la muscovite, peut traduire une activité deutérique importante.

On retrouve ces caractéristiques des micas dans le faciès leucocrate affleurant moins de 2 km à l'Est du précédent, au Sud de la D 996 dans les talus du chemin descendant au ruisseau de Blanval, vers le Mas.

• **Zones à nombreux petits corps de tonalite de grain moyen, riche en biotite.** De petits corps tonalitiques sont présents dans tout l'ensemble granitique $H\gamma^3$; sur la carte une surcharge spécifique indique les zones où ils sont abondants, comme cela est notamment le cas dans le secteur compris

entre Thiolières et la D 996 au Sud. Ces zones sont soit associées à de petites entités de type ηq , soit indépendantes.

Dans ces zones, le faciès prédominant a une texture équante ou orientée, un grain moyen (2-3 mm), et renferme 10 à 20 % de biotite. Entre Le Monestier et Saint-Amant-Roche-Savine ainsi qu'au Sud de la D 996, près du hameau du Ventadou, les affleurements suggèrent une mise en place synchrone de celle du granite environnant : tantôt c'est la diorite quartzifère-tonalite qui semble recouper le granite, tantôt c'est l'inverse.

En lame mince la texture de ce faciès est grenue hypidiomorphe. Le plagioclase automorphe est zoné. Le feldspath potassique (microcline) est généralement absent ou sinon peu abondant et peut également former des taches dans des cristaux de plagioclase ou les englober. Le quartz est interstitiel, parfois inclus sous forme de gouttelettes sur le pourtour des cristaux de plagioclase ; sa relative abondance induit une composition tonalitique. La biotite (15 à 20 %), orientée ou non, est souvent en amas et de la muscovite secondaire peut lui être associée. Les minéraux accessoires sont : apatite, sphène, zircon et allanite dans certains échantillons (Ventadou). La composition de la biotite est variable, mais généralement proche (échantillon de Ventadou par exemple) de celles des biotites de tonalite-diorite quartzifère de type ηq (fig. 6) ce qui la situe dans le domaine calco-alcalin.

$\eta\gamma^{3-4}$. **Granite-granodiorite porphyroïde à biotite et parfois muscovite, péri-Forez.** Ce granitoïde porphyroïde apparaît de façon discontinue d'une part en petits panneaux dispersés au sein du complexe granito-migmatitique du Forez et décrits plus loin, et d'autre part, pour l'essentiel, en corps de taille variable associés spatialement au granite à deux micas (γ^{2-3}) de la ceinture péri-Forez, limitée vers le Nord (feuille Noirétable) par le massif leucogranitique de l'Hermitage (cf. schéma structural).

Dans *la moitié méridionale de la carte*, le granitoïde porphyroïde apparaît de part et d'autre du fossé d'Ambert :

- à l'Ouest sous forme d'un petit massif « coincé » entre le fossé et le granite hétérogène $\eta\gamma^3$;
- à l'Est, où il constitue : (1) une bande N-S partant de Valcivières et se prolongeant vers le Sud sur la feuille Arlanc, cette bande se trouvant entre le granite à deux micas et les migmatites situés sur la bordure occidentale du granite à biotite du Forez ; et (2) des masses aux contours mal définis situées au sein du granite à deux micas au Nord de Valcivières, ainsi qu'au Nord de Job.

Dans toute cette partie centre-sud de la feuille, le contact granite à deux micas/granite porphyroïde n'est pas tranché : c'est l'aspect macroscopique (abondance des mégacristaux, richesse en biotite), la composition minéralogique (présence d'allanite, composition de la biotite) ainsi que la présence d'enclaves de diorites à amphibole qui conduisent à individualiser le $\rho\gamma^{3-4}$.

Ce passage progressif (avec des faciès de convergence entre les deux granites) a d'ailleurs été noté par H. Labernadière (1961) pour le granite porphyroïde de Bunangues : dans le secteur situé au Sud-Ouest de la Rodarie où l'on observe une augmentation de la teneur en biotite et une accentuation du caractère porphyroïde. Mais la muscovite est fréquente dans ce granite porphyroïde et pourrait être liée à l'intrusion du granite à deux micas.

Macroscopiquement, le granite type de Bunangues, prélevé dans l'épingle à cheveux de la D 106 E ($x = 713,55$; $y = 64,5$) est une roche déformée riche en biotite ($> 10\%$) à tablettes de feldspath K maclé Carlsbad, atteignant 1 à 2 cm de longueur et incluant des plagioclases disposés selon une zonation et des biotites millimétriques ; le quartz gris se présente en plages étirées. En lame mince, les plagioclases automorphes altérés sont tachés de feldspath K (antiperthites) ; le feldspath K peu perthitique est déformé, avec apparition de macles de contrainte ; le quartz est laminé ; la biotite est généralement chloritisée avec cristallisation de fuseaux de prehnite dans les clivages, les cristaux non altérés sont de couleur brune ; outre l'apatite et des oxydes de fer et de titane, apparaît accessoirement de l'allanite en cristaux métamictes cataclasés.

Dans cette zone méridienne, le long du chemin montant de la D 67 vers la Rodarie en direction du Nord-Est (autour de $x = 714,30$; $y = 62,4$), le granite orienté, à mégacristaux atteignant $2,5 \times 1$ cm, est également riche en biotite. En lame mince, le feldspath K est maclé Carlsbad, peu perthitique et pœcilitique mais bordé de myrmékites au contact du plagioclase ; la biotite est brune mais plus rouge que dans l'échantillon précédent ; parmi les minéraux accessoires figure le sphène mais non l'allanite. Dans la plage affleurant entre Chevaleyre et les Versades au Nord de Valcivières, le granite porphyroïde est comparable au précédent, mais il apparaît de la muscovite secondaire et il n'y a ni sphène ni allanite.

Toujours dans cette plage, dans l'épingle à cheveux située 500 m à l'Est des Versades, la granodiorite orientée riche en biotite montre des mégacristaux de feldspath K pœcilitique disséminés atteignant 4 cm de longueur. En lame mince, le quartz est très laminé et les feldspaths sont cloisonnés par de la biotite rouge et un peu de muscovite. L'apatite est abondante ; les sulfures accompagnent les oxydes de Fe-Ti.

Près de Meymont, au Nord-Ouest de Valcivières, affleure un faciès riche en biotite et très porphyroïde avec des mégacristaux de feldspath K pœcilitique atteignant plusieurs centimètres de long. Le quartz est peu abondant ; la biotite est brune et la roche renferme du sphène. La composition modale est celle d'une granodiorite.

Dans *la moitié septentrionale de la carte*, le granitoïde porphyroïde forme des corps relativement importants dans trois secteurs : Crouhet-Saint-Pierre-la-Bourlhonne, Olmet-Le Brugeron, Chalmazel.

Dans le *secteur Crouhet-Saint-Pierre-la-Bourlhonne* il correspond au « type Vertolaye » de G. Beaufiles (1966), c'est-à-dire à un faciès largement porphyroïde et très riche en biotite, mais dont le grain est moins grossier qu'à Bunangues.

L'échantillon choisi par G. Beaufiles provient de la Vie, près de Saint-Pierre-la-Bourlhonne. La roche, affleurant ($x = 707,5$; $y = 74,6$) en bordure de la petite route partant de la D 40 vers le Fau, présente les mêmes texture et minéralogie. Le feldspath K (qui forme des mégacristsaux > 1 cm) est pœcilitique, maclé Carlsbad, avec un moirage qui se développe sous les contraintes ; le plagioclase automorphe, zoné, avec quelques facules de feldspath K (antiperthites) ; les cristaux sont souvent groupés en syneusis ; les myrmékites sont abondantes. Le quartz est déformé. La biotite rougeâtre incluant zircon et apatite cloisonne les autres minéraux. La muscovite, rare, est deutérique.

Dans le hameau de la Vie-de-Bridat affleure une enclave de grain moyen ($\sim 0,5$ cm) à phénocristaux dispersés de feldspaths (~ 1 cm) et riche en biotite, de composition tonalitique. En lame mince, le plagioclase automorphe est antiperthitique ; les plages de quartz sont étirées et granulées ; la biotite rougeâtre inclut de nombreux petits cristaux d'apatite et de zircon ; de la muscovite deutérique cristallise à partir de la biotite. Les enclaves contenues dans ce panneau granodioritique et observables devant les dernières maisons bordant le chemin conduisant vers l'Ouest ($x = 708,5$; $y = 75,85$) sont des tonalites à biotite aciculaire de grain variable (0,5 cm) renfermant environ 20 % de biotite dont les clivages sont bourrés par des fuseaux de prehnite, et riches en sphène.

À Pierre-Brune ($x = 711,6$; $y = 73,2$), à l'Est des forêts de Tarrit et de Larent, affleure une granodiorite porphyroïde à cristaux de feldspath K de 1-2 cm dans une matrice de grain fin, dont la biotite est souvent associée à de la muscovite.

Dans le *secteur d'Olmet-Le Brugeron*, le granitoïde porphyroïde correspond au « type Baraduc » de G. Beaufiles (1966). D'après cet auteur, il se distingue du « type Vertolaye » par un grain globalement plus grossier avec des cristaux de feldspath K atteignant 3 à 4 cm de long, ainsi que par une teinte généralement plus claire, mais les fréquentes variations de faciès le rapprochent tantôt du « type Vertolaye », tantôt du granite à deux micas. Aussi, pour la présente carte, les deux types ont-ils été regroupés en un seul.

Ce granitoïde porphyroïde affleure bien le long de la D 37 entre Chamaly et Le Brugeron, où l'on observe un faciès à fabrique planaire relativement nette, à biotite et rare muscovite, avec sporadiquement de petites (longueur < 20 cm) enclaves sombres très riches en micas, la biotite étant nettement prédominante sur la muscovite.

Au Sud de Mauriche, dans le fond de la vallée du ruisseau de Gérize, et autour du Bost de Cheix se trouvent de nombreux affleurements de roches

basiques, présentant de rapides variations de la taille de grain et de la teneur modale en biotite et/ou amphibole. Au voisinage de ces roches basiques, le granitoïde porphyroïde n'affleure pas ou très mal.

Plus au Sud, le long de la D 97, des affleurements rocheux et des chaos de boules sont visibles entre les hameaux de la Roche et de la Grifolle. À l'Ouest de ce dernier, une entaille anthropique montre ($x = 705,52$; $y = 77,36$) un faciès présentant un rubanement marqué par des lits de 1 à 5 cm de puissance riches en biotite.

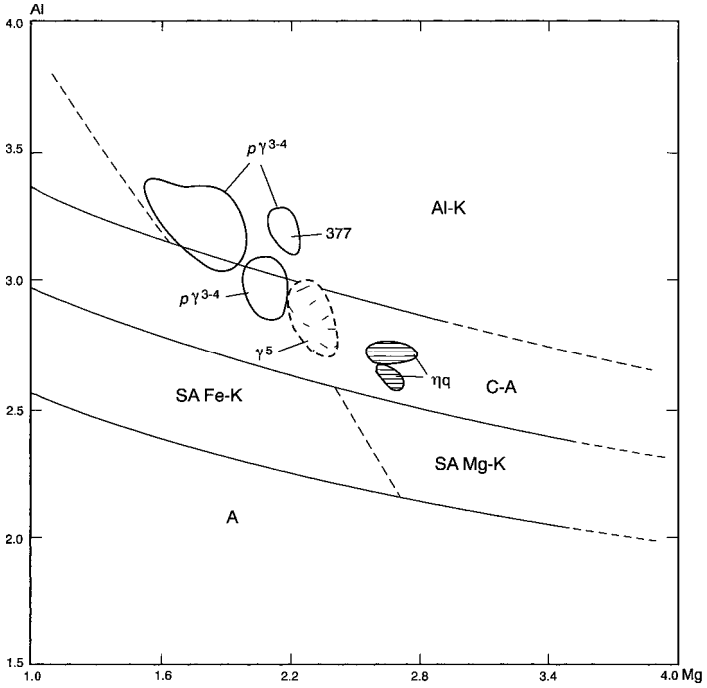
Du côté sud-ouest, le massif d'Olmet-Le Brugeron, ainsi que celui de Saint-Pierre-la-Bourlhonne, sont affectés et partiellement limités par une faille majeure NW-SE. Le long de cette faille le granitoïde porphyroïde et ses enclaves sont fortement cataclasés et hydrothermalisés comme cela est bien visible d'une part dans une petite carrière située ($x = 703,7$; $y = 78,4$) juste à l'Ouest de la Planche-du-Fond, et d'autre part au Nord de Vertolaye dans le talus nord de la route reliant le Chambon à la D40 ($x = 707,15$; $y = 74,05$).

L'étude microscopique d'échantillons de granitoïde porphyroïde du secteur d'Olmet-Le Brugeron montre des caractères analogues à ceux qui proviennent des autres secteurs, décrits ci-dessus. On note cependant une plus grande fréquence de l'apatite parmi les minéraux accessoires. Les effets de la faille majeure NW-SE se traduisent texturalement par une forte recristallisation du quartz, d'abondantes microfissures intracristallines dans les deux feldspaths, et des kinks sur les micas, et minéralogiquement par une forte altération hydrothermale : pseudomorphose complète de la biotite en chlorite verte plus minéraux de fer et/ou titane plus parfois mica blanc, envahissement du plagioclase par des microphyllites incolores (« séricitisation »), remplissage des microfissures par des microphyllites et/ou de la calcite.

Dans le *secteur de Chalmazel*, dans la partie nord-est de la carte, le granitoïde porphyroïde constitue une entité disloquée par l'intrusion du granite à deux micas et qui plus au Nord, sur le territoire de la feuille Noirétable, se relie à celle d'Olmet-Le Brugeron (cf. schéma structural).

Il affleure sous forme de chaos de boules ou de masses plus importantes comme au roc de l'Olme ($x = 715,82$; $y = 79,1$; $z = 1214$), à l'Ouest de Chalmazel, où les cristaux de feldspath potassique sont particulièrement abondants et grands avec une longueur de 2 à 3 cm en moyenne et de 7 cm au maximum et une largeur moyenne de 1 cm. Les contacts avec le granite à deux micas sont difficiles à cerner avec précision à cause de la discontinuité des affleurements et d'une convergence de faciès liée à des phénomènes d'hybridation entre les deux magmas.

Juste à l'Est de Diminasse se trouve un faciès sombre à cause de sa richesse en biotite, et très porphyroïde avec de grands cristaux de feldspath potassique de longueur < 7 cm. Ce faciès particulier affleure bien ($x = 719,3$; $y = 79,38$) en bordure de la piste forestière qui mène vers l'Est, et montre en



Al et Mg : nombre de cations dans la formule structurale calculée sur la base de 22 O

Associations magmatiques (limites d'après Nachit et al., 1985) :

Al-K alumino-potassique C-A calco-alcaline

SA subalcaline : Fe-K ferro-potassique, Mg-K magnésio-potassique

A alcaline

pγ³⁻⁴ granite-granodiorite à biotite ± muscovite, péri-Forez

γ⁵ tonalite à biotite

ηq tonalite-diorite quartzifère à amphibole et biotite

Fig. 7 - Diagramme Al-Mg pour les biotites du granite-granodiorite porphyroïde péri-Forez et des roches intermédiaires à basiques associées

lame mince des cristaux de quartz fortement laminés avec de très nombreux sous-grains et une biotite brune à brun-vert en petites lamelles et en amas de micropaillettes.

Au Nord et à l'Est de Chalmazel on observe de nombreux passages cataclastiques à protomylonitiques liés à des accidents de direction variable comme le montre la carte. Le faciès protomylonitique est caractérisé par une tendance des feldspaths à former des « yeux » et du quartz à constituer des rubans. Cette déformation est accompagnée d'une chloritisation complète de la biotite et d'une forte « séricitisation » du plagioclase.

- **Composition du plagioclase.** La teneur en anorthite du plagioclase varie de 25 à 46 % (oligoclase à andésine). Dans les faciès les plus basiques, les teneurs sont plus élevées (dépassant 40 %) que dans les faciès proches du granite à deux micas, où elles ne dépassent pas 28 %.

- **Composition de la biotite.** La composition de la biotite est variable, comme cela est bien reflété par sa couleur : brun-rouge pour la variété alumineuse à brun-vert pour la variété moins alumineuse et plus magnésienne.

Dans la représentation de H. Nachit *et al.* (1985) s'individualisent deux groupes de points (fig. 7) :

- l'un se situe dans le domaine calco-alkalin et comprend la biotite du granite de Bunangues et celle du secteur d'Olmet-Le Brugeron ; la teneur en Al_2O_3 est ≤ 16 % tandis que la teneur en MgO est comprise entre 8,5 et 9 % (voire 9,5 %) ; l'échantillon 377, provenant du Montel au Sud-Ouest d'Ambert, se singularise par un caractère plus magnésien ;

- l'autre correspond à des granodiorites de grain plus grossier, à grands cristaux de feldspath K et à biotite plutôt brun-rouge : c'est le cas des échantillons 957 (proche de Bunangues), 1307,1225 (les Versades) ; la plupart des points se trouvent dans le domaine alumino-potassique, mais certains se rapprochent du domaine calco-alkalin ou peuvent même être dans ce domaine.

On peut en conclure que dans les granites et granodiorites proches des enclaves tonalitiques à dioritiques à amphibole, la biotite montre des caractéristiques chimiques de granitoïdes calco-alkalins.

Ce caractère calco-alkalin est par ailleurs indépendant de la teneur en biotite de la roche : dans l'échantillon 1300, très riche en mégacristaux et à matrice très biotitique, la biotite est de type alumino-potassique.

ROCHES PLUTONIQUES CALCO-ALCALINES EN ENCLAVES ET/OU PETITS CORPS INTRUSIFS

Granite-granodiorite porphyroïde en enclaves dans les granites et les migmatites du Forez. Les deux faciès du granite du Forez renferment des panneaux de granitoïde porphyroïde souvent très riche en biotite, qui ne

sont pas toujours cartographiables. Dans le cas d'enclaves de taille modeste, on voit le granite porphyroïde se « fondre » progressivement dans le granite d'anatexie (au Sud de la Faye-Marchand, par exemple).

Au sein du *granite à cordiérite*, à environ 700 m de la Faye-Marchand, dans l'angle sud-est de la feuille ($x = 724,25$; $y = 63,8$), affleure une granodiorite porphyroïde orientée à mégacristaux de feldspath K atteignant $6 \times 1,5$ cm, dans un fond finement grenu riche en biotite. En lame mince, les mégacristaux sont maclés Carlsbad, poëcilitiques (inclusions de quartz, biotite, muscovite et plagioclase) et à taches albitiques. La mésostase est constituée de plagioclase automorphe ($\sim \text{An}33$), de quartz et de biotite brun sombre ; les myrmékites sont peu abondantes aux contacts plagioclase/feldspath K ; zircon et apatite sont les phases accessoires. La biotite a une composition peu alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 16,5\%$), assez magnésienne ($\text{MgO} \sim 9\%$) et titanifère ($\text{TiO}_2 \sim 4\%$) qui la situe dans un champ correspondant majoritairement au domaine calco-alcalin mais débordant légèrement dans le domaine alumino-potassique (fig. 3).

Des affleurements existent également dans le secteur du Sapoint, 2 km au Sud du précédent ($x \sim 724,2$; $y \sim 62,5$).

Dans le *granite à biotite*, les panneaux de granite porphyroïde sont parfois difficiles à distinguer macroscopiquement du granite d'anatexie à phénoclastes de feldspath K.

Au Sud-Est de Faye-Furet (chemin conduisant vers les Saguettes : $x = 722,2$; $y = 63,25$), on trouve des boules de plusieurs mètres cubes d'un granite à mégacristaux atteignant 6×1 cm dans un fond de grain moyen à grossier, avec environ 5 à 7 % de biotite. En lame mince la paragenèse est la suivante : feldspath K automorphe, mais à bords corrodés, non maclé, peu perthitique et à inclusions de quartz, plagioclase et biotite ; plagioclase ($\sim \text{An}25$) subautomorphe ou automorphe ; myrmékites abondantes ; quartz interstitiel ; apatite. La biotite, riche en Al_2O_3 (19 %), mais avec moins de 9 % de MgO tombe dans le champ des biotites des granitoïdes alumino-potassiques (fig. 3, éch. 1510).

À environ 1 km au Nord-Est du col des Supeyres (ruisseau du Grand-Genêt : $x = 719,1$; $y = 67,3$) affleure une granodiorite ($\sim 10\%$ de biotite) à cristaux de feldspath K d'environ 2 cm de long. La composition de la biotite ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 16\%$, $\text{MgO} \leq 9,5\%$) est celle des micas noirs des granitoïdes calco-alcalins (fig. 3).

À Chassirat (Est du bois de Couzan : $x = 717$; $y = 75$), se trouvent de nombreux blocs d'un granite porphyroïde qui contient d'abondants schliers de biotite. En lame mince, les feldspaths sont comparables à ceux des granites précédents, mais avec un bourgeonnement d'albite interstitielle, et la muscovite est présente. On se trouve ici non loin du contact avec le gra-

nite péri-Forez à deux micas et l'on peut se demander s'il n'y a pas eu contamination par ce dernier. La biotite alumineuse ($Al_2O_3 \sim 18,5 \%$) et peu magnésienne ($MgO \sim 7,5 \%$) de l'échantillon 1905 tombe dans le domaine alumino-potassique, à l'intérieur du champ principal du granite du Forez.

De tels panneaux de granite porphyroïde ont également été décrits au Sud (Kornprobst et coll. 1984), sur la feuille Arlanc (la plus importante étant celle du puy du Loir) ainsi que dans le massif du Velay, par A. Gourgaud (1973) puis par J.P. Couturié (1977) qui rapporte ces affleurements au granite de la Margeride. Au Sud d'Ambert (feuilles Arlanc et Craponne-sur-Arzon), les massifs de Saint-Jean-d'Aubrigoux et d'Almance sont enclavés dans le granite d'anatexie à biotite.

Dans les *migmatites de Saint-Georges-en-Couzan* et notamment en descendant depuis Rory jusqu'au barrage de Pontabouland à environ 1 km du barrage, les migmatites à biotite montrent une alternance de métatexites et de diatexites, avec des niveaux de plusieurs décimètres de granite porphyroïde orthogneissifié. Juste à la sortie d'une sorte de « tunnel », à 250 m au Nord-Est du barrage, le granite porphyroïde est encore plus abondant ($x = 728,55$; $y = 78,00$), en enclaves dans les granites d'anatexie, leucocrates ou non, associés aux migmatites. Dans les deux cas, les cristaux de feldspath K ont plusieurs centimètres de long, sont automorphes et maclés Carlsbad, pœcilitiques et corrodés par d'abondantes myrmékites ; le plagioclase est automorphe et antiperthitique ; le quartz est déformé et recristallisé ; la biotite rouge orangé inclut de nombreux petits cristaux de zircon et d'apatite ; la présence d'allanite est à noter.

Les enclaves de granite porphyroïde correspondent donc à deux types d'associations magmatiques : d'une part alumino-potassique et d'autre part calco-alkaline. Cependant, ces enclaves ont parfois un caractère hybride, se traduisant par exemple par la coexistence d'une biotite alumineuse et d'allanite qui est un minéral caractéristique des granitoïdes calco-alkalins ou subalkalins.

γ^5 . Tonalite-diorite quartzifère à biotite. Ces roches se trouvent au sein des granitoïdes péri-Forez soit en étroite association avec des enclaves de roches tonalitiques à dioritiques de type ηq renfermant de l'amphibole, soit en enclaves indépendantes. L'association avec le faciès à amphibole (ηq) peut être de deux types :

- soit les deux faciès se trouvent côte à côte, comme par exemple à 0,5 km au Sud-Est de Chalmazel en face de la statue de la Vierge, dans le fossé de la D 6 (cf. plus loin description du type ηq) ;
- soit le faciès à biotite seule se trouve autour d'enclaves de diorite (quartzifère ou non) à amphibole, en auréoles réactionnelles avec le granitoïde environnant, comme cela est bien visible sur le terrain dans une petite carrière

située ($x = 715$; $y = 73,2$) au Sud-Ouest de Pierre-sur-Haute, et comme cela apparaît cartographiquement en trois endroits du secteur de Pierre-sur-Haute.

Un bon exemple d'enclaves indépendantes se trouve à 4 km au Sud-Est de Chalmazel, où la petite carrière des Pinasses ($x = 716,3$; $y = 78,1$) montre un granite à deux micas de grain hétérogène et fortement arénisé, avec des enclaves ovoïdes de quelques décimètres à plusieurs mètres de longueur, constituées d'une roche de grain fin (1 mm en moyenne) riche en biotite et dépourvue d'amphibole. Vers le Nord-Est, cette même roche se retrouve sous forme de très nombreuses boules, dispersées dans les bois et le long de la piste menant au roc de l'Olme et mêlées à des blocs de granite à deux micas. Ce gisement s'étend cartographiquement sur 1,5 km de long, mais il est évident qu'il ne correspond pas à une seule et énorme enclave, réduite en un grand nombre de boules par l'érosion, mais à une zone où le granite est très arénisé, en surface du moins, et renferme d'abondantes enclaves de taille variable qui ont beaucoup mieux résisté à l'arénisation.

L'étude (Clavaud et Ratsimba, 1972) d'un échantillon de la carrière des Pinasses montre une composition granodioritique, le feldspath potassique étant présent en plages tardives englobant pœcilitiquement du plagioclase (andésine). Cela est probablement dû à une contamination par le granite environnant, car un autre échantillon (3B65), prélevé le long de la piste du roc de l'Olme, a une texture hypidiomorphe grenue orientée à tendance granoblastique et une composition de tonalite à biotite avec les minéraux accessoires suivants : sphène, allanite zonée, apatite, zircon, oxydes de fer et/ou titane.

L'analyse chimique (tabl. III, V, VII et VIII en annexe) de cet échantillon 3B65 permet de confirmer la composition tonalitique et de mettre en évidence des anomalies positives en La (72 ppm) et Ce (141 ppm), compatibles avec la relative abondance d'allanite.

Dans le hameau de l'Aussedat ($x = 708,6$; $y = 76$), à l'Ouest de Saint-Pierre-la-Bourlhonne, affleure une tonalite à biotite de granulométrie variable et dont les lamelles de biotite sont disposées dans des plans, selon plusieurs directions, et cloisonnent les plages quartzo-feldspathiques.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe avec plagioclase zoné en lattes, quartz interstitiel, biotite brune (~ 20 %) dont les cristaux sont fréquemment gonflés par de la prehnite, sphène, apatite aciculaire, oxydes, zircon. Dans le faciès le plus grossier, du microcline apparaît en facules dans les cristaux de plagioclase (antiperthites).

La composition de la biotite tombe dans le domaine calco-alcalin avec $Al_2O_3 \sim 16 \%$, $MgO \sim 10 \%$. Le plagioclase est zoné : An_{36} à An_{53} .

Dans le hameau de la Vie-de-Bridat ($x = 708,2$; $y = 75,5$), également à l'Ouest de Saint-Pierre-la-Bourlhonne, se trouve un faciès hétérogène, avec

environ 10-15 % de biotite et, localement, des cristaux centimétriques et pœcilitiques de plagioclase.

En lame mince, le plagioclase zoné (An23 à An28) inclut des lamelles de muscovite et des taches de microcline, le quartz est étiré et plus ou moins granulé, la biotite rougeâtre inclut de nombreux zircons et apatite, la muscovite, rare, est secondaire.

La composition de la biotite (avec $Al_2O_3 \sim 18$ et $MgO \sim 8$ %) tombe dans le domaine alumino-potassique. Ce caractère alumineux peut être expliqué par une contamination par le granite à deux micas environnant.

ηq. Tonalite-diorite quartzifère-diorite à amphibole et fréquente biotite. Ces roches sont étroitement associées - sous forme d'enclaves et autres corps, de taille très variable - à la plupart des granitoïdes dont elles se distinguent macroscopiquement par un indice de coloration en général nettement plus élevé par suite de l'abondance de silicates Fe-Mg (amphibole, biotite) et parfois d'oxydes de fer et/ou titane. L'amphibole est toujours présente à l'échelle de l'entité cartographique, mais peut être absente à l'échelle de l'échantillon. La biotite n'est absente que dans les termes les plus basiques à composition de diorite (voire de gabbro ?) riche en amphibole. Les relations avec les différentes entités de granitoïdes encaissants et certains caractères spécifiques sont décrits ci-dessus en même temps que ces entités. Le présent paragraphe donne des compléments et une description synthétique.

Dans le *Livradois*, le « granite » de Saint-Dier renferme d'abondantes enclaves ovoïdes sombres, riches en biotite, dans lesquelles l'amphibole n'est que rarement présente, sous forme de reliques. L'amphibole n'est relativement abondante que dans la roche mélanocrate constituant l'ensemble filon + enclaves (fig. 4) décrit précédemment et distingué cartographiquement avec le symbole ηq. Cette roche a une composition modale de diorite quartzifère riche en silicates Fe-Mg hydroxylés : biotite et amphibole subincoloré (Mg-actinote probable) en cristaux indépendants ou imbriqués sous forme de petits agrégats. Elle est en outre criblée de fines aiguilles d'apatite. L'analyse chimique (éch. 1 D34, tabl. IV, VI, VII et VIII en annexe) montre une composition relativement pauvre en SiO_2 (59 %) et riche en MgO (6,4 %), avec un indice de coloration élevé : $Fe + Mg + Ti = 243$. Cette composition diffère de celles des vaugnérinites typiques (Sabatier, 1980) plus pauvres en SiO_2 (51 à 57 %) et plus riches en K_2O (> 3 %). En ce qui concerne les éléments en traces, on note une forte anomalie positive en Ni (125 ppm) et Cr (268 ppm).

Au sein du granite hétérogène ($h\gamma^3$) se trouvent des amas de boules de roches de composition dioritique à tonalitique, voire localement granodioritique. On peut observer ces roches en place dans le talus de la route D 37 entre Grandval et Saint-Amant-Roche-Savine ($x = 702,10$; $y = 66,75$), en rive droite du ruisseau de la Farge ($x = 701,15$; $y = 67$) et dans le bois du

Lac ($x = 704,5$; $y = 62,75$). Elles se présentent sous différents faciès : au Sud de Grandval, le plagioclase apparaît en microlattes de quelques millimètres entre les amas de silicates ferromagnésiens et la roche de granulométrie variable est recoupée par des mobilisats granitiques ; au bois du Lac la phase quartzo-feldspathique est plus abondante ; au bord du ruisseau de la Farge la biotite mordorée est aussi abondante que l'amphibole ; enfin, à environ 500 m au Sud-Ouest de Sabatier (proche de l'affleurement de la Farge) on trouve d'énormes boules un peu analogues aux précédentes mais de grain plus grossier et à mica noir en lamelles centimétriques (faciès à grands cristaux de phlogopite).

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe à tendance intersertale. Le plagioclase se présente en lattes automorphes zonées. Le quartz est toujours interstitiel. Du microcline poëcilitique peut former des plages relativement importantes incluant plagioclase et biotite. L'amphibole, très faiblement colorée, se présente en amas de cristaux automorphes parfois teintés en brun clair au cœur ; elle est associée à de la biotite orangée ; dans les faciès où ce mica forme des paillettes mordorées, il s'est développé au sein des plages d'amphibole ou bien se présente en cristaux flexueux. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite (aculaire, abondante), exceptionnellement l'allanite, de rares oxydes et du zircon. Au Sud-Ouest de Grandval on observe dans les faciès fins des textures micropegmatitiques ; ces faciès fins correspondraient donc à des bordures figées. Mais ceci n'empêche pas la contamination et le fait que ces roches soient recoupées par des mobilisats granitiques.

La composition des amphiboles est homogène : il s'agit d'actinote avec ponctuellement actinote-hornblende ou trémolite dans un faciès à grande biotite. Les biotites sont peu alumineuses ($Al_{2O_3} \sim 15\%$) et ont une teneur en magnésium très variable ($MgO \sim 11$ à 14%) ; leur composition tombe dans le domaine calco-alcalin (fig. 6), les grands micas noirs se développant dans les amphiboles sont les plus magnésiennes et sont des phlogopites ($\eta q[1]$). La teneur en anorthite du plagioclase varie entre 25 et 40 %.

Pétrographiquement, ces roches présentent des analogies avec les vaugnérites associées, par exemple, au granite de la Margeride (Couturié, 1977 ; Sabatier, 1980,1984), mais en l'absence d'analyse chimique il est impossible de pousser cette comparaison plus loin. Le développement des grandes phlogopites en épigénie sur les amphiboles serait un phénomène métasomatique. La coexistence de faciès à grain fin et de cette métasomatose laisse supposer que la mise en place du granite encaissant et de ces tonalites à diorites serait synchrone.

À l'Ouest de Marat, dans le bas du talus nord de la D 40, se trouve ($x = 704,62$; $y = 73,95$) un petit corps de roche mélanocrate, riche en amphibole, et de granulométrie hétérogène avec des flots de grain très fin ($\sim 0,1$ mm) et très sombres dans un fond de grain plurimillimétrique. Ce corps basique est

associé à un petit panneau de métatexite à leucosomes microplissés et le tout est encaissé dans une diatexite tendant vers un granitoïde orienté. L'étude microscopique montre : (1) que la roche sombre a une composition de tonalite, riche à la fois en quartz (contamination par le granitoïde encaissant ?) et en amphibole, et renferme des îlots d'amphibolite (hornblende très abondante + plagioclase) ; et (2) que la diatexite environnante est une tonalite à biotite.

Dans les *monts du Forez et à leur périphérie*, les roches plutoniques à amphibole se trouvent au sein de différents types de granitoïdes : granite à biotite du Forez et surtout granite à granodiorite porphyroïde à biotite et granite à deux micas, péri-Forez. Elles se présentent sous la forme d'enclaves de taille variable : les plus petites ont la taille du poing alors que les plus grandes ont des dimensions allant de plusieurs mètres à un maximum que les conditions d'affleurement ne permettent pas d'estimer ; l'exemple du gisement des Pinasses (cf. γ^5) laisse supposer que chacune des entités cartographiques correspond beaucoup plus probablement à une zone où les enclaves sont très abondantes au sein du granitoïde encaissant, qu'à une seule et gigantesque enclave.

En 1995, à 0,5 km au Sud-Est de Chalmazel, en face de la statue de la Vierge, le fossé de la D 6 permettait d'observer, sur une centaine de mètres de long, l'étroite association entre des enclaves de taille décimétrique à métrique, en grande partie arénisées (isaltérites), constituées les unes de diorite riche en hornblende à texture localement planaire et grain plurimillimétrique en dehors de petites bouffées pegmatoïdes où les prismes d'amphibole atteignent 4 cm de long, les autres d'une roche de grain millimétrique, quartzo-feldspathique et riche en biotite, sans amphibole.

Sur la ligne de crête des monts du Forez (cols de Chansert et de la Chamboîte, versant méridional de Pierre-sur-Haute) les roches à amphibole se trouvent surtout sous la forme d'amas de boules pouvant atteindre plusieurs mètres cubes. Ailleurs on peut en observer à l'affleurement, par exemple sur le chemin rejoignant la D 67 à la Rodarie (x ~ 714 ; y ~ 62) ou encore près de Bunangues (x = 714,2 ; y = 64,5).

Le contact avec les granites encaissants peut être étudié en plusieurs points, et notamment sur le flanc méridional de la montagne de Pierre-sur-Haute (x = 715 ; y = 73,2) où une petite carrière montre des enclaves de diorite à amphibole, de plusieurs décimètres, dans une tonalite de grain fin à biotite, elle-même enchâssée dans le granite porphyroïde à biotite et recoupée par des filons de pegmatite. Ces différents types de roches plutoniques se retrouvent entremêlés dans les chaos de blocs des éboulis de pente et des moraines, et dans ce brassage il est évidemment impossible de faire la part entre le processus magmatique et les phénomènes d'érosion-transport.

Ce sont des roches de granulométrie variable : grain fin de 1 à 2 mm (Nord de Chomy : x ~ 715,8 ; y = 62-63) ou grain moyen de 3 à 5 mm, avec

parfois des bouffées pegmatoïdes à grandes amphiboles comme au Sud-Est de Chalmazel ou à Chomy. Elles sont soit équantes, soit orientées (montagne des Allebasses). On peut également observer un litage magmatique, souligné par des variations des proportions feldspaths/minéraux colorés, comme à l'Ail, au Sud de la Chamboite ($x = 712,7$; $y = 75,6$) où les feldspaths se présentent en taches d'environ 0,5 cm.

La phase feldspathique peut être soit importante (20-30 %), soit n'apparaître que de manière interstitielle (< 10 %) dans un fond à biotite et amphibole, quelle que soit la taille du grain. Macroscopiquement, on distingue parfois des taches roses millimétriques incluses dans les plagioclases qui correspondent à des cristaux de sphène.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le plagioclase est automorphe et zoné (An42 à An50), le quartz peu abondant, l'amphibole est une hornblende verte dont la composition va d'un pôle magnésien à un pôle tschermackitique, la biotite est peu alumineuse mais magnésienne (fig. 2) ; les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, des oxydes ferrotitanés et localement l'allanite (à l'Ail, au Sud de la Chamboite).

• **Faciès à grandes lamelles de phlogopite** ($\eta q[1]$). Ce faciès particulier - distingué sur la carte par une surcharge spécifique - se trouve au sein des deux complexes granito-migmatitiques de la carte : celui du Livradois, où il est exceptionnel (cf. *supra* et fig. 6) et celui du Forez, où il est plus fréquent et affleure par exemple à l'Est du Grand-Genévrier ($x = 719,7$; $y = 66,8$). H. Labernadière (1961) avait déjà noté une analogie avec les vauugnérites. Le mica noir constitue des amas d'environ 1-2 cm dans un fond granoblastique en pavé comprenant plagioclase, amphibole, apatite, oxydes et zircon (en amas avec la biotite). Un faciès analogue, qui affleure au bord de la D 106 ($x = 716,7$; $y = 67,2$), présente un fond de grain très fin.

La texture est le plus souvent de type pœciloclastique pour les associations de quartz et de plagioclase ; l'amphibole est vert pâle et la biotite de teinte orangée est fréquemment pœcilitique ; les minéraux accessoires sont les mêmes que dans le faciès banal : apatite, sphène, oxydes Fe Ti, zircon, allanite ponctuelle.

La composition du mica noir est celle d'une phlogopite, caractérisée par une teneur en MgO très élevée (~ 15 %) et une teneur en Al_2O_3 faible (~ 15 %). La composition de l'amphibole oscille entre actinote et hornblende. Le plagioclase est très basique, avec 82 à 85 % d'anorthite.

L'analyse chimique de l'échantillon 1467 (tabl. III, V, VII et VIII en annexe) montre une composition de gabbro avec $SiO_2 = 55,6$ %, $MgO = 9,2$ % et $K_2O = 2,1$ %, ce qui le rapproche des vauugnérites typiques (Sabatier, 1980) : $SiO_2 = 51-57$ %, $MgO > 6$ %, $K_2O > 3$ %.

Ces gabbros à affinité vauognéritique apparaissent en fait comme des faciès réactionnels, résultant d'un rééquilibrage d'une roche basique magmatique ou métamorphique avec le granite d'anatexie.

• **Faciès riche en amphibole** ($\eta\eta[2]$). Les affleurements (ou subaffleurements) se situent l'un à l'Ouest de Louville ($x = 712,6$; $y = 67,5$), l'autre au carrefour de la Traverse ($x = 723$; $y = 72,65$), ces affleurements ayant été décrits par H. Labernadière (1961). Au Sud-Ouest de Sauvain, dans le talus de la D 101 ($x = 721,5$; $y = 75,5$), la roche basique, en contact avec le granite d'anatexie relativement homogène, se débite en boules de 15 cm à 1 m de diamètre ; le contact est franc mais la roche basique est recoupée par des filonnets d'aplite et de pegmatite de puissance < 10 cm. À la Traverse et à Louville, on ne voit pas le contact avec l'encaissant (à Louville, il s'agit du granite γ^{2-3}).

Ce sont des roches vert sombre de grain centimétrique, riches en amphibole et sur lesquelles se détachent de grands micas mordorés.

En lame mince, la texture est grenue (Sauvain, Louville) ou microgrenue (la Traverse). L'amphibole incolore ou inégalement colorée inclut de la biotite orange ; à la Traverse subsistent des reliques de clinopyroxène ; le plagioclase, interstitiel, généralement séricitisé est associé ou non à du quartz ; les minéraux accessoires sont le sphène et les sulfures (notamment à la Traverse et à Sauvain).

Le mica noir, analysé dans l'échantillon de la Traverse est extrêmement magnésien ($MgO \sim 17\%$, $Al_2O_3 \sim 15\%$, $TiO_2 \sim 3\%$) ; c'est donc une phlogopite (éch. 1818, fig. 2). La composition de l'amphibole va d'une trémolite à une hornblende tschermackitique.

À l'Est de la Chanal ($x = 723,1$; $y = 78,65$), en bordure nord de la D 6, ce faciès riche en amphibole constitue des boules se trouvant à la limite entre les migmatites de Saint-Georges-en-Couzan et le granite à biotite \pm sillimanite du Forez. Il s'agit d'une roche très sombre, à tendance ultramafique, dans laquelle on distingue à l'œil nu de nombreux petits amas de lamelles de mica noir. L'observation à la loupe montre la présence d'amphibole, abondante, de plagioclase et d'un sulfure de fer. L'étude en lame mince permet de préciser que la texture est grenue, équante, à tendance granoblastique ; le plagioclase constitue des assemblages de petits cristaux entre les abondants prismes d'amphibole vert pâle, tandis que la biotite, de teinte orangée, se présente en petits amas développés sur des cristaux d'amphibole. La composition modale est celle d'un mélagabbro.

Les analyses chimiques (tabl. III, V, VII et VIII en annexe) montrent que l'échantillon 1818 de la Traverse est pauvre en Al_2O_3 (7,6 %) et a une composition d'amphibolo-pyroxénite avec des anomalies positives en Cr (747 ppm), Ni (112 ppm) et Co (44 ppm). Elles confirment le caractère très basique, presque ultrabasique ($SiO_2 = 45,5\%$), et très magnésien ($MgO =$

15,4 %) de l'échantillon 5513 de la Chanal ; par ses faibles teneurs en SiO_2 et K_2O (1,7 %) cet échantillon s'éloigne d'une vaugnérite typique (cf. *supra*).

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz. Des lentilles de quartz jalonnent certains accidents, en particulier la faille majeure de Job, orientée N140°E et traversant tout le territoire de la feuille Ambert en passant au Nord de Vertolaye et de Job. Les principales lentilles ne se suivent que de façon discontinue, parfois sous forme de blocs épars seulement, de sorte que leur longueur et leur puissance ne peuvent être estimées fiablement.

La direction des filons lenticulaires est majoritairement N130-160°E. Dans la partie nord-est de la carte, deux lentilles ont une orientation proche d'E-W, tandis qu'au sein du granitoïde de Saint-Dier plusieurs accidents siliceux ont une direction N20-30°E.

Le quartz est rarement massif. Les lentilles sont généralement constituées d'une « brèche tectonique hypersilicifiée » (BTH) et peuvent passer longitudinalement à un *lacin* ou *stockwerk* de veines hydrothermales essentiellement siliceuses comme cela est le cas dans la petite carrière de la Planche-du-Fond ($x = 703,7$; $y = 78,4$) à 1,4 km au SSE d'Olmet. Dans ces structures silicifiées le quartz peut être microcristallin et/ou accompagné de mica blanc, de sulfures arséniés (*mispickel*) ou non,...

Pour les lentilles de quartz renfermant des indices de minéralisation, la nature de la principale substance présente est indiquée sur la carte par son symbole et la description est donnée plus loin dans le chapitre « Gîtes et indices minéraux ».

Qt. Quartz à tourmaline. À 3 km au NW de Saint-Pierre-la-Bourlhonne, près de la Croix du Bessatoux ($x = 707,00$; $y = 77,52$; $z = 955$), un filon de quartz à tourmaline a fait l'objet de petits grattages alignés dans une direction N15°E. La tourmaline, très sombre à noire, se présente en prismes dont la longueur atteint 15 cm. Le quartz renferme en outre un peu de feldspath potassique et de muscovite, et, dans une pierre volante, du grenat rose et du béryl jaune très pâle. La tourmaline est par ailleurs fréquente dans les blocs du leucogranite à deux micas péri-Forez qui constitue l'encaissant du filon. Il existe probablement d'autres filons de quartz ou de pegmatite à tourmaline (et/ou béryl ?) dans le même secteur mais les conditions d'affleurement ne permettent pas de les localiser par une simple prospection au marteau.

L_{17}^{1-2} ; **P. Leucogranite de grain fin à moyen et aplo-pegmatite ; pegmatite.** De nombreux leucogranites de grain fin à moyen à biotite et mus-

covite (en proportions variables) ainsi que des aplo-pegmatites et des pegmatites sont intrusifs dans le granite hétérogène $n^{\circ} 3$, notamment dans le secteur compris entre Fayet (au bord de la D 65, à environ 3 km au Sud-Est de La Chapelle-Agnon), Tussigère et Grandval, c'est-à-dire à proximité du massif de leucogranite N-S ; ces filons affleurent également au Sud du col des Fourches, le long de la D 39. À l'Est de ce massif on les retrouve selon un axe subméridien au Sud de Bertignat, entre le Grand-Bost et Lourières, sous le château du Lac et au bord de la D 996.

Le faciès le plus courant a un grain de 2 à 3 mm et est à biotite millimétrique (3-5 %) et muscovite (1 à 3 mm) un peu moins abondante, disséminées dans un fond quartzo-feldspathique beige clair. En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe : plagioclase acide automorphe séricitisé, microcline perthitique subautomorphe (inclusions de plagioclase et quartz automorphes) pouvant former des cristaux atteignant 0,75 cm de long, quartz automorphe ou interstitiel, biotite toujours plus ou moins chloritisée exsudant du leucoxène, muscovite pœcilitique (associée avec du quartz et/ou du microcline), souvent à bordure digitée, parfois associée à la biotite chloritisée, minéraux accessoires rares (zircon, apatite).

Un terme hololeucocrate affleure à environ 1,5 km de Tussigère au bord du chemin rejoignant le Gay ($x = 702,3$, $y = 68,75$). C'est une roche homogène de couleur crème, devenant rougeâtre par altération ; de la muscovite en paillettes d'environ 0,5 cm se détache sur le fond quartzo-feldspathique. En lame mince, le plagioclase automorphe albitique plus ou moins chargé de paillettes de muscovite prédomine sur le microcline, le quartz se présente sous la forme de cristaux automorphes ou de plages lobées interstitielles ; la muscovite est en lamelles souvent flexueuses et groupées ; la biotite (< 1 %) est toujours chloritisée ; localement se développent des amas chloriteux d'origine hydrothermale ; l'apatite semble être le seul minéral accessoire. En bordure, ce leucogranite est de grain millimétrique et riche en muscovite avec quelques cristaux de grenat. En son cœur cristallisent des plages de grain centimétrique à tendance pegmatitique.

En dépassant le cimetière de Grandval on trouve à l'affleurement un leucogranite de grain fin à moyen, de teinte beige, à muscovite (2-3 mm) et tourmaline disséminée (1-3 mm). La lame mince révèle également la présence de grenat et le plagioclase albitique prédomine sur le microcline. On observe toujours quelques plages de grain plus grossier. Ce phénomène peut s'observer à grande échelle, par exemple 500 m à l'Ouest du Gay (en allant vers Mayet) où de nombreux filons de pegmatite à muscovite recoupent le leucogranite fin ; il en est de même près de Fayet.

$n^{\circ} 2$. **Microleucogranite porphyrique à deux micas, recoupant le granite de Saint-Dier.** Au Sud d'Olliergues, le granite de Saint-Dier est

recoupé par un filon de microgranite porphyrique se singularisant par son caractère hololeucocrate. Ce filon, dont la direction générale est proche de N30°E, affleure bien au Nord-Ouest du hameau de Forasse, dans le talus sud de la D 906 (x = 702,05 ; y = 75,17), où il a une puissance d'une dizaine de mètres, montre à son éponte nord-ouest une bordure figée aphanitique et fluidale renfermant des cristaux de mispickel et de pyrite, et est limité au Sud-Est par une fracture de direction N40°E et pendage de 60° vers le Sud-Est. Il affleure de façon médiocre au NNE de ce point, sous un bâtiment de la ferme du Mayet et sur le chemin qui va de cette ferme au ruisseau de Gézize. En dehors de ces affleurements, le filon est jalonné par quelques petites carrières abandonnées, envahies par la végétation et surtout par des amas de blocs plus ou moins déplacés.

Macroscopiquement le microleucogranite porphyrique se distingue aisément : sur un fond de pâte microgrenue gris clair se détachent des phénocristaux, abondants (25 à 40 % du volume de la roche), dont la taille varie généralement entre un et plusieurs millimètres et peut atteindre 1 à 2 cm au cœur du filon. Ces phénocristaux sont constitués des minéraux suivants : quartz en cristaux anguleux ou arrondis, généralement isolés, à éclat vitreux ; feldspaths en petites lattes de teinte blanchâtre à vert pâle ; micas (biotite altérée et muscovite). Dans la bordure figée ces mêmes phénocristaux ont une taille inframillimétrique ce qui ne facilite pas leur identification.

L'observation microscopique permet d'apporter les précisions suivantes concernant les phénocristaux :

- le quartz se présente en cristaux plus ou moins automorphes à rares golfes de corrosion en bordure et à extinction faiblement ondulée ;
- les feldspaths sont généralement très automorphes et sont de deux natures différentes :
 - orthose perthitique prédominante, à inclusions sporadiques de plagioclase, quartz, mica(s), apatite,
 - plagioclase acide (oligoclase) plus ou moins zoné, criblé de micro-paillettes de phyllites incolores (« séricite ») et parfois maculé par des taches de calcite ;
- la biotite est fréquemment pseudomorphosée en chlorite verte + minéraux de Fe-Ti + parfois calcite ou mica blanc ;
- la muscovite primaire est peu abondante.

La mésostase microgrenue est constituée de quartz, feldspaths, micas. Apatite et rares mispickel et pyrite sont des phases accessoires.

L'examen en lame mince d'un contact avec le granite de Saint-Dier montre que ce dernier a subi une microbréchification et muscovitisation jusqu'à environ 5 mm du contact, et plus loin une chloritisation de la biotite.

Une analyse chimique (éch. 1D31, tabl. IV, VI, VII et VIII en annexe) permet de confirmer le caractère très acide ($\text{SiO}_2 = 72,5 \%$) et hololeucocrate ($\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} < 32$) et de mettre en évidence une légère anomalie positive en U (8 ppm).

$\mu\gamma^3$. **Microgranite porphyrique à biotite et rare muscovite, subsynchrone du granite de Saint-Dier.** Deux filons de microgranite porphyrique à biotite ont été individualisés cartographiquement au sein du granite de Saint-Dier, mais il est probable qu'il existe d'autres filons du même type que les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer. Les deux filons apparaissent sur la commune d'Olliegues :

- l'un, de direction $\text{N}40^\circ\text{E}$ et aux épontes non visibles, dans une carrière abandonnée située ($x = 700,12$; $y = 77,24$) juste au Nord du cimetière de la Chabasse, montre des phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 3 cm de long, présentant la macle de Carlsbad, se détachant très nettement sur un fond de grain hétérogène variant entre moins de 1 mm et 4 mm ;

- l'autre au Sud-Ouest de Repote, dans le talus rocheux de la D 906 sur la rive droite de la Dore ($x = 702,20$; $y = 75,48$), a une direction $\text{N}25^\circ\text{E}$, un pendage de 45° vers le Nord, et deux épontes bien visibles (fig. 5) ; il est d'un faciès moins nettement porphyrique : macroscopiquement des cristaux plurimillimétriques de plagioclase automorphe se détachent sur un fond gris clair de grain inframillimétrique.

L'étude microscopique d'un échantillon du filon de la Chabasse montre que les phénocristaux constituent entre 30 et 40 % de la roche en volume et comprennent d'une part les grands cristaux d'orthose bien visibles macroscopiquement, et d'autre part les cristaux plurimillimétriques du fond de grain hétérogène, formés des minéraux suivants : plagioclase automorphe, zoné avec un cœur plus ou moins « séricitisé » et une bordure renfermant parfois des bourgeons myrmékinitiques ; orthose subautomorphe à automorphe, peu perthitique à inclusions sporadiques de plagioclase et de biotite ; quartz en plages polycristallines arrondies ; biotite brun-rouge fréquemment criblée d'inclusions de zircon et parfois d'apatite ; muscovite primaire accolée à la biotite et peu abondante. La mésostase est constituée par un assemblage de cristaux de taille inframillimétrique comprenant quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, biotite, muscovite subordonnée et phases accessoires : apatite, zircon, allanite et oxydes de fer et/ou titane. La biotite des phénocristaux et de la mésostase présente localement une chloritisation partielle.

L'étude en lame mince d'un échantillon de l'autre filon confirme son caractère moins porphyrique : les phénocristaux ne représentent que 15 à 20 % du volume de la roche et sont constitués de plagioclase zoné prédominant et de biotite brun-rouge. La mésostase a un grain fin (0,5 mm en moyenne) et une composition de granite à biotite largement prédominante sur la

muscovite primaire. Globalement, la composition modale est proche de celle du filon de la Chabasse et également de celle du faciès apical du « granite » de Saint-Dier, abstraction faite de la rare cordiérite présente dans ce dernier.

Les caractères pétrographiques et les relations de terrain permettent d'émettre l'hypothèse d'une relation génétique entre les microgranites et le « granite » de Saint-Dier et d'une mise en place subsynchrone.

$\mu\gamma^{3-4}$. **Microgranite-granodiorite porphyrique à biotite, recoupant les granitoïdes du Forez et péri-Forez.** Cette roche constitue des filons recoupant essentiellement les granites du Forez et en particulier le faciès à biotite seule, et accessoirement les granitoïdes péri-Forez, voire le leucogranite tardi-migmatitique de grain fin. Elle se distingue du type $\mu\eta\eta$ par une teinte plus claire, gréige, et la présence de phénocristaux de feldspath et de quartz dont la longueur ne dépasse pas quelques millimètres. Mais à l'affleurement ces deux types sont souvent voisins et semblent passer de l'un à l'autre, comme près de Roure ($x = 722,5$; $y = 75,5$) et de Trécise, à l'Ouest de Saint-Bonnet-le-Courreau ($x \sim 724$; $y \sim 74,5$). Les filons de Trécise et de Château-Gaillard ($x \sim 723$; $y = 68-69,5$) semblent avoir une longueur relativement importante. Près de Chassinat ($x = 717$; $y = 75$), se trouvent de nombreux blocs d'un faciès analogue de grain très fin à phénocristaux millimétriques isolés ou groupés.

Les filons recoupant les granites du Forez ont une direction subméridienne N20°W à N20°E ; dans la partie la plus orientale de la carte, l'un d'entre eux, de direction N15°E, recoupe également un massif de leucogranite tardi-migmatitique. En lame mince, ces microgranitoïdes présentent des phénocristaux de plagioclase, parfois de feldspath potassique, incluant des vermicules de quartz. La mésostase peut avoir une texture subgranophyrique et comprend plagioclase, quartz, feldspath potassique, biotite, sphène, apatite et oxydes ferrotitanés. De la muscovite deutérique se développe fréquemment sur le plagioclase (Saint-Bonnet-le-Courreau, Château-Gaillard, Roure).

Au rocher Pavé, en bordure nord-est ($x = 714,05$; $y = 74,43$) de la route menant à Pierre-sur-Haute, un faciès très hétérogène du granite péri-Forez à deux micas est recoupé par un mince filon lenticulaire de puissance < 30 cm, direction N110°E et pendage de 45°N. Ce filon est constitué d'une roche aphanitique très sombre, prenant localement un aspect bréchi que par suite de la présence d'enclaves granitiques de forme anguleuse et de taille variant entre un et plusieurs centimètres. L'étude microscopique montre une texture fluidale et légèrement porphyrique : quelques phénocristaux d'un minéral entièrement pseudomorphosé en microphyllites sont dispersés dans une mésostase subvitreuse. L'analyse chimique (éch. 3C01, tabl. III, V, VII et VIII en annexe) révèle une composition granodioritique, relativement riche en terres rares (La = 41 ppm, Ce = 100 ppm, etc.).

Sur la ligne sommitale des monts du Forez cet endroit est le seul qui permette de voir en place un filon de roche de type $\mu\gamma^{3-4}$ ou $\mu\eta\eta$. En revanche, ces deux types se retrouvent fréquemment sur les deux versants, de part et d'autre d'une ligne allant de Pierre-sur-Haute à Peyre-Mayou, sous forme de pierres relativement plates, mêlées aux blocs des moraines et autres formations superficielles, comme on peut le voir sur le domaine skiable de Chamazel ou entre les jasseries de Roches-Brunes et de la Chamboite.

$\mu\eta\eta$. Microdiorite quartzifère à biotite \pm amphibole, recoupant les granitoïdes du Forez et péri-Forez. C'est une roche de grain fin, voire très fin (millimétrique à inframillimétrique), noire lorsqu'elle est fraîche et devenant grisâtre à l'altération, avec des phénocristaux dispersés de quelques millimètres. Elle se présente en filons de direction N20°W prédominante, recoupant le granite du Forez (par exemple le long de la D 101, entre le Roure et le Pont-de-la-Pierre ($x = 722-723$; $y \sim 75,5$) ou les granitoïdes péri-Forez. La plupart du temps on ne peut suivre l'extension longitudinale des filons, sauf pour ceux de la D 101 que l'on recoupe au Nord sur la D 110, ainsi que pour les affleurements du ruisseau d'Essende, au Sud de Saint-Georges-en-Couzan ($x \sim 724$; $y = 77-78$). Ce type de roche affleure également près de Grandris sous la forme d'un petit massif oblong ($x = 724$; $y = 76,5$) ainsi qu'au col des Supeyres ($x = 717,5$; $y = 67$, filon altéré de quelques mètres de puissance).

D'après la composition minéralogique, le type le plus fréquent est une microdiorite quartzifère à biotite. Dans les termes porphyriques, les phénocristaux sont des plagioclases automorphes zonés chargés d'inclusion de biotite et parfois de facules de feldspath potassique, très rarement des quartz automorphes (à l'Ouest de Saint-Bonnet-le-Courreau) ou des xénocristaux corrodés (col des Supeyres). Hormis ces phénocristaux, on observe des lattes (ou même des microlites) de plagioclase zoné souvent séricitisé, du quartz interstitiel et de la biotite généralement brun-rouge et automorphe (15-20 %) ; les minéraux accessoires sont abondants : apatite, zircon, oxydes ferrotitanés, sphène ou leucoxène, plus rarement allanite.

De l'amphibole peut s'associer à la biotite comme par exemple dans le cas du filon affleurant à l'Ouest du Roure ou dans le faciès à grain moyen (3-4 mm) affleurant en rive droite du ruisseau d'Essende dont il est difficile de préciser s'il correspond à une enclave ou au cœur d'un filon.

L'analyse géochimique d'un échantillon (2321, tabl. III, V, VII et VIII en annexe) donne une composition proche de celle d'une monzonite quartzifère, ce qui implique un caractère subalcalin potassique.

Lamprophyres

Des filons de lamprophyres ont été cartographiés :

- pour la plupart, au sein du « granite » de Saint-Dier où ils apparaissent comme particulièrement abondants le long de la vallée de la Dore, mais cela est dû aux conditions d'affleurement qui sont bien meilleures à cet endroit que sur les plateaux où les filons lamprophyriques sont probablement aussi abondants, comme cela apparaît dans la partie orientale de la feuille Isoire (Saint-Joanis *et al*, 1982), mais où leur détection nécessiterait l'utilisation d'un scintillomètre portatif de type SPP2 ;
- pour le reste, au Nord du Brugeron, où ils recoupent un corps de leucogranite hétérogène appartenant à la ceinture péri-Forez.

Les filons lamprophyriques affleurant en bordure de la D 906, sur la rive droite de la Dore et au Nord-Ouest d'Olliergues essentiellement, ont une orientation subméridienne prédominante et une puissance variant entre 10 cm et 3 m. Le faisceau filonien le plus dense, situé en limite occidentale de la présente carte, se retrouve plus au Nord sur les rives du ruisseau de Coulanges.

La teinte de la roche varie en fonction du degré d'altération : elle est vert pâle dans le faciès altéré, largement prédominant, et très sombre, presque noire, dans le faciès le plus frais dans lequel l'amphibole peut être déterminée macroscopiquement. Ces deux faciès ont été distingués sur la carte.

v⁴. **Lamprophyre (spessartite) à amphibole et biotite.** Deux filons ont été recensés au sein du « granite » de Saint-Dier, dans les deux secteurs où les conditions d'affleurement sont les meilleures :

- l'un est situé à l'extrémité orientale ($x = 700,65$ à $700,65$; $y = 76,25$) d'une coupe W-E située dans le talus nord de la D 906 à l'Est de la Valette ; il a une direction N170°E, un pendage subvertical (85°E) et une puissance de 50 cm ;
- l'autre se trouve ($x = 698,70$; $y = 78,85$) en bordure ouest de la D 45E, au SSE de Sardier ; orienté N10°E avec un pendage de 40° vers l'Est, et de puissance faible (20 cm ?), il se singularise par le fait qu'il affleure suivant une surface structurale que l'érosion a modelée de telle sorte que, localement, le lamprophyre n'apparaît plus que sous forme de polyèdres de taille décimétrique, qui semblent être collés sur le mur granitique ou enfoncés comme des coins dans cette éponte inférieure.

Macroscopiquement on distingue un fond très sombre à grain très fin sur lequel se détachent d'abondantes aiguilles d'amphibole de 1 à 3 mm de long et quelques cristaux de pyrite disséminés.

L'observation microscopique d'un échantillon du filon de la Valette montre une texture microgrenue porphyrique avec 15 à 20 % de phénocris-

taux constitués essentiellement d'une amphibole brun orangé, automorphe, parfois maclée et/ou zonée, et accessoirement d'un minéral (olivine ?) pseudomorphosé en carbonate(s) plus chlorite. La mésostase comprend la même amphibole, du plagioclase et des agrégats de microphyllites (biotites altérées ?), des minéraux opaques (pyrite, oxyde de fer et/ou titane), ainsi qu'un peu de quartz interstitiel. Le quartz est également présent sous forme d'une plage arrondie de 0,8 mm de diamètre.

Des analyses à la microsonde électronique montrent que l'amphibole est une magnésio-hastingsite avec $MgO \sim 15\%$; $Fe/(Fe + Mg) = 0,14$ à $0,17$; $Na_2O \sim 2\%$; $TiO_2 \sim 3\%$. Dans les cristaux zonés les teneurs en MgO et TiO_2 diminuent légèrement du cœur à la périphérie.

La richesse en amphibole du lamprophyre de ces deux filons implique une composition de spessartite.

v. Lamprophyres indifférenciés, plus ou moins altérés. Sur le terrain ces lamprophyres se distinguent des précédents par leur teinte vert délavé. La barre rocheuse située en bordure nord de la D 906, au Nord de Saint-Gervais-sous-Meymont, offre une coupe W-E ($x = 698,5$ à $698,7$; $y = 77,63$) qui montre un faisceau de plusieurs filons de direction $N10^\circ E$ et pendage de $80^\circ W$, recoupant le « granite » de Saint-Dier et comprenant d'Ouest en Est :

- un mince filon lenticulaire de puissance 15 cm, avec un placage de quartz plus pyrite à son mur (éponte est) ;
- deux filons très proches, aux épontes « ondulantes », de 40 et 15 cm de puissance respectivement ;
- un filon minéralisé en pyrite disséminée, de puissance 60 cm, aux épontes également « ondulantes » ;
- un ensemble de trois filons se rejoignant vers le haut, le plus épais se distinguant non seulement par sa puissance qui atteint environ 3 m, mais encore par le fait que la texture est finement grenue (1,5 mm) au cœur du filon (où se trouvent en outre des fentes en échelon à remplissage de quartz) et diminue progressivement en direction des épontes pour devenir microgrenue et légèrement porphyrique le long du contact avec le granitoïde, hydrothermalisé.

Les roches de tous ces filons font effervescence à l'acide chlorhydrique par suite de l'abondance de calcite secondaire. En raison de la finesse du grain, les minéraux sont difficiles à distinguer macroscopiquement. L'observation microscopique montre une texture généralement microgrenue, porphyrique ou non, et une paragenèse minérale ne comprenant que des phases secondaires ou de rares reliques de minéraux primaires. Grâce à leurs formes on peut encore parfois reconnaître soit des (phéno)cristaux de plagioclase complètement pseudomorphosé en calcite plus parfois albite et/ou

quartz, soit des lamelles de biotite complètement altérée en chlorite + minéraux de fer et/ou titane + parfois mica blanc ou calcite, soit encore des fantômes d'amphibole chloritisée. La calcite est généralement abondante sous forme de facules, de petites plages interstitielles ou de veinules. La pyrite est presque toujours présente. Les autres minéraux inventoriés sont globalement les suivants : quartz, feldspath potassique (uniquement secondaire ?), épidote, prehnite, leucoxène.

Ces roches peuvent dériver, par altération tardi- à postmagmatique, soit de spessartite, analogue à celle qui est décrite ci-dessus, soit de kersantite, soit encore - pour le faciès le plus riche en biotite chloritisée et contenant du feldspath potassique - de minette.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES

Éocène supérieur probable

P. Paléosol ferrugineux (« sidérolitique »). L'équivalent des niveaux rouge brique, décrits dans la partie sud du bassin tertiaire sur la feuille Arlanc, n'est visible qu'en un seul point de la carte, situé à la Tour-Goyon vers l'extrémité nord du bassin d'Ambert, comme cela est indiqué par P. Glangeaud dans la notice de la carte Montbrison à 1/80 000. P. Larqué (1981) distingue deux épisodes d'altération rubéfiante dans la partie orientale du Massif central : l'un à l'Éocène supérieur, l'autre au Rupélien (Stampien). Cependant le premier est le plus largement répandu sur l'ensemble du Massif central (Simon-Coinçon *et al*, 1983 ; Thiry *et al*, 1983). Aussi rapportons-nous à l'Éocène supérieur le paléosol de la Tour-Goyon.

Accolé à un bloc de socle faillé pénétrant dans le bassin, il s'agit d'un niveau pédogénisé représenté par un sédiment argilo-gréseux brun à rouge brique, à quartz de taille hétérogène, corrodés et éclatés, flottant dans une matrice argileuse. L'affleurement n'est visible que sur quelques mètres au fond d'un chemin, puis recouvert par les niveaux grésos-arkosiques oligocènes. Son induration, probablement liée à celle des sédiments oligocènes, lui a valu de rester apparent dans une position haute, alors que dans le reste du bassin, aucun autre paléosol n'a pu être reconnu à l'affleurement. Alors que P. Glangeaud a observé une « granulite profondément rubéfiée », il semble que la rubéfaction du granite à deux micas péri-Forez soit très limitée, et que le contact entre le paléosol et le socle cristallin soit assez net.

Oligocène

g. Argiles, sables feldspathiques, grès arkosiques. L'ensemble des sédiments argilo-sableux qui remplissent le fossé d'Ambert a été représenté,

comme sur la feuille Arlanc, par une même unité lithostratigraphique. En l'absence d'élément de datation, un âge oligocène est retenu pour ces formations, par analogie avec les fossés voisins du Forez et des Limagnes.

Les différents faciès qui ont été répertoriés se répartissent plus ou moins dans certains secteurs du bassin, mais ne forment pas des niveaux individualisables cartographiquement. Sur le terrain on distingue cependant des niveaux grésos-arkosiques, qui affleurent particulièrement bien au Nord-Ouest dans le secteur de la Tour-Goyon et de Puy-Besson, puis le long de l'escarpement en rive droite de la Dore, où ils apparaissent en bancs massifs subhorizontaux assez réguliers de plusieurs mètres d'épaisseur, et enfin à l'Est d'Ambert. Il est difficile de dire s'il s'agit de niveaux constants qui sont recouverts par d'autres types de faciès, si ces niveaux correspondent à une induration locale d'un faciès tendre, ou s'ils varient latéralement, ce qui est le cas le plus fréquent dans ce genre de bassin.

FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES

L'étude des laves du Forez affleurant sur la feuille Ambert a montré que ce sont des laves basiques alcalines (Hernandez, 1971). Elles comprennent essentiellement des basanites, présentant des paragenèses de fin de cristallisation à analcime ou à leucite, et des faciès hétéromorphes de basanites (mandchourites, limburgites, basanitoïdes) :

- basanites à leucite. Le type pris à la roche Gourgon montre une mésostase formée par de la leucite en « taches » pœcilitiques, du feldspath alcalin, de la néphéline et un peu de biotite ;
- basanites à analcime. Dans ces roches, l'analcime cristallise soit en phase interstitielle, soit en microphénocristaux automorphes. Les autres minéraux de fin de cristallisation sont du feldspath alcalin et de la biotite. L'analcime automorphe est surtout fréquente dans les mandchourites, c'est-à-dire dans des laves dont le fond est vitreux ;
- basanitoïdes. Les laves de ce type possèdent une mésostase vitreuse et le feldspathoïde n'est pas exprimé minéralogiquement. De ce fait elles ne peuvent pas être rattachées, en partie ou totalement, à l'un des deux types précédents ;
- limburgites et mandchourites. Elles sont formées uniquement par de l'olivine et du clinopyroxène dans un verre, c'est-à-dire que feldspathoïde et feldspath n'apparaissent pas dans la composition modale.

Les basanites à leucite et les basanites à analcime forment deux groupes se distinguant par la nature du feldspathoïde interstitiel. La nature du feldspathoïde semble indiquer une tendance sodique pour les basanites à analcime et une tendance potassique pour les basanites à leucite. Entre les limburgites et les basanites, tous les termes de transition existent.

β_1^7 . **Basanites à leucite.** Signalées dans les Causses et en Auvergne, ces roches ont été décrites pour la première fois dans le Forez par J. Hernandez (1971) qui a mis en évidence de la leucite dans trois gisements, dont deux sur la feuille Ambert : la Farge et la roche Gourgon.

Gisement de la roche Gourgon. Le dyke (épais filon) de la roche Gourgon est situé sur la ligne de crête des monts du Forez ($x = 721,2$; $y = 69,9$), à 1 420 m d'altitude. C'est un appareil de 300 m de longueur et 100 m de largeur, affleurant dans de bonnes conditions et formé de deux pointements appartenant à la même protrusion orientée NW-SE. La roche gris foncé est prismée verticalement et se débite en dalles. De nombreux éboulis se trouvent juste au pied de pointements.

Macroscopiquement, la roche montre une pâte très sombre sur laquelle se détachent des phénocristaux de deux silicates ferromagnésiens :

- olivine, relativement abondante, de taille millimétrique ou plus rarement plurimillimétrique et de teinte verte à brune ;
- clinopyroxène, peu abondant, de taille millimétrique et de teinte noire.

Au microscope, la texture est porphyrique et microlitique. Parmi les phénocristaux, l'olivine (~ 10 %) est généralement craquelée et plus ou moins iddingsitisée, alors que le clinopyroxène est automorphe, zoné avec un cœur légèrement verdâtre, entouré d'un pyroxène incolore, très vite relayé par une zone brun rosé, et l'on observe également des minéraux opaques constitués de titanomagnétite. La mésostase comprend du clinopyroxène sous forme de nombreux microlites fréquemment maclés en sablier ou parfois d'amas de petits cristaux de titanomagnétite, de très rares paillettes de biotite et de l'abondante apatite ; la phase interstitielle comprend de la néphéline, du feldspath alcalin (anorthose ?), du plagioclase et des taches de leucite à macles polysynthétiques.

Les enclaves sont rares. J. Hernandez (1971) décrit des enclaves homogènes à clinopyroxène et amphibole qui est la plupart du temps transformée en rhönite et minéraux opaques.

Gisement de la Farge. D'après J. Hernandez (1971) ce gisement n'est représenté que par des blocs de lave, à 500 m environ au Sud-Ouest de Grandris. Il était signalé sur la carte du CEA à 1/250 000 mais n'a pas été retrouvé.

L'analyse chimique de la roche (tabl. IX en annexe) montre une faible teneur en silice (42,90 %) et une forte teneur en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,86$ %). Dans le calcul de la norme, il en résulte une sous-saturation marquée et la leucite apparaît en faible quantité.

β_7^a . **Basanites à analcime.** Les basanites à analcime sont les roches les plus représentées dans le Forez. Leurs caractères sont proches de ceux des

basanitoides (cf. plus loin). Seule la mésostase diffère car elle est minéralogiquement exprimée et polycristalline. La paragenèse de fin de cristallisation est la suivante : analcime-feldspath alcalin-biotite et l'on distingue deux types selon l'habitus de l'analcime :

• **Basanites à analcime interstitielle**. Elles constituent les gisements de Grandris, Montagut, Bucherolles, Fraisse, Montvadan et des Prats-de-la-Chau.

La coulée de Grandris est prismée, a environ 50 m d'épaisseur, montre une altération en boules et renferme des nodules de péridotite rubéfiée et des enclaves de socle. Une carrière a été ouverte en $x = 723,5$; $y = 76,9$. Le lambeau de coulée de Montagut ($x = 720,2$; $y = 76,2$) a de 50 à 60 m de diamètre et est grossièrement prismé perpendiculairement au substratum. La colline de Fraisse ($x = 725,85$; $y = 71,9$) est constituée d'un neck vertical dont le contact avec le granite est visible. Nodules de péridotite et enclaves de socle sont abondants. Le gisement de Montvadan ($x = 724,5$; $y = 70,75$) a été découvert par J. Hernandez (1971). C'est un filon orienté NW-SE recoupant le socle et formant un ressaut très net dans la topographie. La roche se présente en gros blocs non prismés, ayant parfois un aspect scoriacé.

N'ont pas été retrouvés le gisement de Bucherolles et celui des Prats-de-la-Chau, représenté (Hernandez, 1971) par quelques blocs de lave (atteignant 1 m^3) dans les chemins et les sous-bois le long d'un chemin montant depuis Saint-Yvoye vers le méplat des Prats-de-la-Chau ($x = 726$; $y = 64,5$).

Toutes ces roches ont une texture porphyrique. L'olivine (0,1 à 2 mm) est toujours présente en phénocristaux automorphes et corrodés ; elle contient des spinelles automorphes de petite taille ; elle est altérée en produits micacés verdâtres et très rarement en iddingsite. Le clinopyroxène montre fréquemment un cœur verdâtre, xénomorphe, entouré par un pyroxène incolore passant progressivement à une bordure brun clair à brun violacé automorphe.

Les microlites comprennent de l'olivine en petits grains arrondis (10 à 30 μm), du pyroxène brun violacé automorphe ou en grains arrondis (10 à 80 μm), du plagioclase basique automorphe, quelquefois poëcilitique de 10 à 120 μm de longueur. Les minéraux opaques sont toujours présents en deux générations, l'une en cristaux de grande taille (jusqu'à 700 μm) et toujours corrodés, l'autre en cristaux automorphes de 5 à 40 μm .

La mésostase interstitielle est polycristalline, toujours constituée d'analcime, de feldspath alcalin et de biotite. La néphéline n'a pas été observée dans ces roches. L'apatite, très ténue, accompagne ces minéraux. Dans quelques cas la mésostase n'est pas entièrement cristallisée et des zones vitreuses apparaissent. Certains échantillons montrent soit un mélange des phases, soit une ségrégation, des phases cristallisées se rassemblant en plages subcirculaires entourées de minéraux opaques très fins.

Les basanites à analcime renferment fréquemment des vacuoles dans lesquelles ont cristallisé des zéolites et des carbonates.

Les xénolites qui sont associés à ces roches sont dans tous les cas des nodules de péridotite (olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, spinelle), pouvant renfermer des xénoctaux d'amphibole et d'apatite violacée ainsi que des enclaves de socle.

• **Basanites à analcime automorphe.** La minéralogie de ces roches est identique à celle des précédentes mais l'analcime, au lieu de cristalliser en phase interstitielle, cristallise en petites plages subautomorphes de 30 à 100 μm de diamètre. Cet habitus de l'analcime apparaît soit dans des basanites au sens strict (c'est-à-dire holocristallines), soit dans des mandchourites (Hernandez, 1971).

Sur la feuille Ambert, ce type est représenté vers le sommet du filon de limburgite de Chalmazel ($x = 718,55; y = 79$), par un faciès de mandchourite dans lequel l'analcime apparaît en petits (30 à 80 μm) globules automorphes à inclusions, concentriques ou centrales, de pyroxène, minéraux opaques et apatite.

$v\beta^7$. **Basanitoïdes.** Selon J. Hernandez, un basanitoïde est une lave basique alcaline contenant plus de 5 % de néphéline normative et pas de feldspathoïde modal.

Dans le Forez, les basanitoïdes forment un groupe dont les caractères pétrographiques sont, optiquement homogènes :

- la texture est toujours porphyrique avec une pâte hyalopilitique ;
- les phénocristaux sont formés par de l'olivine, de l'augite et du plagioclase ;
- la mésostase est constituée par un verre brun clair à brun foncé.

Ces caractères permettent d'appliquer à ces laves le terme de basanitoïde même si l'on ne possède pas d'analyse chimique.

Les gisements sont ceux de Saint-Georges-en-Couzan ($x = 23,55 ; y = 79,4$), Sauvain ($x = 721,5 ; y = 76,5$) ; Disangue ($x \sim 720,5 ; y \sim 77,4$), Chevelières ($x \sim 719,4 ; y \sim 77,6$), Font-Froide ($x = 720,3 ; y = 75,75$), Grande-Pierre-Bazanne ($x = 721,5 ; y = 68,2$), Petite-Pierre-Bazanne ($x = 722,8 ; y = 68,2$), Grand-Genévrier ($x = 719,1 ; y = 66,5$).

À **Saint-Georges-en-Couzan**, une ancienne carrière permet d'observer un dyke orienté NNW-SSE avec des orgues ayant une disposition remarquable : subhorizontales à la base de la carrière, elles convergent et se verticalisent vers le haut.

Les lambeaux de Sauvain, Disangue, Font-Froide et Chevelières se situent à une altitude de 920 à 1 000 m et forment un ensemble discontinu s'étendant sur 3 km de long dans une direction $\sim N130^\circ E$, entre la faille $N140^\circ E$ de Chalmazel au Sud et la vallée du Lignon au Nord. Cet ensemble

était-il discontinu dès l'origine ou constituait-il, avant érosion, une entité continue ?

Le gisement de **Sauvain** est le plus important avec une superficie d'environ 1,5 km². Au sommet, la lave est finement prismée (pendage 60°NW) avec de très nombreuses enclaves de socle et des nodules de péridotite. Une grande carrière a été ouverte 250 m au Nord-Ouest de Sauvain au Sud de la grotte, en contrebas de la route du Mas ($x = 721,95$; $y = 76,15$). Deux autres, plus petites, se situent l'une sur le flanc nord (près de l'embranchement de la route du Mas avec la D 101) et l'autre à l'extrémité nord-ouest, tout près de la D 101 ; on y observe un débit plus grossier, des enclaves et nodules beaucoup moins fréquents, ainsi que des prismes pendant à 20° vers le Nord-Est. Enfin à la cote 910, il n'existe plus de prismation mais un débit en dalles épaisses. En 1995, on pouvait voir à 150 m à l'WSW du hameau de Fontapin, dans le talus et le fossé sud de la route du Mas, la base de la coulée reposant sur une paléoaltérite granitique, d'environ 1 m d'épaisseur, évoluant de haut en bas d'un faciès argileux et ocre à un faciès sableux et grisâtre surmontant la roche mère : le granite à biotite du Forez.

L'épaisseur du gisement de Sauvain est d'environ 60 m et l'écoulement de la (ou des coulées) semble s'être fait vers l'ESE. On peut y rattacher le lambeau en forme de haricot, situé juste au Sud, à l'Ouest du hameau des Champs.

Au Nord de **Disangue**, trois petits lambeaux de coulée, très proches les uns des autres, ont été conservés aux sommets de trois collines. Leur épaisseur est faible (10 à 15 m). Entre les deux lambeaux méridionaux se trouvent des galets de quartz épars qui laissent supposer que la coulée repose sur une ancienne terrasse fluviale du Lignon, à quelque 200 m au-dessus du cours actuel de cette rivière.

À environ 100 m au Nord-Est de **Font-Froide**, un témoin de coulée présente un débit en dalles. Vers le bas de la coulée la roche prend un aspect scoriacé et repose sur le granite par l'intermédiaire d'une zone de cailloutis mêlés à de la lave.

Dans le petit lambeau de coulée de **Chèvelières**, une fine prismation est visible au sommet mais devient plus fruste vers le Nord-Ouest. Ce lambeau a une forme ovoïde avec un allongement WSW-ENE, et a une épaisseur de 10 à 15 m. Le meilleur affleurement, qui a fait l'objet d'une petite exploitation, se trouve en limite sud du gisement.

Tout comme celui de la **Petite-Pierre-Bazanne**, le neck de **Grande-Pierre-Bazanne** est visible depuis le GR 3, au Nord-Ouest du col de Baracuchet. Il est bien dégagé, a une dizaine de mètres de diamètre et culmine à une dizaine

de mètres au-dessus du sol. La roche est prismée verticalement et d'assez gros nodules à olivine et pyroxène sont visibles.

L'appareil de Petite-Pierre-Bazanne ne mesure que quelques mètres de diamètre et présente un système d'orgues convergentes vers le sommet.

Les affleurements du **Grand-Genévrier** sont formés par trois pointements très voisins de 1 à 2 m² chacun. La lave présente un débit en prismes pendant fortement vers le SSE.

M.L. Grimer (1857) cite un volcan nommé « Montauboux » et P. Glangeaud (1910b) un appareil aux Sagnes. En effet, à environ 1 km au SSW de Goutte-Claire, le long d'une nouvelle piste forestière rejoignant le Chiret (en $x = 718,2$, $y = 75,7$) on observe dans le talus de nombreux prismes basaltiques ; dans les broussailles en remontant vers l'Ouest aux Sagnes on peut également trouver des fragments de cette roche, quasiment en place.

Les roches de ces gisements sont toutes caractérisées par la présence de phénocristaux d'olivine automorphe et fortement corrodée et généralement de clinopyroxène fortement zoné. Les microlites sont constitués par du clinopyroxène, du plagioclase en lattes, des minéraux opaques souvent en deux générations et de l'apatite aciculaire. La mésostase est vitreuse, souvent brun-rouge. Les variations sont faibles et concernent essentiellement le pourcentage de verre interstitiel et la teneur modale en plagioclase. Le basanitoïde de Saint-Georges-en-Couzan présente une texture à tendance doléritique peu commune dans le Forez.

Sur le plan géochimique, les 4 analyses de basanitoïdes (tabl. IX en annexe) semblent se scinder en deux groupes, l'un (éch. 2 à 4) possédant une teneur normative faible en néphéline et tendant vers les basaltes alcalins à olivine (Petite-Pierre-Bazanne et Saint-Georges-en-Couzan), et l'autre (éch. 5) beaucoup plus sous-saturé et tendant vers les basanites à leucite par ses teneurs en K₂O (Grand-Genévrier, Sauvain).

$v\beta_a^7$. **Limburgites et mandchourites.** Ces roches constituent le filon qui affleure à 1,5 km au Sud-Est de Chalmazel, en bordure nord de la D 6 ($x = 718,33$; $y = 78,77$) de part et d'autre du chemin d'accès à un pavillon, et se retrouve en pierres volantes à 150 m plus au Nord, au-dessus de la petite route menant de Chalmazel au hameau de Juel. En 1995, le dégagement du fossé de la D 6 à la pelle mécanique permettait d'observer un filon :

- intrusif dans le granite hétérogène de Chalmazel, plus ou moins arénisé et renfermant, à l'Ouest du filon, des enclaves de roche grise riche en biotite ;
- d'orientation subméridienne (N170°E), pendage de 70° vers l'Est, et puissance d'une trentaine de mètres ;

- montrant d'Ouest en Est la coupe suivante : au mur, un faciès gris et vacuolaire, de 10 cm de puissance, surmonté d'un faciès noir à amygdales millimétriques orientées parallèlement au contact avec le granite, passant rapidement au faciès prédominant, qui est grossièrement prismé à massif, montre de petits phénocristaux d'olivine sur un fond noir, est masqué en grande partie par des éboulis de pente et passe, à l'Est du chemin qui mène au pavillon, à un faciès gris, altéré, localement argilisé, renfermant d'abondantes enclaves de granite dont la taille hétérogène varie entre quelques millimètres et environ 1 m ; au toit se trouve un faciès gris clair, se débitant en petites boules de diamètre pluricentimétrique, en contact avec un granite arénisé de teinte rouille.

Les caractères microscopiques sont ceux d'une limburgite. En effet la mésostase est formée par un verre brun fortement chargé en minéraux opaques aciculaires (ilménite ?) et interstitiel par rapport aux phénocristaux :

- olivine (0,06 à 0,8 mm) automorphe ou subautomorphe, corrodée, altérée en produits phylliteux verdâtres ou remplacée par des carbonates ;
- clinopyroxène (20 à 40 μm) très abondant, brun violacé, homogène ;
- minéraux opaques automorphes (5 à 40 μm).

Au sommet du filon cette limburgite passe à une manchourite à analcime automorphe en petits globules de 30 à 80 μm , contenant des inclusions concentriques ou centrales de pyroxène, de minéraux opaques et d'apatite.

Dans les petites enclaves de granite, l'étude en lame mince montre une opacification des feldspaths et une auréole réactionnelle autour des cristaux de quartz.

En 1995, lors des levés de la présente carte, les travaux d'élargissement de la D 101 entre Chalmazel et Sauvain ont permis de découvrir un autre filon de limburgite, situé ($x = 718,88$; $y = 78,44$) à 250 m au Nord-Ouest de Chevelières. Ce mince filon a une puissance ne dépassant de 15 cm, une direction également subméridienne (N10°E) et un pendage de 55°E. Il correspond à une injection de magma basique entre le granite à biotite du Forez, au toit, et un panneau de migmatites associé à ce granite d'anatexie, au mur.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles forment une couverture quasi continue sur l'ensemble de la feuille. En effet, si les roches volcaniques tertiaires affleurent relativement bien, le substrat constitué par le socle varisque n'apparaît que rarement sous forme de barres et chicots rocheux, car il est généralement arénisé *in situ* et/ou couvert par une ou plusieurs des formations superficielles suivantes :

- arènes remaniées (allotérites) ;
- alluvions fluvio-glaciaires et moraines liées à la calotte glaciaire qui recouvrait une grande partie des monts du Forez, il y a quelque 10 000 ans ;
- alluvions fluviales anciennes ou récentes, liées au réseau hydrographique ;
- dépôts de versant et colluvions de divers types.

Altérites plus ou moins remaniées

Bien qu'elles soient très développées, en surface en tout cas, les altérites développées sur le socle varisque n'ont pas été représentées sur la carte, car :

- les conditions d'affleurement sont « déplorables » (Etlicher, 1986), d'autant que l'exode rural fait que de plus en plus de terrains sont laissés en friche et envahis par des genêts, fougères et autres espèces végétales, ce qui ne facilite pas le travail du géologue ;
- à l'exception de la feuille Issoire à l'Ouest où ces altérites sont représentées, c'est la nature lithologique du substrat qui a été privilégiée sur les cartes voisines déjà éditées : feuilles Noirétable, Montbrison, Arlanc.

Quelques rares entailles anthropiques montrent que les arènes ont des épaisseurs variables et que la transition entre la formation sableuse ou sablo-argileuse et la roche mère peut être soit brutale, soit progressive. Par exemple, juste à l'Est de Chamaly un ancien grattage situé ($x = 703,6$; $y = 79,05$) en bordure nord de la D 33 montre une arène passant au granitoïde de Saint-Dier qui présente une superbe altération supergène en cocardes dues à une rubéfaction suivant des zones concentriques.

Le développement de l'arénisation est gouverné par des facteurs morphologique, lithologique et tectonique. Le facteur morphologique se traduit par le fait que les arènes sont :

- moins développées sur les versants redressés des entailles les plus récentes, comme par exemple le long de la vallée de la Dore où les barres rocheuses sont fréquentes ;
- plus développées (avec une épaisseur impossible à estimer par de simples observations de surface) sur les plateaux et les croupes, comme c'est notamment le cas pour le « granite » de Saint-Dier qui est fortement arénisé sur les plateaux situés de part et d'autre de l'entaille de la Dore, à tel point que les murs des constructions anciennes sont essentiellement en pisé.

La surface sommitale des monts du Forez est un cas particulier. D'après B. Etlicher (1986) elle apparaît comme une « pédiplaine à évolution très poussée » où l'arénisation est développée sur de grandes épaisseurs sans que les raisons en soient clairement connues. Une de ces raisons est la grande hétérogénéité du socle à cet endroit : comme le montre bien la carte, le sec-teui de Pierre-sur-Haute se trouve au toit du dôme anatectique du

Velay-Forez, dans une zone d'imbrication complexe entre le granite du Forez, « homogène dans son hétérogénéité », et les deux types de granitoïdes péri-Forez (ou plutôt supra-Forez dans ce cas) eux aussi particulièrement hétérogènes à cet endroit par suite de l'abondance des corps de roches intermédiaires à basiques.

Sur cette surface sommitale c'est le granite-granodiorite porphyroïde à biotite qui apparaît comme la roche de socle la plus résistante à l'arénisation. C'est également le cas sur les versants des monts du Forez et notamment sur le flanc oriental où ce faciès porphyroïde constitue le roc de l'Olme qui sert de rocher d'escalade, à l'Ouest de Chalmazel. Trois facteurs peuvent concourir à expliquer ce phénomène :

- le granitoïde de type $\rho\gamma^{3-4}$ est plus riche en biotite, et corrélativement en fer, que les autres granitoïdes du Forez et de la ceinture péri-Forez ; or l'importante exsudation de fer au début de l'arénisation peut ralentir considérablement la progression de cette altération car elle favorise, en milieu tropical du moins, le cuirassement et donc la résistance à l'érosion (Etlicher, 1986 : p. 46) ;
- dans ce granitoïde le quartz est déformé, recristallisé, voire laminé, ce qui peut également contribuer à renforcer sa résistance (Etlicher, 1986 : p. 47) ;
- par son caractère porphyroïde, ce granitoïde a un grain relativement grossier ; or, la densité de fracturation d'un granitoïde est en règle générale d'autant plus faible que sa taille de grain est plus élevée, comme cela a bien été mis en évidence par le BRGM lors de la recherche de sites granitiques pour le stockage de déchets radioactifs.

Ce dernier facteur souligne l'influence de la fracturation sur le développement des arènes. À une autre échelle cela se traduit par le fait que les altérations supergènes sont très accusées le long des failles et corrélativement en bordure des fossés tectoniques.

Parmi les roches de socle autres que les granitoïdes, l'altération supergène est très sensible dans les migmatites et encore plus dans les lamprophyres qui sont fréquemment argilisés à l'exception du faciès noir, riche en amphibole, de type spessartite.

Formations glaciaires

Au Weichsélien (Würm) et probablement aussi aux plus intenses périodes froides du Quaternaire moyen, les monts du Forez ont été largement recouverts de glace. Si les moraines des glaciers les plus développés sont bien caractéristiques, la morphologie glaciaire est discrète. En conséquence, les marques glaciaires du Forez, reconnues seulement en 1910 (P. Glangeaud, 1910a) ont été longtemps contestées. Un inventaire assez précis des dépôts

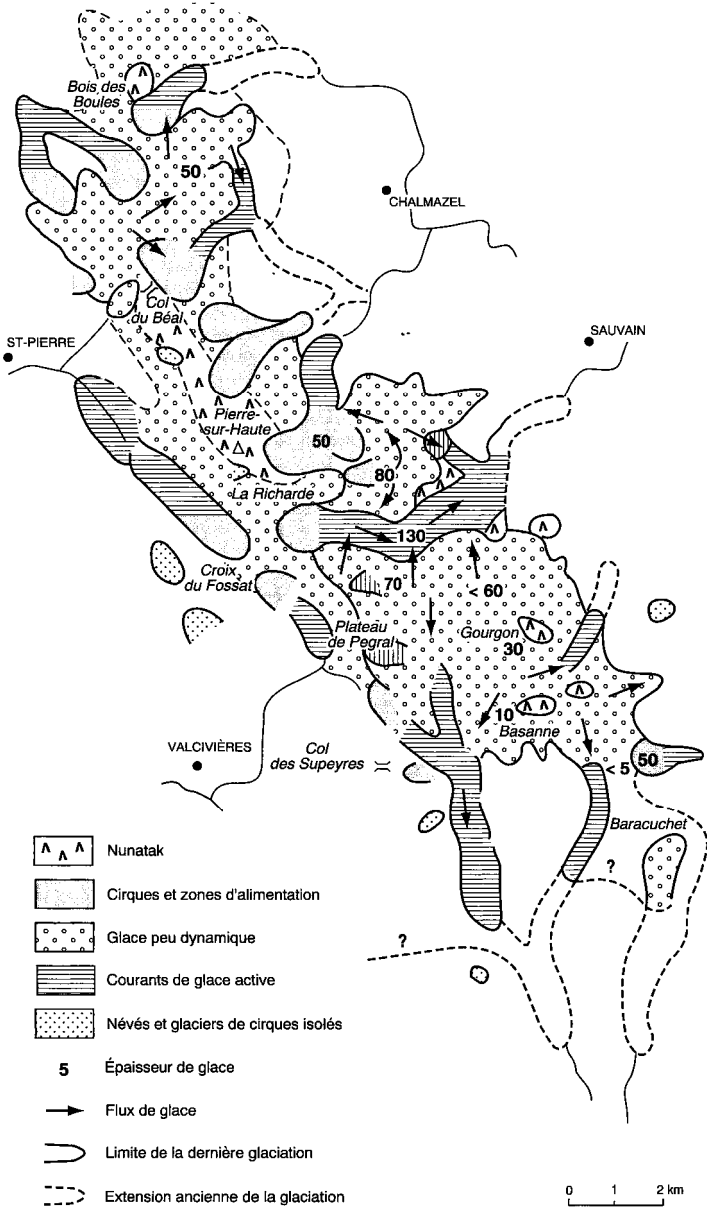


Fig. 8 - Épaisseur et dynamique de la calotte glaciaire forêtzienne (d'après une compilation de deux figures de B. Etlicher, 1986)

et formes glaciaires est apporté par les travaux de Y. Veyret (1981) et surtout de B. Etlicher (1986). C'est à ce dernier auteur qu'a été emprunté, après une rapide vérification sur le terrain, l'essentiel des contours des formations glaciaires figurant sur la présente carte.

La masse glaciaire des monts du Forez s'est étendue, du Nord vers le Sud, depuis le bois des Boules, en limite septentrionale de la carte, jusqu'au col des Supeyres voire jusqu'à la limite méridionale de la carte (fig. 8), soit sur 15 à 20 km de long. D'Ouest en Est, sa largeur atteignait un maximum de 7 à 8 km. D'après B. Etlicher (1986), l'épaisseur de la calotte sommitale était de quelques dizaines de mètres en général et n'atteignait la centaine de mètres que dans les cuvettes surcreusées. Lors des périodes d'extension maximale, elle débordait dans les vallées les plus profondément encaissées (fig. 8 et 9).

En raison du contexte morphologique (plateaux plus vastes à l'Est de la ligne de crête) et d'une alimentation neigeuse par vent de secteur ouest, la calotte était plus développée sur le versant oriental des monts du Forez, la glace s'écoulant préférentiellement vers l'Est. Les sommets situés entre le col du Béai et Pierre-sur-Haute auraient émergé de la glace (Etlicher, 1986). Sur le versant occidental, le seul glacier bien développé, situé dans la haute vallée du ruisseau de Vertolaye, a bénéficié d'une orientation vers le Nord-Ouest et d'une bonne alimentation par les neiges soufflées au col de Chantert et sur la montagne de Monthiallier.

La disposition et le degré d'altération des moraines permettent de distinguer (Etlicher, 1986) trois stades de développement des glaciers :

- le stade du Lachet correspondant à l'avancée maximale connue, marquée par les moraines les plus altérées, figurées avec le symbole G ;
- le stade des Champas, attribué au maximum wechsélien, caractérisé par des moraines terminales doubles ;
- le stade des Alières, très en retrait, où les appareils glaciaires des vallées sont déconnectés de la calotte glaciaire sommitale.

Les moraines peu altérées de ces deux derniers stades sont regroupées sur la carte et affectées du symbole Gy.

Sur la carte géomorphologique dressée par B. Etlicher (1986) figurent de nombreuses formes d'érosion glaciaire comme par exemple le cirque glaciaire du Chorsin, ouvert sur la vallée du ruisseau de Pierre-Brune. Ces formes n'ont pas été reportées sur la carte géologique par souci de lisibilité et parce qu'elles ne sont pas caractéristiques pour la plupart.

En coupe, les moraines du Forez se reconnaissent par leur faciès d'argile à blocs : blocs de forme arrondie ou anguleuse, cailloux et galets, sains ou

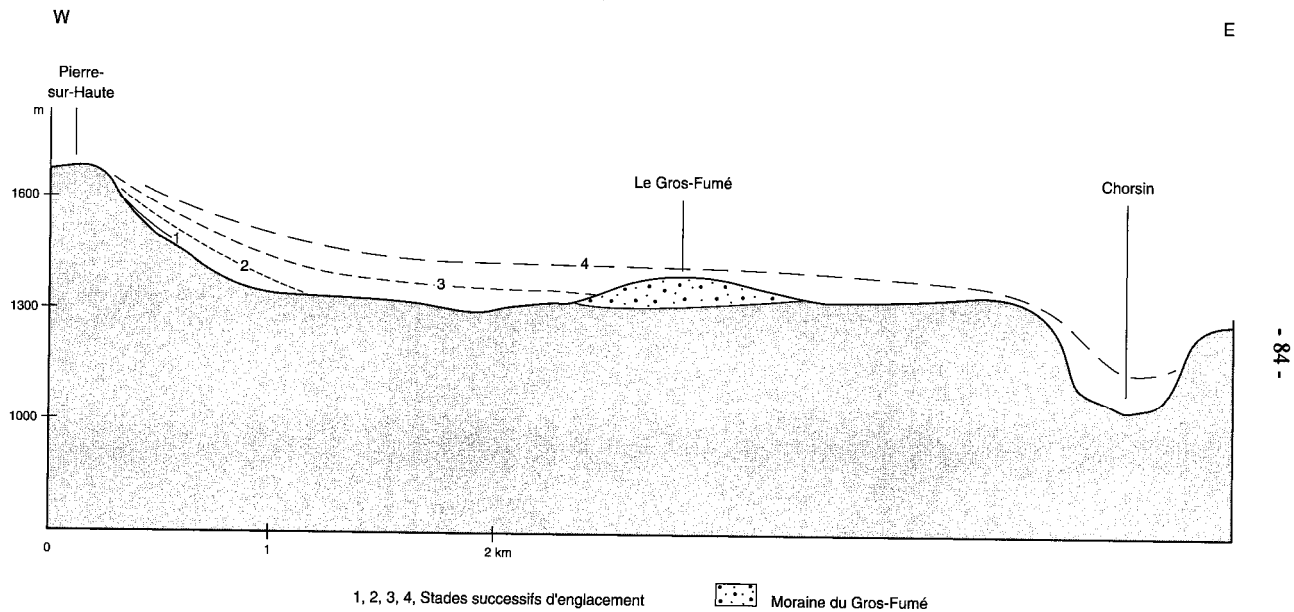


Fig. 9 - Le système d'englacement du plateau du Gros-Fumé (extrait de Etlicher, 1986)

altérés, flottants ou plus rarement jointifs, dans une matrice brunâtre à brun-beige, compacte, constituée de graviers, sables et limons, et ayant l'aspect d'un mortier terreux. Les moraines de fond sont si tassées que les eaux de ruissellement courent à leur surface et franchissent les talus en petite cascade. Ce sont les roches-mères de sols fréquemment noirs, humiques et hydromorphes.

Certaines moraines très riches en blocs constituent de véritables chaos rocheux, comme par exemple le long de la D 66E sur la rive gauche du ruisseau de Vertolaye, entre Pré-Daval et le point coté 1 097, ou dans la partie amont de la vallée de la Morte vers le point coté 1 175, en bordure d'une piste forestière. Ces chaos diffèrent des amas de blocs laissés par le lessivage des arènes par l'abondance de petits blocs arrondis, une fréquente patine blanchâtre et un aspect d'un énorme tas de blocs entassés et bousculés par un gigantesque bulldozer.

Les marqueurs pétrographiques (éléments rocheux originaires de l'amont ou de bassins diffluant, et différents des matériaux des versants) sont rares du fait que le substratum des monts du Forez est un ensemble très hétérogène, notamment au niveau de la ligne de crête, constitué par un assemblage de migmatites et surtout de divers types de roches plutoniques : à proximité de Pierre-sur-Haute on peut distinguer jusqu'à quatre types pétrographiques différents dans une seule petite carrière (cf. description des roches de type ηq).

G. Moraines anciennes. En 1995, le meilleur affleurement se situait ($x = 715,8$; $y = 77,6$) en rive droite du Lachet, dans le talus de la D 63. Il s'agit de moraines typiques à aspect d'argile à blocs (cf. description ci-dessus). Les blocs et galets sont faiblement altérés, beaucoup moins que dans les moraines externes des Vosges, situées, il est vrai, 500 m plus bas en altitude. B. Etlicher (1986) a remarqué que les fractions sableuse et fine sont constituées de matériaux plus altérés que dans le cas des moraines Gy : le plagioclase est absent, la kaolinite plus abondante que la gibbsite, les interstratifiés chlorite-vermiculite sont très altérés.

Gy. Moraines récentes, d'âge weichsélien. Ces moraines sont très étendues sur les plateaux situés à l'est de la crête principale, entre le col du Béal et Grande-Pierre-Bazanne, ainsi que dans les principales têtes des vallées qui les drainent. Elles sont également abondantes au Nord du col du Béal et, sur le versant ouest des monts du Forez, à l'amont des ruisseaux de Vertolaye et de Batifol. De bons affleurements se trouvent le long des pistes forestières du bois de Couzan (sur le domaine skiable de Chalmazel) et dans la haute vallée du ruisseau de Vertolaye, le long de D 66E. Elles se présentent en placages sur les versants et en fonds de vallées, soit en bourrelets constitués par le faciès d'argile à blocs, plus ou moins lavés, soit en amas de blocs comme par exemple à Pré-Daval où, en bordure de la piste qui

longe la rive gauche du ruisseau de Vertolaye, se trouve un chaos renfermant un énorme bloc : « la roche en forme de coque de navire ». Plus en amont (cote 1 225) cette piste traverse le ruisseau au niveau de l'ancien lac glaciaire du Fossat, comme l'indique un panneau émaillé.

Alluvions

RF. Alluvions anciennes résiduelles et plus ou moins remaniées : galets épars. Les alluvions les plus anciennes sont représentées par trois lambeaux de cailloutis à galets et blocs de socle et de quartz, de faible épaisseur et à la répartition imprécise. Le lambeau le plus méridional se trouve au lieu-dit la Masse au Sud d'Ambert. Plus au Nord (Villeneuve, les Bruyères de Châtelet), on trouve également le même type de formations résiduelles, mais à des altitudes trop élevées par rapport à la Dore pour pouvoir être considérés comme des alluvions. Il s'agirait plutôt de matériaux de déjections transportés. Sans datation précise, ces dépôts sont attribués au Quaternaire ancien à moyen.

Fx. Alluvions anciennes : sables et graviers ; Fy. Alluvions récentes : sables et graviers ; Fy-z. Alluvions actuelles et récentes indifférenciées ; Fz. Alluvions actuelles et subactuelles : limons, sables et graviers. L'étagement des terrasses n'est visible qu'en rive gauche de la Dore où les alluvions anciennes et récentes forment deux terrasses superposées peu importantes Fx et Fy d'une épaisseur de 4 à 5 m chacune. Les alluvions actuelles Fz sont emboîtées dans la terrasse Fy et s'élargissent vers l'aval du bassin. Dans les vallées des autres rivières la distinction des alluvions Fy et Fz est généralement difficile, voire impossible, de sorte qu'elles sont regroupées sous la notation Fy-z.

Dans les parties amont ces alluvions sont fréquemment mélangées à des colluvions, l'ensemble est cartographié en CF.

FGy. Alluvions fluvio-glaciaires récentes. Distinguées par B. Etlicher (1986) et reportées sur la présente carte, elles se sont déposées dans des lacs derrière des bourrelets morainiques.

Sur le versant occidental des monts du Forez, de telles alluvions constituent le comblement du lac situé derrière le barrage morainique de la ferme du Fossat ; à l'endroit ($x = 713,75$; $y = 72,35$; $z = 1225$) où la piste menant à cette ferme franchit le ruisseau de Vertolaye, un panneau émaillé, implanté par les responsables du parc naturel du Livradois-Forez, fournit des explications sur cette ancienne vallée glaciaire.

Sur le versant oriental des monts du Forez, des dépôts fluvio-glaciaires figurent à quatre endroits de la carte. Celui de la vallée de la Morte ($x \sim$

716,4 ; $y \sim 75,8$; $z \sim 1\,145$) est le plus spectaculaire ; comme le montre clairement la carte, il correspond au comblement d'un lac d'environ 1 km de long limité vers l'aval par un double barrage en forme de vallum morainique arqué. D'après les coupes observées par B. Etlicher (1986), il est constitué de galets dans une matrice sableuse.

Formations de versant

Cγ. Colluvions de piémont et de fond de vallon à blocs de roches plutoniques et/ou métamorphiques. De même que dans la partie méridionale du bassin (feuille Arlanc à 1/50 000), le contact entre le bassin tertiaire et le socle varisque est souvent masqué par des formations colluvionnaires hétérogènes ou des dépôts de versant. Il est fréquent que l'on passe insensiblement, de haut en bas, des formations de versant aux colluvions à blocs de roches de socle. Ce sont des formations mises en place sous climat périglaciaire, selon divers processus tels que gélifraction, gélifluxion, fauchage, cryoreptation, etc.

Par endroits ces faciès sont particulièrement grossiers, les blocs de socle atteignant 20 à 30 cm, voire plus. C'est le cas au Sud de Job, dans la terminaison septentrionale du bassin, où ces colluvions de pente sont particulièrement étendues avec des épaisseurs probablement fortes, et immédiatement à l'Est de Champdeclure, où elles sont également bien développées. C'est aussi le cas près du hameau de Narbonne, à 3 km au Nord-Est d'Olliergues, où le talus de la scierie ($x = 703,5$; $y = 77,72$) et celui ($x = 703,4$; $y = 77,97$) de la petite route menant à la Planche-du-Fond montrent des blocs plus ou moins arrondis et altérés, de taille variant entre quelques centimètres et 1 m, enchâssés dans une matrice sablo-argileuse et constitués des diverses roches de socle qui affleurent juste au Nord autour d'Olmet : granitoïdes péri-Forez (aplites et pegmatites de type $L\gamma^2$, granite-granodiorite porphyroïde de type $\rho\gamma^{3-4}$), migmatites et quartz.

Plus au Sud, ainsi que sur la bordure ouest et nord-ouest du bassin, les formations colluvionnaires sont moins développées et probablement moins épaisses.

CF. Colluvions et alluvions indifférenciées. Cette formation hétérogène, qui ne s'observe que rarement à la faveur de travaux d'entretien des fossés ou dans les talwegs, regroupe des dépôts fluviatiles et des colluvions issus des versants et des flancs des vallées des petits cours d'eau tributaires de la Dore. Ce sont surtout des niveaux argileux grisâtres à rougeâtres, à petits blocs et galets épars, ou légèrement sableux. Dans le Nord du bassin, ces dépôts forment aussi l'interfluve des petits ruisseaux du Puy-Besson et du Batifol, dans une vallée plus large que celles des ruisseaux de la Sagne, de la Portette et de Valeyre.

T. **Tourbe.** Les dépôts de tourbe d'altitude se sont formés sur les surfaces peu pentées des sommets, des cols et des pentes de la ligne de crête des monts du Forez nivelées par les glaciers, où les eaux de ruissellement s'écoulaient lentement et avec difficulté. Il s'agit de tourbières à sphaignes, bombées ou non, en général peu étendues et peu profondes, où la tourbe, généralement très pure (moins de 5 % de cendres), peut être localement sableuse ou argileuse. Seuls les gisements les plus importants, de 4 à 8 ha de superficie et de plus d'un mètre d'épaisseur en moyenne, représentant un volume de quelques dizaines à quelques centaines de milliers de mètres cubes, sont reportés. Ils sont pour la plupart difficiles d'accès et ont en grande partie été exploités par les occupants des jasseries (anonyme, 1949).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les interprétations données dans ce chapitre et le suivant sont en partie subjectives, dépendantes des connaissances géologiques actuelles. Certaines idées sont susceptibles d'évoluer dans le futur. Le tableau 2 (p. 100) donne une vue synthétique de la succession chronologique des principaux événements géologiques concernant le territoire de la feuille Ambert et/ou son voisinage.

LE SOCLE VARISQUE (HERCYNIEN)

Formations métamorphiques

Bien que les formations métamorphiques soient fortement affectées par l'anatexie et disloquées par la granitisation, il est encore possible de retrouver certains de leurs caractères antérieurs et de les attribuer à deux des unités lithostructurales connues sur toute l'étendue du Massif central : les unités supérieure et inférieure des gneiss.

Le domaine occidental : migmatites du Livradois

Ces migmatites sont globalement riches en silicates hydroxylés aluminés (biotite, chlorite, muscovite) et en silicates d'alumine (cordiérite, sillimanite) rétro-morphosés.

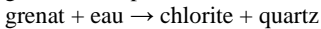
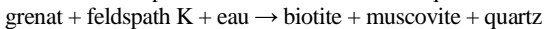
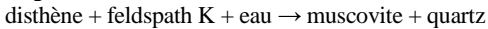
• **Nature des protolites.** Les migmatites du Livradois sont issues de l'anatexie de paragneiss plagioclasiques dérivant de sédiments de types pélites et grauwackes. Dans la partie sud de la carte ces paragneiss se situent au sommet d'une pile métasédimentaire comprenant des micaschistes (métapélites) et, à la base, des leptynites d'origine *pro parte* volcano-sédimentaire. Plus au Sud (feuille Arlanc) leur sont associés d'une part des éclogites et des

amphibolites de composition basaltique, dérivant de laves tholéitiques (Kornprobst et coll., 1984) supposées dater du Paléozoïque inférieur comme plus au Sud à Marvejols (Pin, 1989), et d'autre part des orthogneiss datés de l'Ordovicien dans la région de Brioude.

L'ensemble de ces données permet de conclure que *les migmatites du Livradois sont issues de l'anatexie de formations métamorphiques appartenant à l'unité supérieure des gneiss*. Comme le montre le schéma structural, le chevauchement sur l'unité inférieure des gneiss n'apparaît qu'au Sud d'Arlanc bien au-delà de la limite méridionale de la feuille Ambert.

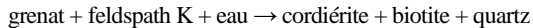
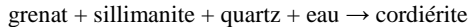
• **Métamorphisme.** En tenant compte des observations faites dans les micaschistes de Saint-Sauveur-la-Sagne où des reliques de disthène et de grenat (paragenèse de type granulitique) ont été observées, J. Kornprobst et coll. (1984) considèrent que :

-la paragenèse à biotite + muscovite \pm chlorite résulte de réactions rétrogrades :



- le disthène et le grenat ont été rétrotransformés sans être passés par le stade sillimanite.

La cordiérite est présente dans tous les secteurs et plus particulièrement dans les diatexités où elle forme des plages importantes avec le quartz. Mais elle est toujours rétrotransformée en muscovite (gigantolite), chlorite et/ou biotite. La cordiérite peut apparaître suivant deux réactions :



Ces réactions sont contemporaines d'une anatexie assez poussée dans le faciès à sillimanite et cordiérite. Elles traduisent une baisse de pression par rapport au stade granulitique. En effet, d'après les données de J. Kornprobst et coll. (1984) concernant la feuille Arlanc à 1/50 000, la série aurait été métamorphosée dans des conditions de haute pression permettant le développement de paragenèses éclogitiques (présence d'éclogites rétrotransformées) et d'associations à disthène + grenat + feldspath K caractéristiques des paragneiss granulitiques.

Dans le secteur qui nous intéresse cet épisode à haute pression (14 à 16 kbar) est suivi par une anatexie post-foliale de degré variable avec cristallisation de sillimanite et de cordiérite, à la fin de laquelle se manifeste un stade post-solidus se traduisant par des rétrotransformés avec développement de muscovite deutérique abondante et de chlorite, aux dépens des silicates d'alumine et *pro parte* du plagioclase.

Dans son voisinage l'intrusion du « granite » de Saint-Dier a entraîné une rétro-morphose dans le faciès schiste vert (Forestier, 1964), clairement associée, au Sud du Livradois, à un cisaillement ductile subhorizontal à vergence sud et à des décrochements NW-SE dextres (Mouctar, 1985). L'absence de métamorphisme de contact autour de cette intrusion et le fait que les paragneiss rétro-morphiques sont identiques quelle que soit la distance avec le granitoïde sont deux arguments en faveur de l'hypothèse suivante : le « granite » de Saint-Dier s'est mis en place dans les migmatites du Livradois alors qu'elles commençaient à se refroidir et est donc légèrement postérieur à la migmatitisation.

Ce « granite » est daté à 330 ± 26 Ma par une isochrone Rb/Sr sur roches totales (Saint-Joanis, 1975), mais le manque de précision de cette datation isotopique ne permet pas d'exclure l'hypothèse suivante : l'anatexie du Livradois pourrait dater du Dévonien moyen, comme dans le Lyonnais où la migmatitisation M1-2 de l'unité supérieure des gneiss est datée à 384 ± 16 Ma par une isochrone Rb/Sr sur roches totales (Duthou *et al*, 1994). Cette anatexie du Livradois est en tout cas antérieure au microgranite de Thiers (335 Ma) et au leucogranite de l'Hermitage (~ 330 Ma) ainsi qu'à la phase de cisaillement + rétro-morphose dans le faciès schiste vert, comparable à celle qui a affecté le Lyonnais il y a 340 Ma environ (Mouctar, 1985).

Plus au Sud (feuille Arlanc : Kornprobst *et al*, 1983), les paragneiss du Livradois sont dans l'ensemble moins migmatitisés et l'intrusion du granite de Collanges y a développé une auréole de métamorphisme de contact se traduisant par des cornéennes à andalousite sur ses bordures ouest et sud (cf. schéma structural). Une datation radiométrique du granite à biotite de Collanges permettrait donc de mieux contraindre l'âge de la migmatitisation du Livradois.

Le domaine oriental : migmatites et autres roches métamorphiques associées aux granites du Forez et aux granitoïdes péri-Forez

Ces formations métamorphiques comprennent des roches variées :

- majoritairement, des migmatites à biotite \pm muscovite \pm sillimanite ou cordiérite ;
- minoritairement, des orthogneiss granitiques et des roches basiques à intermédiaires : gneiss amphiboliques, amphibolites avec ou sans grenat, pyroxéno-amphibolites rubanées ou non ;
- très accessoirement, des skarnoïdes à grenat et clinopyroxène.

• **Nature des protolites.** D'après les connaissances régionales :

- les migmatites du dôme du Velay-Forez sont issues de l'anatexie de deux types de gneiss (Ledru *et al*, à paraître) :

- des paragneiss dérivant de pélites, argilites, grauwackes à intercalations pyroclastiques ou volcaniques,
- des orthogneiss œillés dérivant de granites porphyroïdes alumineux, parmi lesquels celui de l'arc de Fix est daté à 528 ± 9 Ma par la méthode Rb/Sr (R'Kha Chaham *et al.*, 1990) ;
- les amphibolites dérivent de basaltes alcalins mis en place dans un contexte intracontinental distensif au Paléozoïque inférieur (Briand *et al.*, 1992).

• **Métamorphisme.** Sur les territoires des feuilles Ambert et Arlanc, le dôme anatectique du Forez renferme des lambeaux d'amphibolites à grenat qui posent un double problème : ces roches basiques sont-elles dues à l'amphibolitisation d'éclogites, témoins d'un stade de métamorphisme HP-HT éovarisque ? et, si oui, appartiennent-elles à l'unité supérieure des gneiss ?

Pour les amphibolites à grenat observées dans la partie sud-est de la feuille Ambert, deux arguments sont en faveur d'un passage par le stade éclogitique : (1) la présence de textures ocellaires à cœur de grenat et couronne de plagioclase ; et (2) la teneur en pyrope (14 à 16 %) du grenat.

Dans le cadre de la feuille Arlanc, J. Kornprobst et coll. (1984 : p. 30) décrivent au sein du granité à biotite et cordiérite du Forez des enclaves d'éclogites amphibolitisées qui ont :

- une paragenèse minérale à clinopyroxène + grenat + plagioclase + quartz, témoignant de conditions de cristallisation qui sont celles des granulites de haute pression ;
- une composition chimique qui montre une parenté indiscutable avec les amphibolites de l'entité métamorphique de Saint-Sauveur-la-Sagne, rattachée à l'unité supérieure des gneiss.

Le report sur le schéma structural des reliques de roches basiques à grenat observées au sein du dôme anatectique du Forez montre que les amphibolites à grenat de la feuille Ambert se situent soit dans la partie sommitale du granité à cordiérite comme c'est le cas pour les éclogites amphibolitisées de la moitié orientale de la feuille Ariane, soit un peu plus haut, dans le faciès à biotite sillimanite.

Cet ensemble d'observations suggère donc que les amphibolites à grenat de la feuille Ambert correspondent probablement à des éclogites rétro-morphosées appartenant à la partie basale de l'unité supérieure des gneiss. Cela permet d'esquisser au sein du dôme anatectique du Forez le tracé du chevauchement, anté-anatectique, entre les unités supérieure et inférieure des gneiss. *D'après ce tracé, figuré sur le schéma structural, la quasi-totalité des roches métamorphiques du domaine oriental de la feuille Ambert appartient à l'unité supérieure des gneiss.* À une échelle encore plus régionale que

Classe pétrographique	Symbole	Minéraux symptomatiques	Association magmatique	Roches intermédiaires à basiques associées	Âge supposé
Leucogranite de grain fin à moyen tardimigmatitique	γ^1	muscovite biotite, muscovite, rare sillimanite relictuelle	peralumineuse leucocrate	inexistantes	280-300 Ma
Granite hétérogène du Forez associé à des migmatites développées aux dépens de l'unité inférieure des gneiss	$\gamma^3 M$ $\gamma^3 M$	biotite \pm sillimanite, cordiérite dans le faciès le plus profond	peralumineuse mésocrate à leucocrate	rares	290-305 Ma
Granite de la Croix-de-Ladret	γ^2			inexistantes	
Granite hétérogène péri-Forez	γ^{2-3} γ^2 γ^2 γ^{2-3}	biotite, muscovite	peralumineuse leucocrate à mésocrate	relativement abondantes et de volume variable dans γ^{2-3}	310-317 Ma
Granite-granodiorite porphyroïde péri-Forez	$\rho \gamma^{3-4}$	biotite, muscovite locale, amphibole possible	peralumineuse mésocrate, localement calco-alcaline	relativement abondantes localement	310-317 Ma
Granite-granodiorite de Saint-Dier	γ^3	biotite, muscovite, cordiérite locale	peralumineuse mésocrate	abondantes mais de volume généralement très faible	330 \pm 26 Ma (1)
Granitoïde hétérogène du Livradois associé à des migmatites développées aux dépens de l'unité supérieure des gneiss	$h \gamma^3$	biotite \pm muscovite, rare cordiérite	peralumineuse mésocrate à calco-alcaline	relativement abondantes	330 \pm 26 Ma (2)

(1) d'après une isochrone Rb/Sr sur roches totales (Saint-Joanis, 1975) et après correction avec la nouvelle valeur de la constante de désintégration radioactive • $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}/\text{an}$ (au lieu de $1,47 \cdot 10^{-11}/\text{an}$)

(2) en supposant que ce granitoïde hétérogène est contemporain du « granite » de Saint-Dier

Tableau 1 - Caractères pétrologiques et âges supposés des principales entités de granitoïdes et des migmatites associées le cas échéant

celle du schéma structural, ce tracé est d'autant plus intéressant qu'il permet de relier, au travers du dôme du Forez, le chevauchement du haut Allier à l'Ouest à celui du Lyonnais à l'Est.

Le stade d'épaississement médiovarisque (400 à 375 Ma) n'est représenté que par une paragenèse à biotite et sillimanite, alors que des paragenèses à disthène (Forestier, 1964) et à grenat + staurotide (Gardien, 1990) ont été décrites ailleurs, dans le Velay et le Pilat respectivement.

Dans le cadre régional du Velay-Forez, deux épisodes anatectiques néo-varisques peuvent être distingués (Ledru *et al*, à paraître) :

- une première migmatisation, développée en régime HT-MP et à pression d'eau relativement élevée, dans le champ de stabilité de la biotite et de la sillimanite (stade M3 de J.M. Montel *et al*, 1992), est synchrone de la mise en place des granitoïdes péri-Forez et Velay, qui sont eux aussi des témoins de ce stade de fusion crustale ; cette migmatisation est datée par la méthode U/Pb sur plusieurs minéraux (Ledru et Respault, inédit) à 310-317 Ma ;

- une deuxième migmatisation, correspondant à une fusion avec participation de la biotite, à faible pression d'eau et HT, dans le champ de stabilité de la cordiérite (stade M4 de J.M. Montel *et al*, 1992), est synchrone de la mise en place des granites à cordiérite du Forez et du Velay ; des isochrones Rb/Sr ont permis de la dater à 287 ± 6 Ma (Chenevoy *et al*, 1995) à l'Est de Vienne, dans la partie nord-est du dôme de Velay, et à 298 ± 8 Ma (Caen-Vachette *et al*, 1982) plus au Sud.

Ces deux épisodes s'inscrivent dans un continuum correspondant à un gradient de diminution de la pression d'eau et d'augmentation de la température.

Roches plutoniques à subvolcaniques

Sur le territoire de la feuille Ambert se trouve une grande variété de roches plutoniques à subvolcaniques. Aucun échantillon n'a fait l'objet d'une datation radiométrique. Il est cependant certain que la mise en place de toutes les entités correspondantes s'est faite durant l'orogénèse varisque. Une chronologie relative (tabl. 1) peut être établie à partir des données de terrain recueillies sur ce territoire et dans un contexte régional plus large, et être calée sur les datations par géochimie isotopique réalisées sur les entités analogues sinon identiques, présentes dans le Livradois, le Forez, le Velay, le Lyonnais ou d'autres régions du Massif central français.

Le leucogranite de la Croix-de-Ladret forme un petit massif circonscrit intrusif dans le granitoïde porphyroïde péri-Forez, mais qui n'est pas en

contact, en surface en tout cas, avec le granite à deux micas. Ce leucogranite peralumineux est rattaché (Barbarin, 1983) au massif de l'Hermitage qui plus au Nord (feuille Noirétable) constitue la limite septentrionale de la ceinture des granitoïdes péri-foréziens (cf. schéma structural) et dont la mise en place est contemporaine d'un cisaillement ductile dextre (Barbarin et Belin, 1982 ; Didier *et al.*, 1989). D'après une isochrone Rb/Sr sur roches totales (Pin et Barbarin, inédit), le leucogranite de l'Hermitage aurait un âge de 329 ± 14 Ma.

Abstraction faite des intrusions de leucogranites, la succession chronologique correspond à un emboîtement géométrique qui se retrouve, globalement, sur le plan géographiqué :

- à l'Ouest, les entités les plus anciennes : le complexe granito-migmatitique du Livradois et le massif granitique à granodioritique, circonscrit, de Saint-Dier ;
- au milieu et *pro parte* au Nord, les deux feuilletés de granitoïdes péri-Forez de mise en place subsynchrone : granitoïde porphyroïde puis granite à deux micas ;
- à l'Est, le complexe granito-migmatitique du Forez.

Granitoïdes du Livradois

Le **granitoïde hétérogène** ($_{i}^{j}$) est associé spatialement aux migmatites du Livradois et montre des faciès de convergence avec les diatexites qui constituent le stade le plus avancé de la migmatisation, ce qui laisse supposer que l'association est également génétique et que cet ensemble granito-migmatitique a été engendré par la même anatexie, à partir d'un protolite appartenant à l'unité supérieure des gneiss. Cette anatexie est antérieure à la mise en place du granitoïde de Saint-Dier ou, à la limite, subsynchrone de cette intrusion.

Le « **granite** » de **Saint-Dier** forme un massif circonscrit. Il a fait l'objet d'une isochrone Rb/Sr sur roches totales (Saint-Joanis, 1975) qui a donné un âge peu précis de 330 ± 26 Ma et un rapport isotopique initial du strontium de $0,712 \pm 0,001$, compatible avec une origine par fusion partielle crustale de métasédiments. Il est considéré (Beaufils, 1966) comme étant intrusif dans le granitoïde hétérogène du Livradois, mais les conditions d'affleurement ne permettent pas d'étudier les contacts entre les deux entités. Il est possible d'envisager une autre hypothèse : l'ensemble granito-migmatitique du Livradois pourrait constituer le plancher du « granite » de Saint-Dier, car il existe un faciès de convergence entre les deux entités de granitoïdes. Cette hypothèse est compatible avec le fait que dans la partie la plus proche du « granite » de Saint-Dier, les structures planaires des migmatites de Marat-Olmet et du granitoïde hétérogène environnant sont majoritairement à pendage vers l'Ouest, comme le montre la carte.

Ces deux entités de granitoïdes mésocrates ont en outre un autre point commun : la présence de roches intermédiaires à basiques, de composition tonalitique à dioritique riche en silicates Fe-Mg hydroxylés : biotite et/ou amphibole. Ces roches sont associées spatialement aux granitoïdes, sous forme soit d'enclaves ovoïdes, soit de filons ou autres petits corps intrusifs, avec localement des figures de mélange magmatique qui laissent envisager une mise en place synchrone de celle du granitoïde environnant. Leur composition implique une composante mantellique ; cette dernière peut-elle être, *pro parte* du moins, héritée d'amphibolites ayant subi une anatexie en même temps que leur environnement à prédominance gneissique ? cette hypothèse est d'autant moins à exclure qu'en présence d'une phase fluide à forte activité de H₂O, les amphibolites peuvent fondre à une température de l'ordre de seulement 650 °C sous une pression de 10 kbar (Clemens et Vielzeuf, 1987).

En conclusion, les observations pétrographiques et structurales laissent supposer que dans le Livradois l'association entre les migmatites et les différents granitoïdes est non seulement spatiale mais également génétique et que l'ensemble anatectique constitué par le granitoïde hétérogène et les migmatites se trouve au plancher du massif granitique à granodioritique de Saint-Dier, comme dans le cas de la région de Guéret, dans le Nord du Massif central, où le granite repose sur des migmatites développées aux dépens de l'unité inférieure des gneiss.

Granitoïdes péri-Forez

Le **granite à deux micas** est franchement intrusif dans les granitoïdes du Livradois à l'Ouest. Il a une granulométrie fréquemment hétérogène et oscille entre un pôle hololeucocrate et un pôle mésocrate, les différentes variétés pouvant soit alterner à l'échelle de l'affleurement, comme cela est en particulier le cas pour le faciès rubané de transition avec le granitoïde porphyroïde, soit constituer de petites entités spécifiques, distinguées cartographiquement. Son caractère peralumineux, à prépondérance leucocrate, laisse supposer qu'il est issu de l'anatexie de métasédiments alumineux. A-t-il un lien génétique avec le granite du Forez ? La typologie des zircons (Barbarin, 1983, 1984) permet d'envisager la possibilité d'un tel lien, mais pas de répondre de façon univoque car elle permet seulement de conclure que les protolites et les conditions de la fusion partielle étaient sensiblement les mêmes dans les deux cas.

Le **granite-granodiorite porphyroïde** a une teneur modale en biotite qui est de l'ordre de 10-15 % en général et atteint un maximum de 20-25 % dans le faciès sombre de Diminasse. Localement la biotite est accompagnée d'un peu de muscovite dont la nature est fréquemment ambiguë : est-elle entièrement primaire ou en partie secondaire, liée à l'intrusion de leucogranites de type $L_{h'}^1$, $L_{h'}^2$ ou $L_{h'}^2$? Le caractère peralumineux, confirmé par le chimisme de la biotite, et la typologie des zircons (Barbarin, 1983, 1984)

permettent d'envisager la possibilité d'un lien génétique avec les deux principales entités spatialement associées : le granite péri-Forez à deux micas et le granite à biotite du Forez. Cependant cette hypothèse n'est pas univoque pour les raisons déjà explicitées ci-dessus.

Comme dans le cas des granitoïdes du Livradois, on note dans les granitoïdes de la ceinture forézienne la fréquente présence de roches intermédiaires à basiques, de composition tonalitique à dioritique (voire gabbroïque) riche en silicates Fe-Mg hydroxylés : biotite et/ou amphibole. Ces roches se présentent essentiellement sous forme d'enclaves, localement abondantes et de taille généralement petite (quelques centimètres à un maximum visible de plusieurs mètres), mais il n'est pas exclu qu'elles constituent localement de petits corps intrusifs de mise en place subsynchrone de celle du granitoïde environnant. Autour des enclaves se trouve fréquemment une auréole d'extension métrique, voire une zone de dimension cartographiable, dans lesquelles le granitoïde a un caractère hybride se traduisant par une composition de tonalite ou de diorite quartzifère à biotite seule ou rarement accompagnée d'amphibole, et/ou par une biotite plus magnésienne et moins alumineuse, analogue à celle des granitoïdes calco-alcalins.

La présence de ces roches intermédiaires à basiques implique l'existence d'une composante mantellique dont il n'est pas exclu qu'elle soit héritée *pro parte* d'amphibolites bien qu'aucune relique de ces roches métamorphiques n'ait été observée au sein de la ceinture péri-forézienne.

Sur le territoire de la feuille Arlanc, le granite folié, à allure d'orthoigneiss, de Saint-Just constitue une entité particulière posant le problème de ses relations avec les granitoïdes et les migmatites de son voisinage :

- J. Kornprobst et coll. (1984 : p. 8) considèrent - au titre d'une hypothèse non étayée par une datation radiométrique - qu'il s'agit d'une masse de métagranite constituant le prolongement septentrional du massif d'orthoigneiss de l'arc de Fix ;

- P. Ledru *et al.* (1994 : p. 58) montrent qu'il s'agit en fait d'un granite migmatitique rubané, intrusif dans l'orthoigneiss de l'arc de Fix et de mise en place synchrone à tardive par rapport à celle des granitoïdes péri-Forez environnants ; aussi rattachent-ils le granite de Saint-Just au dôme anatectique du Velay-Forez sur le schéma structural de la feuille Craponne-sur-Arzon.

Des données plus régionales (Ledru *et al.*, à paraître) permettent de conclure que l'anatexis qui a engendré les granitoïdes de la ceinture péri-Forez est contemporaine de la première phase de migmatisation qui a affecté les unités gneissiques dans le Forez et le Velay il y a environ 317 à 310 Ma. Les observations faites sur le territoire de la feuille Ambert sont tout à fait compatibles avec cette conclusion ; aussi sur le schéma structural concer-

nant cette feuille rattachons-nous également le granite de Saint-Just au dôme anatectique du Velay-Forez.

Complexe granito-migmatitique du Forez

Il constitue l'appendice septentrional du plus vaste ensemble granito-migmatitique de France : le dôme anatectique du Velay—Forez, qui couvre une superficie affleurante de quelque 6 000 km². Le granite du Forez, « homogène dans son hétérogénéité », comprend deux faciès : l'un à biotite ± sillimanite, largement prédominant sur le territoire de la feuille Ambert, l'autre, plus profond, à biotite et cordiérite. Les deux faciès renferment parfois un peu de muscovite de cristallisation tardive. Au faciès sans cordiérite sont associés de nombreux petits corps de roches plutoniques, intermédiaires à basiques, à biotite et/ou amphibole. Cela est d'autant plus intéressant que le protolite de ce faciès appartient en majeure partie à l'unité supérieure des gneiss (cf. « Conditions de formation des entités géologiques » et schéma structural) dont la partie basale renferme des roches métamorphiques intermédiaires à basiques : amphibolites diverses et amphibolo-pyroxénites qui se trouvent sous forme de lambeaux dispersés au sein du dôme anatectique forézien.

D'après la synthèse la plus récente (Ledru *et al*, à paraître) concernant le dôme granito-migmatitique du Velay-Forez, les unités gneissiques ont subi dans cette région deux phases anatectiques successives (cf. *supra* pour détails) dont la seconde a atteint son paroxysme avec la production du magma peralumineux qui a donné, après cristallisation, l'essentiel de la masse granitique du Velay-Forez, il y a environ 300 Ma, c'est-à-dire à la fin du Carbonifère. La montée diapirique de ce magma explique la position actuelle du dôme anatectique et la dislocation des panneaux de migmatites antérieurs ou contemporains.

Intrusions (leuco)granitiques tardi- à fini-varisques

Le dôme anatectique est recoupé par un granite peralumineux à deux micas de grain fin et généralement leucocrate, sous forme de petits massifs circonscrits, sills et filons. Ces intrusions leucogranitiques, qui marquent la fin du magmatisme plutonique varisque, ont probablement eu lieu au cours de l'Autunien (Permien basal), les datations radiométriques des granites tardi-migmatitiques ayant donné des âges de 288 ± 7 Ma dans le Nord du Velay (Pitiot, 1984) et de 274 ± 7 Ma pour le massif des Quatre-Vios (Caen-Vachette *et al*, 1982) dans le Sud du Velay.

Filons de roches subvolcaniques

Différents types de roches subvolcaniques varisques recourent, sous forme de filons, une ou plusieurs des entités plutoniques. D'après les données de terrain, le type le plus ancien correspond aux filons de microgranite porphyrique à biotite, de direction N25 à 40°E, qui sont associés spatialement et sans doute génétiquement au « granite » de Saint-Dier et dont la mise en place est sub-synchrone de celle de ce granitoïde daté à 330 ± 26 Ma. Les intrusions subvolcaniques les plus tardives sont probablement représentées par les filons de lamprophyres dont les âges s'échelonnent entre 300 et 280 Ma d'après les connaissances acquises sur l'ensemble du Massif central (Chalier, 1993 ; Leroy et Sonnet, 1976). Les données actuelles ne permettent pas d'établir une chronologie pour les autres types de roches subvolcaniques varisques.

La variété pétrologique s'étend dans une large gamme, entre un pôle granitique peralumineux et leucocrate, correspondant au microleucogranite porphyrique à deux micas - représenté par un filon de direction moyenne N30°E - et un pôle basique alcalin représenté par les lamprophyres. Ces derniers constituent des filons, de direction majoritairement N20 à 30°E, qui d'après la carte ne recourent que le « granite » de Saint-Dier et, très accessoirement, le granite à deux micas péri-Forez. Il est cependant à noter que le granite à biotite sillimanite du Forez est recoupé par des filons de direction N20°W à N20°E, constitués soit d'une microdiorite quartzifère à biotite \pm amphibole qui pourrait s'apparenter à un lamprophyre de type kersantite, soit de microgranite-granodiorite porphyrique à biotite ; parmi les filons de ce dernier microgranitoïde, l'un, de direction N15°E, recoupe également un massif de leucogranite tardi-migmatitique, ce qui implique un âge fini-varisque.

LE BASSIN OLIGOCÈNE D'AMBERT

Entre Ambert et Arlanc s'étend un fossé N-S dont la subsidence est postérieure à l'épisode d'altération pédogénétique du « sidérolitique », rapporté à l'Éocène supérieur, et date de l'Oligocène par analogie avec les limagnes.

Cette subsidence a été contrôlée par un système de failles normales, d'orientation généralement méridienne pour la bordure ouest, et N30-40°E ou N130-140°E pour la bordure orientale et la terminaison septentrionale. Ces failles, qui reprennent le réseau tardi-hercynien, sont dans l'ensemble peu visibles et de tracé irrégulier. Elles déterminent des compartiments plus ou moins affaissés, comme par exemple la faille N30°E de La Forie qui a provoqué l'élargissement de la vallée alluviale du Batifol dans la partie nord du bassin, ou la faille N110°E de la Chardie-Saint-Pardoux qui structure la limite entre les sédiments oligocènes et les colluvions/alluvions à l'extrémité nord de la ville d'Ambert.

Le comblement du bassin s'est traduit par l'accumulation de dépôts détritiques fluvio-lacustres, dont l'épaisseur actuelle (après érosion) dépasse encore probablement 200 m.

Les données géophysiques concernant la croûte et la lithosphère mantellique (Granet *et al.*, 1995) montrent que ce graben se trouve, comme les autres limagnes, dans la zone d'amincissement crustal (26 km) située à l'aplomb du dôme du Moho d'Auvergne. Ce dôme est lui-même dû à un diapir d'asthénosphère qui se caractérise par le fort contraste de température (~ 300° C) par rapport au manteau plus froid environnant. Le Moho serait en outre clairement affecté par des discontinuités (failles) le long de la bordure N-S des limagnes majeures et de celle d'Ambert.

Dans cette même zone le champ magnétique est fortement perturbé par de nombreuses anomalies de haute fréquence liées au volcanisme cénozoïque de l'Auvergne, du Cantal et du Velay-Forez.

LES ÉDIFICES VOLCANIQUES TERTIAIRES

Dans le Forez, une centaine de gisements de roches volcaniques tertiaires sont dispersés sur une aire assez large couvrant le versant oriental des monts du Forez et la plaine de Montbrison, avec cependant une concentration au voisinage du fossé de la Loire (Bellon et Hernandez, 1979).

Sur le territoire de la feuille Ambert, ces roches volcaniques ne sont représentées que par des basanites (à analcime ou à leucite) et des basanitoïdes. Juste à l'Est (feuille Montbrison ; Duclos *et al.*, 1974) on connaît une néphéline à mélilite à Marcoux et une néphéline à hâÿyne à la Guillanche.

C. Bobier et L. Glangeaud (1959) proposent un âge compris entre l'Oligocène supérieur et le Ponto-Pliocène, sur la base d'arguments morphotectoniques et paléomagnétiques. H. Bellon et J. Hernandez (1979) ont daté sept gisements par la méthode potassium/argon ; un seul se situe sur le territoire de la feuille Ambert : celui de Sauvain pour lequel a été obtenu un âge de 19,3 Ma. L'activité des autres appareils s'étale entre 24 et 13 Ma (c'est-à-dire durant le Miocène), sans répartition particulière à l'échelle régionale. Le volcanisme éocène est représenté à Marcoux (49,8 Ma) sur la feuille Montbrison.

Les laves sont toujours basiques, alcalines et peu différenciées. Leur émission correspond à une activité ponctuelle et discrète répartie sur l'ensemble du Massif central à la périphérie de la zone volcanique jusqu'au Nord de la chaîne des Puys, ainsi qu'à la base de certains massifs comme le mont Dore ou le Cantal. C'est le résultat d'un début de fusion partielle affectant le man-

Ère	Système / série	Âge (Ma)	Cycle	Géodynamique	Métamorphisme	Magmatisme
IV	HOLOCÈNE	1.6	CYCLE ALPIN	Glaciation weichsélienne		
	PLÉISTOCÈNE					
III	PLIOCÈNE	5.3		Volcanisme intracontinental		Basanites et basanitoides
	MIOCÈNE			Subsidence du fossé d'Ambert		
	OLIGOCÈNE			Tectonique en horsts et grabens		
II	ÉOCÈNE	34				
	PALÉOCÈNE	53				
	CRÉTACÉ	65				
I	JURASSIQUE	245		Transgression(s) et régression (s) marine(s) ?		
	TRIAS			Érosion - pénéplanation		
C A R B O N I F È R E	PERMIEN	280	néo-2	Extension		Lamprophyres
	Stéphanien	295			Anatexie M4 à basse pression d'eau, à cordiérite	Granites tardimigmatitiques
		Westphalien	305	Amincissement crustal		Granite du Forez
	Namurien	315			Anatexie M3 à forte pression d'eau, à sillimanite	Granite à 2 micas péri-Forez
		320				Granite-granodiorite porphyroïde péri-Forez
	Dinantien	325	néo-1	Épaississement crustal dû à la réactivation de la collision avec des sous-charriages au Sud et de grands décrochements		Leucogranite de l'Hermitage (329 ± 14 Ma)
		335		Distension au N et E de la feuille Ambert	Refroidissement du bâti. Rétromorphose à chlorite, liée à des cisaillements vers le Sud	Granites de la montagne Bourbonnaise (335-345 Ma)
	DÉVONIEN	350				Granitoïdes du Livradois (330 ± 26 Ma) ?
		360				Magmatisme calco-alcalin et de rift arrière-arc, dans le Morvan et la Brévienne (au Nord et à l'Est)
	SILURIEN	375	éco-médio-	Mise en place des nappes majeures, plis P1-P2	Anatexie M1-M2 à MP-BP, HT	
400		Collision continent - continent (entre Laurasia et Gondwana)		Métamorphisme synfolial barrowien MP, MT		
ORDOVICIEN	410	éco-	Subduction de croûtes océanique et continentale	Métamorphisme HP, MT-HT → granulites, éclogites		
	420					
CAMBRIEN	435					
	450					
PRÉCAMBRIEN	500		Distension intracontinentale		Basaltes alcalins et tholéïtes continentales (protolite des amphibolites)	
	540		Sédimentation détritique		Granite porphyroïde de l'erc de Fix (528 ± 9 Ma)	

Tableau 2 - Chronologie des principaux événements géologiques

teau et cela constituerait un phénomène préluant à la mise en place des grands massifs volcaniques qui se succèderont jusqu'au Quaternaire.

Les laves sont toujours basiques, alcalines et peu différenciées. Leur émission correspond à une activité ponctuelle et discrète répartie sur l'ensemble du Massif central à la périphérie de la zone volcanique jusqu'au Nord de la chaîne des Puys, ainsi qu'à la base de certains massifs comme le mont Dore ou le Cantal. C'est le résultat d'un début de fusion partielle affectant le manteau et cela constituerait un phénomène préluant à la mise en place des grands massifs volcaniques qui se succèderont jusqu'au Quaternaire.

LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Des moraines et des dépôts fluvio-glaciaires se sont formés lors d'une glaciation qui a probablement débuté aux périodes les plus froides du Quaternaire moyen et s'est poursuivie au Weichsélien (Würm) pour se terminer il y a quelque 10 000 ans. Les dépôts de tourbe se sont formés et continuent de se former en altitude sur les surfaces peu pentées des sommets, des cols et des pentes de la ligne de crête des monts du Forez nivelées par les glaciers, là où les eaux de ruissellement s'écoulent lentement et avec difficulté.

Les colluvions de pente qui masquent souvent le contact entre les dépôts sédimentaires et le socle varisque résultent de phénomènes périglaciaires survenus au cours du Quaternaire récent. Les épandages de colluvions-alluvions indifférenciés (CF), dont la largeur peut dépasser un kilomètre dans la vallée du Batifol, sont dus au surcreusement du réseau hydrographique de la Dore.

Dans la partie la plus large de la vallée de la Dore en bordure ouest du fossé d'Ambert-Arlanc, est visible un étagement de terrasses alluviales, la terrasse la plus ancienne (Fx) se situant à seulement 10-20 m au-dessus du cours actuel de la Dore. Les lambeaux d'alluvions résiduelles (RF), qui se situent à une trentaine de mètres au-dessus de ce même cours actuel, correspondent au remaniement de terrasses de type Fx ou encore plus anciennes.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

La chronologie des principaux événements géodynamiques est indiquée dans le tableau 2.

LES ÉVÉNEMENTS ANTÉVARISQUES

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

- l'orthogneiss oëillé de l'arc de Fix, qui appartient à l'unité inférieure des gneiss, dérive d'un granite porphyroïde alumineux daté à 528 ± 9 Ma (R'Kha Chaham *et al.*, 1990) c'est-à-dire du début du Cambrien ;
- des amphibolites appartenant à l'unité supérieure des gneiss dans le secteur de Saint-Sauveur-la-Sagne (Kornprobst et coll., 1984) dérivent de basaltes tholéïitiques mis en place en contexte de rifting intracontinental lors d'une distension datant du Paléozoïque inférieur.

LE CYCLE OROGÉNIQUE VARISQUE (OU HERCYNIEN)

Au stade actuel des connaissances sur le Massif central, il est possible de subdiviser le cycle orogénique varisque en trois périodes (Ledru *et al.*, 1989):

- une période éovarisque (435 à 400 Ma) d'enfouissement de croûtes océanique et continentale, se traduisant par un métamorphisme de haute pression et de moyenne à haute température, à l'origine de granulites et d'éclogites ; cet enfouissement s'est probablement fait par subduction comme cela est bien argumenté dans le Lyonnais (Gardien *et al.*, 1990) ;
- une période médiovarisque (400 à 375 Ma) de collision continent-continent entre les plaques Laurasia au Nord et Gondwana au Sud (Autran et Cogné, 1980 ; Matte, 1986), se traduisant par une phase de déformation D1-D2 avec mise en place des nappes majeures et métamorphisme de type « barrowien » (pression moyenne, température moyenne à forte) synchrone de l'acquisition d'une foliation régionale et de plis P1-P2. L'empilement lithostructural qui en résulte est le suivant, de haut en bas :
 - unité supérieure des gneiss, allochtone, comportant les éléments subductés associés à des lambeaux ophiolitiques,
 - unité inférieure des gneiss, allochtone,
 - unité des micaschistes, para-autochtone ;
- une période néovarisque se subdivisant en des stades 1 (350 à 320 Ma) et 2 (320 à 280 Ma) qui correspondent :
 - le premier à un épaississement crustal dû à la réactivation de la collision avec des chevauchements, de grands décrochements crustaux et sous-charriage vers le Nord du domaine méridional Albigeois-Cévennes,

- le deuxième (Ledru *et al.*, à paraître) à un amincissement crustal et à une extension conduisant à l'effondrement de la chaîne.

En outre, dans toute la partie nord-est du Massif central la collision médiovarisque a été suivie, entre 375 et 335 Ma, d'un épisode d'extension avec formation d'un rift et d'une mer marginale, se traduisant par les séries sédimentaires marines, volcaniques et localement subvolcaniques, d'âge dévonien moyen-supérieur à viséen supérieur. Les séries viséennes sont présentes juste au Nord du territoire de la feuille Ambert (cf. schéma structural) : au Nord-Ouest à l'Ouest de Courpière (feuille Thiers), et surtout au Nord-Est sur le plateau d'Urfé (feuilles Noirétable et Feurs).

Deux phases majeures de migmatisation-granitisation sont distinguées :

- au cours de la période médiovarisque, une anatexie M1-M2, bien caractérisée dans le Lyonnais - où elle est datée à 384 ± 16 Ma (Duthou *et al.*, 1994) - la Marche et le Limousin, s'est développée au Dévonien moyen suite à une diminution de pression, pendant et après la mise en place des nappes crustales supérieures ; elle a donné les migmatites à cordiérite d'Aubusson en Limousin et, en Auvergne, celles de l'Allagnon, du plateau des monts Dore et probablement aussi celles du Livradois bien qu'aucune datation isotopique ne le confirme à ce jour ;

- au cours de la période néovarisque, a eu lieu une anatexie qui peut être subdivisée en deux épisodes (cf. « Conditions de formation des entités géologiques » pour détails) : M3 il y a 317 à 310 Ma (Namurien-Westphalien) et M4 il y a 310 à 280 Ma (Westphalien-Stéphanien-Autunien).

Lors du dernier épisode anatectique, la bordure nord du dôme granito-migmatitique du Velay-Forez a été affectée par la faille de détachement du Pilat (Malavielle *et al.*, 1990). Au piémont nord du dôme, le bassin carbonifère de Saint-Étienne s'est ouvert durant le Stéphanien il y a 305 à 295 Ma (Becq-Giraudon et Mercier, 1993).

La période tardi- à fini-varisque est en outre marquée, dans la majeure partie du Massif central, par la mise en place de filons de lamprophyres issus de magmas basiques à intermédiaires, d'affinité alcaline potassique plus ou moins marquée.

Sur le territoire de la feuille Ambert et/ou des feuilles adjacentes, l'anatexie néovarisque (stades M3 et M4) a presque complètement oblitéré les événements métamorphiques antérieurs, éo- et médiovarisque, dont il ne subsiste que des reliques locales :

- les témoins du stade d'enfouissement éovarisque sont les quelques reliques de paragneiss granulitiques à disthène et d'éclogites plus ou moins rétomor-

phosées en amphibolites, mises en évidence dans la série de Saint-Sauveur-la-Sagne qui fait partie de l'unité supérieure des gneiss (Kornprobst et coll., 1984) et également au sein du dôme anatectique du Forez ;

- le métamorphisme « barrowien » médiovarisque n'est représenté que par une paragenèse relictuelle à biotite et sillimanite observée dans les migmatites du Livradois.

Dans le Forez, les effets de l'anatexie dévonienne (M1-M2) sur les unités gneissiques sont complètement oblitérés par ceux des deux migmatisations (M3 et M4) néovarisques datant du Carbonifère supérieur, voire du Permien pour la fin du stade M4.

Dans le Livradois, l'unité supérieure des gneiss est affectée par une forte migmatisation qui pose le problème suivant : est-elle monophasée, c'est-à-dire uniquement dévonienne (M1-M2), ou polyphasée ? et dans ce dernier cas il resterait à préciser dans quelle mesure la migmatisation M3 a oblitéré l'anatexie M1-M2, car il paraît exclu que la phase M4 ait affecté les roches métamorphiques du Livradois.

Chacun de ces épisodes anatectiques a abouti à la genèse d'importants volumes d'un ou plusieurs magma(s) de composition majoritairement granitique à granodioritique. Par diapirisme ces magmas sont montés à un niveau crustal supérieur et ont donné, après cristallisation et refroidissement complet, l'ensemble géométriquement et lithologiquement très complexe que constitue l'assemblage des différentes entités de roches plutoniques à subvolcaniques présentes dans le Livradois et les monts du Forez.

À la fin de l'orogénèse varisque se sont en outre mis en place des filons de lamprophyres, issus de magmas alcalins à subalcalins témoins d'une distension, ainsi que des filons de quartz qui sont supposés être subsynchrones du dernier jeu cassant des accidents qu'ils jalonnent.

LES ÉVÉNEMENTS MÉSOZOÏQUES ET CÉNOZOÏQUES

L'orogénèse varisque a été suivie d'une longue période dont les effets (érosion-pénéplation, transgressions-régressions marines,...) sont très mal connus sur le territoire de la feuille Ambert et son voisinage.

À l'Éocène, la tectonique alpine a entraîné le rejeu des accidents varisques avec apparition de horsts et de grabens et basculement des différents compartiments. Ces mouvements se sont poursuivis et accentués à l'Oligocène et ont abouti, sur le territoire de la feuille Ambert, à la disposition morphologique qui prédomine encore actuellement : le horst correspondant aux monts du Forez se trouve entre les deux grabens que sont la

plaine de Montbrison à l'Est et le fossé d'Ambert-Arlanc à l'Ouest. Ce dernier a été comblé à l'Oligocène par des sédiments détritiques, fluvio-lacustres, dont l'épaisseur a probablement dépassé 200 m.

Ces mouvements sont dus à une extension crustale sensiblement E-W en échelon, du rift rhénan à l'Auvergne, un bombement de la lithosphère (l'anticlinal crustal de Bourgogne) reliant le dôme crustal du haut Rhin à celui d'Auvergne (Autran *et al*, 1994). Ces dômes sont bien datés par les dépôts sédimentaires dans les grabens et les épisodes volcaniques.

Sur le territoire de la feuille Ambert et ses alentours, l'activité volcanique intracontinentale tertiaire a débuté de façon très discrète il y a environ 50 Ma (Éocène inférieur), avec l'émission d'une néphéline à mélilite à Marcoux (feuille Montbrison), et a atteint son paroxysme au Miocène (23,5 à 5,3 Ma) avec la mise en place de basanites et de basanitoïdes sous forme de différents types d'appareils : necks, dykes, filons, coulées.

Enfin le Quaternaire est marqué par les phénomènes suivants :

- une glaciation, qui a probablement débuté aux périodes les plus froides du Quaternaire moyen et s'est poursuivie au Weichsélien (Würm) pour se terminer il y a quelque 10 000 ans ; les monts du Forez étaient couverts par une calotte glaciaire qui a atteint 15 à 20 km de long et, localement, 100 m d'épaisseur, et qui a débordé dans les vallées les plus profondément entaillées, sur le versant oriental essentiellement ;
- un léger basculement du bassin d'Ambert-Arlanc vers l'Ouest, décalant le cours de la Dore le long de la bordure occidentale de ce bassin ;
- des phénomènes d'érosion (altération supergène, creusement des vallées,...) et de dépôts superficiels (colluvions, alluvions, formations de versants, et même tourbe), qui se poursuivent actuellement.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Données pédologiques

Sur le versant oriental des monts du Forez, le CNEARC (Centre national d'études agronomiques des régions chaudes) de Montpellier a étudié (Dosso, 1995) la couverture pédologique à travers des profils réalisés :

- à des altitudes variant entre 1 303 m (Hautes Chaumes du Forez) et 580 m (butte de Montaubourg en limite nord de la feuille Montbrison) ;
- sur différents types de roches mères : granitoïdes divers, migmatites, roches volcaniques basiques.

Il est intéressant de donner ici les résultats synthétiques de cette étude.

Sols développés sur une roche-mère granitique ou migmatitique

Quelle que soit la nature du granitoïde, le sol est de type brun acide, peu ou moyennement différencié.

- l'horizon A est souvent sombre et assez épais (10 à 90 cm) ;
- l'horizon S est plus ou moins épais (30 cm à 3 m) en fonction de la situation du profil dans la pente et de la nature de la formation sous-jacente : migmatite, granite, leucogranite, arène compactée, arène à blocs, etc. ;
- la texture de l'ensemble est le plus souvent limono-sableuse à sables grossiers ;
- en situation naturelle, l'acidité ($\text{pH} < 5$) de l'ensemble du profil est attestée par la présence constante d'une structure microgrumeleuse fine, caractéristique.

Les effets de l'altitude affectent peu cette différenciation ; en effet :

- sur les Hautes Chaumes, il y a une tendance au phénomène de podzolisation, avec migration de matière organique, fer et aluminium, mais le stade podzol n'est jamais atteint ;
- vers la plaine, il y a une tendance au lessivage, avec un léger éclaircissement dans les horizons supérieurs des sols profonds sur formations de versant, mais le stade de sol lessivé n'est jamais atteint.

Les caractéristiques agronomiques de ces sols sont les suivantes :

- les horizons A sont riches en matière organique, cette richesse étant même exceptionnelle dans le cas des sols bruns acides humifères d'altitude ;
- l'acidité est forte sur tout le profil ;
- la structure microgrumeleuse assure aux sols une bonne perméabilité, mais présente le désavantage d'être fragile par rapport à la compaction, comme par exemple si le labour est fait en conditions trop humides ;
- en cas d'hydromorphie à la base du profil, la structure y devient massive et l'enracinement est réduit par excès d'eau en hiver ou sécheresse en été ;
- la réserve en eau dépend de l'épaisseur de l'horizon S, très variable en fonction de l'hétérogénéité de l'arénisation des différents types de granitoïdes.

Sols développés sur une roche volcanique basique

Les quelques profils implantés sur une roche mère de type basanite ou basanitoïde montrent des sols bruns moyennement différenciés, argileux, très bien structurés, à faible acidité ($\text{pH} > 6$). À la différence des sols développés sur les granitoïdes, leur richesse naturelle en argile et en Ca^{2+} fait qu'ils demeurent au stade de différenciation A/S/C quelle que soit l'altitude.

Leurs caractéristiques agronomiques sont les suivantes :

- ils nécessitent peu ou pas d'apport chimique ;

- profonds et très structurés, ils assurent un bon enracinement et une bonne réserve en eau ;
- la période de travail est très courte car si le sol est trop mouillé il colle aux outils, s'il est trop sec il devient trop dur ;
- actuellement la productivité des prairies y est plus élevée que sur les sols développés sur des granitoïdes.

Les anciens connaissaient la valeur de ces terres traditionnellement réservées aux cultures de froment.

Végétation et cultures

Les zones de pâturage et de culture sont développées sur les versants de la Dore à l'Ouest, de l'Ance et du Lignon à l'Est.

Sur les Hautes Chaumes, c'est-à-dire sur la partie sommitale des monts du Forez, l'activité pastorale qui existait déjà à l'époque romaine est en train de décliner et en tout cas de se modifier, se tournant vers l'élevage des ovins ; de nombreux pâturages sont ainsi abandonnés, burons et jasseries (ou fermes d'en haut) tombent en ruines s'ils ne peuvent être aménagés en résidence secondaire. Ces modifications ainsi que le développement du tourisme motorisé incontrôlé dégradent les chemins et entraînent un appauvrissement de la flore. En effet, cette zone de moyenne altitude offre une flore d'une grande diversité. Aux landes à bruyère et forêts s'associent notamment les myrtilles, les jonquilles et les gentianes jaunes, tandis que la pensée des Vosges se trouve dans les landes à airelles et le muguet à la myrtille herbeuse. Les graminées subalpines naturelles comportent un grand nombre d'espèces souvent très colorées. La flore est également très riche dans les fumades, prairies situées près des jasseries. Les milieux humides sont occupés par des sols tourbeux, voire par des tourbières acides où se développent les sphaignes et des espèces rares comme la Drosera à feuille ronde.

RISQUES NATURELS : SISMICITÉ

La sismicité de cette région est faible par rapport à celle de la chaîne des Puys, plus à l'Ouest.

L'objet de ce chapitre est de faire le point sur les données existantes. Il s'agit tout d'abord des données extraites de la base informatisée SIRENE du BRGM qui est constituée d'un échantillon représentatif de l'activité sismique observée depuis l'an 1000 à nos jours (Godefroy *et al*, 1990). Cette base de données macrosismiques rassemble les données concernant les effets observés des séismes dont l'intensité est déterminée selon l'échelle M.S.K. (1964).

On dispose également des données du fichier de sismicité instrumentale établi par le laboratoire de détection géophysique (L.D.G.) du Commissariat à l'énergie atomique et de celles du réseau national de surveillance sismique (RéNaSS) de Strasbourg. Ce fichier inclut tous les séismes de magnitude supérieure ou égale à 2,5 enregistrés en France de 1962 à fin 1995.

Sismicité locale

La région d'Ambert est caractérisée par l'existence d'un petit bassin d'effondrement oligocène de direction N-S se prolongeant jusqu'à Arlanc au Sud et limité au Nord par des failles NW-SE. Plusieurs séismes récents se sont produits sur la bordure ouest de ce fossé.

Un seul épicerne macrosismique est connu à l'intérieur des limites de la feuille Ambert. Il s'agit du séisme du 23 juin 1958 d'intensité IV-V. L'épicentre de ce séisme ($45^{\circ}36'N$; $3^{\circ}41'E$), localisé à proximité des communes de Thiolières, Bertignat et Grandval, où l'intensité IV-V a été ressentie, se trouve à près de 7 km au Nord-Ouest d'Ambert.

Cinq séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,0 localisés par le L.D.G. se trouvent à l'intérieur de la feuille Ambert. Les séismes des 5 novembre 1971 (magnitude locale $M_L = 3,4$), 8 octobre 1984 (magnitude de durée $M_d = 3,1$), 30 avril 1989 ($M_L = 3,5$ et $M_L = 3,0$) et 30 mai 1991 ($M_d = 3,2$) sont tous situés dans le quart sud-ouest de la feuille, à proximité de Saint-Amant-Roche-Savine et Ambert. Leurs caractéristiques sont données dans le tableau 3.

À proximité immédiate de la feuille, soit à une distance inférieure à 8 km des limites extérieures, on note :

- à l'Ouest de la feuille, à hauteur de Cunlhat, le séisme précurseur ($M_L = 3,3$) du séisme du 5 novembre 1971 survenu le même jour et celui du 4 avril 1972 ($M_L = 3,3$) ;
- au Sud-Ouest de la feuille, huit séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,0 survenus le 8 octobre 1982 ($M_L = 3,3$, $M_L = 3,1$ et $M_L = 3,0$), le 10 mai 1983 ($M_d = 3,4$), le 15 mars 1987 ($M_d = 3,2$), le 9 février 1989 ($M_d = 3,1$), le 9 mai 1989 ($M_d = 3,0$) et le 11 mars 1990 ($M_L = 3,0$) ;

Cette sismicité se concentre principalement sur la bordure ouest du bassin d'effondrement d'Ambert en trois régions bien délimitées (Dorel *et al.*, 1995) : au Nord-Ouest d'Ambert avec le séisme du 30 avril 1989 ; à l'Ouest de Marsac (9 février 1989) ; au Nord-Ouest d'Arlanc (7 février 1988 ; cf. ci-dessous).

Date (heure minute)	Coordonnées de l'épicentre		Magnitude MI ou Md (L.D.G.) Intensité
	Latitude	Longitude	
23 juin 1958	45°36'N	3°41'E	IV-V
5 novembre 1971	45°37'N	3°38'E	3,4
8 octobre 1984	45°36'N	3°41'E	3,1
30 avril 1989	45°37'N	3°40'E	3,5
(13h12)			
30 avril 1989	45°37'N	3°37'E	3,0
(13h 22)			
30 mai 1991	45°35'N	3041'E	3,2

Tableau 3 - Caractéristiques des séismes de la feuille Ambert

Sismicité régionale

À l'échelle régionale, dans un rayon de 50 km autour de la feuille Ambert, les principaux séismes sont les suivants :

- au Nord de la feuille, à près de 20 km au Nord de Saint-Georges-en-Couzan (42) est survenu, le 12 septembre 1877, un séisme d'intensité épiscopale (I_0) égale à VI ;
- au Nord-Ouest de la feuille, non loin de Vichy, le séisme du 25 mars 1957 a atteint une intensité égale à VI.

Les séismes qui suivent se trouvent à l'intersection des failles de Limagne, de Saint-Sauve et du Céallier. La magnitude des événements sismiques qui s'y sont produits est assez forte :

- à l'WNW de la feuille, à proximité de Clermont-Ferrand (intersection des failles de Saint-Sauve et de la bordure ouest de Limagne), trois forts séismes se sont produits au XV^e siècle. Il s'agit des séismes de 1450 ($I_0 = VII$), 29 juin 1477 ($I_0 = VII-VIII$) et surtout du séisme du 1^{er} mars 1490 ($I_0 = VIII$) qui est le plus fort séisme connu dans le Massif central ;
- à 35 km à l'Ouest de la feuille, près de Champeix, le séisme du 9 octobre 1833 a atteint l'intensité VI ;

Date du séisme et situation géographique de l'épicentre	Coordonnées de l'épicentre		Intensité épicentrale	Magnitude MI (L.D.G.)	Intensités observées Commune(s)
	Latitude	Longitude			
12 septembre 1877 (20 km au Nord de Saint-Georges-en-Couzan)	45°52'N	3°49'E	VI	-	V <i>Sail-sous-Couzan</i>
26 août 1892 (Saint-Germain-Lembron, 45 km WSW d'Ambert)	45°28'N	3°10'E	VII	-	V-VI <i>Ambert</i>
14 août 1935 (environs de Billom, 50 km à l'WNW d'Ambert)	45°46'N	3°10'E	V	-	III <i>Ambert</i> III-IV <i>Saint-Amant-Roche-Savine</i>
25 janvier 1946 (Sierre, Suisse, 310 km à l'Est d'Ambert)	46°17'N	7°33'E	VII-VIII	-	II <i>Ambert</i>
30 mai 1946 (Sierre, Suisse, 310 km à l'Est d'Ambert)	46°17'N	7°33'E	VII	-	III-IV <i>Ambert</i>
25 mars 1957 (environs de Vichy, 60 km au NNW d'Ambert)	46°03'N	3°27'E	VI	-	III <i>Ambert</i> III-IV <i>Olliergues, Saint-Anthème</i> IV <i>Augerolles</i>
23 juin 1958 (entre Thiolières, Grandval et Bertignat)	45°36'N	3°41'E	IV-V	-	III-IV <i>Ambert</i> IV <i>Job, Saint-Anthème, Augerolles</i> IV-V <i>Thiolières, Grandval, Bertignat</i>
7 février 1988 (Arlanc, 10 km au Sud d'Ambert)	45°27'N	3°46'E	IV	3,5	III <i>Ambert</i> III-IV <i>Job, Saint-Amant-Roche-Savine</i>

Tableau 4 - Intensités macrosismiques observées sur la feuille Ambert

-au Sud-Ouest de la feuille, à proximité de Saint-Germain-Lembron (Cézallier), à 45 km d'Ambert, le séisme du 26 août 1892 a atteint l'intensité VII. Plus loin, celui du 18 octobre 1833, près de Brioude a atteint également l'intensité VII.

Les données de sismicité instrumentale issues du L.D.G. (période 1962 à 1995) pour les séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,0 permettent de confirmer le caractère quasi asismique de la partie ouest de la feuille Ambert. En revanche, l'activité sismique soulignée par la microsismicité dans le Sud-Est de la feuille et au Sud d'Ambert ne se retrouve pas au travers des données de sismicité historique, ce qui montre bien la complémentarité de ces deux types d'informations.

Les séismes de magnitude supérieure ou égale à 4,0 les plus proches de la feuille, enregistrés dans les régions avoisinantes, se trouvent à plus de 80 km au Nord-Ouest, à proximité de Saint-Éloy-les-Mines, dans le Puy-de-Dôme (7 novembre 1982 : $M_l = 4,0$, $I_o = V$) et à proximité de Tréban, dans l'Allier, à une centaine de kilomètres d'Ambert (11 février 1978 : $M_l = 4,1$, $I_o = +IV$).

On peut également mentionner le séisme du 7 février 1988 de la Haute-Loire, dont l'épicentre macrosismique est placé près d'Arlanc, à 10 km au Sud d'Ambert. Ce séisme de magnitude locale $M_l = 3,5$ a une intensité épicentrale égale à III-IV.

Origine des secousses ressenties sur le territoire de la feuille Ambert

Le tableau 4 présente une sélection de séismes historiques et contemporains ressentis sur le territoire de la feuille Ambert, à savoir ceux pour lesquels on dispose d'intensités relatées dans les archives historiques ou dans les enquêtes macrosismiques. Dans ce tableau sont mentionnées de façon systématique, lorsqu'elles existent, les intensités ressenties à Ambert même, auxquelles ont été rajoutées, le cas échéant, les intensités supérieures connues dans d'autres localités situées sur le territoire de la carte.

Sur huit événements recensés, six ont pour origine des séismes relativement proches, dont l'épicentre se situe dans un rayon de 50 km autour de la feuille.

Il apparaît que des séismes très lointains peuvent également être ressentis, comme c'est le cas pour les séismes suisses des 25 janvier et 30 mai 1946. Il faudrait rajouter à cette liste d'événements ressentis sur le territoire de la feuille Ambert, ceux qui n'ont pas été mentionnés faute de témoignages écrits. Ainsi, les séismes des 1^{er} mars 1490 ($I_o = VIII$) et du 29 juin 1477 ($I_o = VII-VIII$) de la région de Clermont-Ferrand ont très vraisemblablement induit une intensité de l'ordre de VI sur la région nord-ouest de la feuille. De même, le

séisme du 18 octobre 1833 de la région de Massiac dans le Cantal, situé à une cinquantaine de kilomètres au Sud-Ouest d'Ambert a pu également induire une intensité proche de VI dans la partie méridionale de la feuille.

Prise en compte du risque sismique

D'après le décret du n° 94-461 du 14 mai 1991 paru au Journal officiel du 17 mai 1991, seul le canton de Courpière, dans l'arrondissement de Thiers se trouve en zone Ia. Ceci signifie que les règles de construction parasismique sont obligatoires pour les ouvrages à « risque normal » (ouvrages courants), situés sur les communes appartenant au canton de Courpière, soit à l'extrême nord-ouest de la feuille. Le reste de la carte se trouve en zone 0. Pour les communes se trouvant dans cette zone, aucune règle de construction parasismique particulière n'est obligatoire. Toutefois, pour les ouvrages à « risque spécial » (installations industrielles classées), des études spécifiques mettant en œuvre une analyse sismotectonique et des calculs de spectres de réponse qui traduisent les mouvements sismiques de référence à prendre en compte sont nécessaires.

Il est à noter que l'appartenance d'un site donné à une zone sismique est déterminée par la localisation de ce site à un canton, par référence au découpage administratif du 1^{er} janvier 1989, quelles que puissent être les modifications ultérieures de ce découpage.

RESSOURCES EN EAU

Données climatologiques

Deux stations météorologiques implantées sur le secteur de la carte permettent de disposer de données climatiques : les postes d'Ambert (altitude : 540 m), pour les hauteurs de précipitation et de Saint-Anthème (altitude : 950 m) pour les températures.

Températures (chronique 1991-1995, données Météo-France)

Les moyennes mensuelles de température s'étagent entre - 0,3 °C en janvier et +15,6 °C en août. Sur cinq ans, la moyenne annuelle est de 6,6 °C, avec des écarts allant de 5,3 °C à 7,1 °C. L'altitude de la station explique ces valeurs relativement basses, cependant assez représentatives dans leurs variations du secteur de la carte.

Précipitations (chronique 1991-1995, données Météo-France)

Annuellement, les hauteurs de précipitations enregistrées à Ambert sont en moyenne de 889 mm, avec des écarts importants d'une année à l'autre : par exemple 680 mm en 1991, contre 1 041 mm en 1994. Les mois de juin et de septembre sont les plus pluvieux, avec des hauteurs moyennes sur cinq ans respectivement de 109 et de 119 mm. À l'inverse, les mois les plus secs pour la même période sont mars et décembre, avec respectivement 43 et 49 mm. Ces précipitations, relativement abondantes, sont assez bien réparties le long de l'année, avec 170 jours de précipitations en moyenne sur la période, dont 26 jours de neige.

Hydrographie

Affluent rive droite de l'Allier, la Dore, qui prend sa source au sein du massif du Livradois, constitue l'axe drainant majeur des terrains situés sur le territoire de la feuille Ambert. Dans ce secteur, son cours prend l'orientation SE-NW, tandis que plus au Sud (feuille Arlanc), il est nettement orienté S-N.

La pente moyenne du cours de la Dore est de 4 ‰ sur la partie intermédiaire de son cours, qui traverse la carte (min. : 1,4 ‰ à la sortie d'Ambert ; max. : 6,5 ‰ en amont d'Olliergues).

En aval de l'agglomération d'Ambert, la Dore, dont la vallée atteint 1 km de large, quitte la plaine oligocène, puis emprunte une succession de gorges entaillant les massifs cristallins du Livradois. Elle serpente alors dans d'étroites vallées, dont le fond est pratiquement dépourvu d'alluvions.

De petits affluents rive droite (ruisseaux de Valeyre, du Batifol, de Vertolaye, de Gérize), descendant des monts du Forez, ou rive gauche (ruisseaux de la Ravanie, de Carcasse) drainent le socle entre Ambert et Olliergues et vont grossir le cours de la Dore selon un régime torrentiel (contrastes importants des apports entre l'étiage et les hautes eaux). L'infiltration des eaux de précipitation est faible, du fait de la nature compacte des roches et des fonds plutôt argileux des talwegs. Cela contribue à accroître le ruissellement et l'aspect torrentiel des écoulements.

La partie orientale de la carte, dominée par les monts du Forez, ne possède qu'un chevelu disséminé qui s'écoule vers l'Est ; de petits cours d'eaux tels que l'Ance et le ruisseau de Pierre-Brune prennent leur source dans ce secteur. Le Nord-Est de la carte est traversé par le Lignon, sur lequel une retenue - le barrage de Pontabouland - a été implantée. À signaler également, au Sud de la carte, la présence du lac du barrage des Pradeaux, en liaison avec une centrale hydro-électrique.

Il faut noter le rôle joué par la fracturation tardi-varisque : les fractures d'orientation générale N140°E drainent parfaitement les ruisseaux dans le fond des vallées du Haut-Forez.

Hydrologie, qualité des eaux de surface

Une station de jaugeage implantée en aval immédiat de Saint-Gervais-sous-Meymont permet de connaître les débits de la Dore (source : agence de l'Eau Loire-Bretagne). Ainsi, les débits moyens mensuels de cette rivière (données 1936-1984) s'étagent-ils entre 4 m³/s en août et 18 m³/s en février, pour un débit moyen interannuel de 11 m³/s. Les extrêmes instantanés enregistrés à cette station sont de 0,08 m³/s et de 253 m³/s. Pour la partie du bassin-versant située en amont de la station (800 km²), cela donne un module spécifique moyen de 13,9 l/(s.km²). Cette valeur élevée traduit le peu d'inertie d'écoulements à forts gradients, avec un important ruissellement.

La rareté des affluents de la Dore dans la partie nord de la carte se traduit par de faibles apports à cette rivière dans ce secteur. En outre, l'absence de pertes souterraines en aval d'Ambert fait que le débit de la Dore varie peu sur le territoire de la carte.

La qualité générale des cours d'eau est bonne, même si celle de la Dore n'est que moyenne. Les efforts pour améliorer la qualité des rejets dans cette rivière se font importants ces dernières années.

Il faut enfin souligner la présence de zones humides (tourbes à sphaignes), qui abondent dans les landes en altitude, surtout sur la partie centrale et orientale de la carte. Certaines de ces zones, qui assurent la pérennité de la qualité des eaux, notamment vis-à-vis des teneurs en nitrates, font maintenant l'objet d'une protection réglementaire.

Eaux souterraines

Aquifères et A.E.P.

Les principaux gisements en eau souterraine sont localisés au sein :

- d'une part des formations plutoniques ou métamorphiques du Forez et du Livradois (exploitées) ;
- d'autre part des graviers et sables grossiers de la plaine oligocène d'Ambert (en liaison avec la Dore) ou des moraines des plateaux du Forez (peu ou pas exploités).

• **Formations granito-migmatitiques et métamorphiques.** Les ressources dans ces formations sont exploitées par l'intermédiaire de sources (sources d'arènes). En effet, profitant de l'altération superficielle des roches, elles sont localisées pour l'essentiel au sein des altérites et ressortent à la faveur de seuils ou de niveaux argileux imperméables. Des diaclases ou autres fractures superficielles peuvent également servir de drain aux écoulements, comme c'est le cas des filons de quartz ou de lamprophyres, abondants dans la partie occidentale de la carte. Des sources peuvent sourdre également dans les pentes sur lesquelles reposent les gisements de tourbe.

Ces sources ont des débits faibles (moins de 50 l/minute), qui varient directement en fonction de la pluviométrie, et vont pour les plus faibles jusqu'à tarir dans les périodes d'étiage prononcé.

La plupart des captages d'adduction d'eau potable (A.E.P.), destinés à l'alimentation humaine, exploitent cette ressource, en captant les sources le plus souvent par gravité. C'est ainsi que plus de cent captages peuvent être dénombrés sur le territoire couvert par la carte. Même l'agglomération d'Ambert s'alimente en partie par ces sources, le complément étant fourni par un prélèvement en eau de surface. La qualité bactériologique de la ressource est généralement bonne, du fait du recouvrement forestier et de la faible densité de l'élevage. Pour ce qui est de la physico-chimie, les eaux sont faiblement minéralisées (environ 50 mg/l, résistivités de l'ordre de 30 000 Ω .m) et acides (pH parfois inférieur à 6, souvent compris entre 6,3 et 6,5). Le faciès de ces eaux est bicarbonaté sodique ou calcique et parfois potassique. Ces éléments constituent la quasi-totalité des majeurs présents dans les eaux.

• **Formations détritiques oligocènes et quaternaires.** La terminaison de la plaine oligocène d'Ambert ne favorise pas les gisements d'eau souterraine exploitable en grande quantité. Les alluvions (Fy ou Fz) sont en effet peu développées : moins de 5 m d'épaisseur, pour une largeur de l'ordre de 3 km au maximum. L'épaisseur de nappe n'excède pas 3 m. De plus, les faibles possibilités d'emmagasinement de la plaine engendrent des inondations fréquentes en périodes de hautes eaux. Enfin, les terrasses qui bordent la plaine, constituées d'alluvions plus anciennes (Fx), ont une extension faible et sont trop argileuses pour être aquifères. Cela explique le peu de captages situés dans ce secteur (moins de 10 captages recensés dans le secteur d'Olliergues).

Enfin, la faible protection de cette ressource, du fait de l'absence de recouvrement argileux continu ne favorise pas l'implantation de captages importants.

Eaux thermominérales

Quelques résurgences sont connues comme relevant de l'hydrothermalisme. Elles sont localisées au fond des talwegs du massif du Forez (fracturation tardi-hercynienne) et le long de la bordure de la plaine oligocène d'Ambert. Il s'agit en effet de sources appartenant à la ceinture carbogazeuse qui parcourt le Massif central. Elles ressortent à la faveur de couloirs de fracturation parfois propices à la remontée de gaz d'origine mantellique (CO_2 , H_2S , CH_4 , gaz rares et alcanes).

Contrairement à d'autres régions les remontées d'eau ne sont pas associées à une activité volcanique, mais peuvent marquer des circuits hydrauliques localisés et peu profonds. Les eaux sont toujours froides (autour de $10\text{ }^\circ\text{C}$), et sortent à faible débit (moins de 5 l/minute le plus souvent). Leur minéralisation dépend des parcours locaux dans les fractures. Elle varie de 50 mg/l à 1 500 mg/l pour les plus minéralisées (conductivités de 200 à 1 400 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Par exemple, la résurgence de Saint-Amant-Roche-Savine est constituée d'eaux gazeuses et peu minéralisées.

Le faciès de ces eaux est bicarbonaté sodique ou calcique, comme cela est typique des eaux traversant le socle cristallin en Auvergne. Cependant, les faibles concentrations en sulfates et surtout en chlorures marquent l'absence d'influence volcanique et rapprochent la chimie de ces eaux de celles de l'Ardèche et du bassin de la Loire.

Quelques sources (Roddes, près d'Ambert) ont été commercialisées localement au début du siècle, d'autres sont surveillées (sources de la Fronfrote à Marat et de la Font-Fort à Sauvain) mais la plupart d'entre elles ne sont pas exploitées : seule la source de la Fayolle à Saint-Amant-Roche-Savine comporte une buvette.

Documents utilisés

- Répartition des ressources en eau et en granulats pour servir à l'aménagement de la plaine alluviale de la Dore - Rapport CETE Lyon / BRGM-SGR Auvergne - R 30257 AUV 4S 89
- Sensibilité des moyens de production-distribution à une seconde année de sécheresse (1989-1990) - Programme d'intervention - Rapport BRGM-SGR Auvergne n° R 31 111 AUV 4S 90
- Banque de données du sous-sol du BRGM
- Données Météo-France concernant les stations d'Ambert et de Saint-Anthème.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Sables, graviers argiles. Des gravières et sablières ont été anciennement exploitées dans la vallée alluviale de la Dore au Nord d'Ambert et ont été noyées pour former actuellement les petits étangs de Chauttes. Les argiles

de l'Oligocène ont été extraites dans divers points du bassin d'Ambert pour alimenter des tuileries et briqueteries artisanales jusqu'au début du siècle.

Dans la partie nord-ouest de la carte, l'arène sablo-argileuse développée sur le « granite » de Saint-Dier a servi à la confection du pisé qui entre pour une large part dans la construction des bâtiments anciens.

Tourbe. Pendant la deuxième guerre mondiale ont été exploitées semi-industriellement des tourbières comme les trois qui se trouvent à l'Ouest de Baracuchet dans la partie sud-est de la carte. La tourbe extraite servait alors à la fabrication de comprimés pour gazogènes ! De la tourbe a été également été exploitée pour servir de combustible dans les jasseries des Hautes Chaumes du Forez.

Feldspath, quartz, béryl. Les indices et gîtes de ces substances monominérales figurent dans les tableaux des gîtes et indices minéraux donnés en annexe. Dans le bois de la Pierre-Blanche, sur la commune de La Chapelle-Agnon, la société Quartz Pierre-Blanche exploite depuis 1996 un filon de quartz plus localement feldspath. Ce filon de direction N70°E atteint une puissance de l'ordre de 20 m et recoupe le massif de granite-granodiorite de Saint-Dier ; la réserve de quartz est estimée à 1 million de tonnes. La pureté du quartz permet entre autres la fabrication de silicium métal.

Le béryl se trouve dans le secteur de Saint-Pierre-la-Bourlhonne-Job au sein de pegmatites liées spatialement et sans doute génétiquement au granite péri-Forez à deux micas.

Matériaux rocheux divers. Pour la construction des bâtiments et/ou l'empierrement des chemins et routes, des roches plutoniques, métamorphiques ou volcaniques ont été ramassées dans les champs et/ou extraites dans des carrières et autres grattages superficiels dont les principaux sont indiqués sur la carte.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

En annexe, des tableaux donnent la localisation et les principales caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur le territoire de la feuille Ambert. Ces gîtes et indices sont tous situés dans le département du Puy-de-Dôme : est-ce dû uniquement au contexte géologique ou est-ce dû *pro parte* à une prospection plus sommaire dans le département de la Loire ? En tout cas la nature des substances minérales est contrôlée par le type de granitoïde encaissant.

Les granitoïdes et migmatites du Livradois, et en particulier le « granite » de Saint-Dier (cf. également feuilles Issoire : Saint-Joanis *et al*, 1982 et Noirétable : Leistel *et al*, 1988), sont les hôtes de minéralisations :

- en galène argentifère parfois accompagnée d'un ou plusieurs des minéraux suivants : blende, chalcoppyrite, pyrite, mispickel, fluorine, barytine ;
- en mispickel généralement accompagné de pyrite dans une gangue de quartz microcristallin ; les deux filons lenticulaires de la feuille Ambert n'ont pas fait l'objet d'une analyse géochimique, mais ne sont pas aurifères d'après une étude réalisée au BRGM par V. Bouchot (comm. orale, 1994) ;
- en minéraux uranifères (chalcolite, autunite) accompagnés soit de mispickel et galène (Tussigère, à proximité d'un filon de leucogranite), soit de mispickel et pyrite (Croix-Pradier, feuille Issoire), soit encore de chalcoppyrite, pyrite, barytine (Charguelon, feuille Issoire) ;

Le granite à deux micas péri-Forez est l'encaissant de minéralisations soit en cuivre (les Chabanoux), soit surtout en uranium : un seul filon d'autunite a été recensé sur le territoire de la feuille Ambert, mais plus au Sud (feuille Arlanc : Kornprobst *et al*, 1983) sont connus huit filons uranifères de direction N100-135°E dont ceux des gisements du bois des Gardes et du bois des Fayes (secteur de Grandrif) desquels ont été extraits moins de 10 t et 70 t d'uranium respectivement (Kornprobst et coll., 1984).

Sur les territoires des feuilles Ambert et Montbrison, le granite du Forez ne renferme aucun indice connu de minéralisation, alors que sur le territoire de la feuille Monbrison (Dhelemmes *et al*, 1974) des indices uranifères ont été recensés au sein du granite du Forez et surtout du leucogranite de grain fin à muscovite qui le recoupe.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES

Dans le guide géologique régional : Massif central (Peterlongo, 1978, Paris : Masson) ne figure aucun itinéraire concernant le territoire de la feuille Ambert à 1/50 000. Il pourrait être envisagé de créer des itinéraires géologiques balisés dans le cadre du parc naturel régional du Livradois-Forez, d'autant que les responsables de ce PNR ont déjà fait poser des panneaux émaillés concernant la flore, la faune et la vallée glaciaire du Fossat.

Les affleurements clés qui servent de référence pour la description des terrains sont signalés dans la notice avec leurs coordonnées Lambert. Sur la carte, des symboles spécifiques indiquent la localisation d'une part des carrières et d'autre part des autres sites d'observation les plus remarquables.

Pour une découverte en une journée ou plus, les itinéraires suivants (fig. 10) permettent de découvrir les caractères majeurs des principales entités géologiques présentes sur le territoire de la feuille Ambert.

Itinéraire n° 1 : l'ensemble granito-migmatitique du Livradois et le fossé oligocène d'Ambert, en remontant la vallée de la Dore par la D 906, depuis le pont situé en limite ouest de la feuille (à l'Ouest de Saint-Gervais-sous-Meymont) jusqu'à Ambert, dans le département du Puy-de-Dôme.

Les talus nord de la D 906 permettent les observations suivantes :

- juste à l'Est du pont sur la Dore (1), le faciès à cordiérite du granite de Saint-Dier qui renferme de petites enclaves riches en biotite, soit gneissiques, soit de type microgrenu, et qui est recoupé par plusieurs filons de lamprophyre ;

- à environ 1 km à l'Est d'Olliergues (2), une coupe remarquable de quelque 200 m de long, correspondant aux figures 4 et 5 de la présente notice ;

- à environ 2 km à l'Ouest de Vertolaye (3), le granitoïde hétérogène du Livradois, recoupé par un réseau de filons de pegmatite particulièrement dense en face d'une aire de stationnement située en bordure sud de la D 906. À partir du hameau de la Chauz, la D 906 se trouve dans le bassin oligocène d'Ambert-Arlanc et en « déviant » légèrement de la route principale il est possible de découvrir :

- d'une part le paléosol rouge « sidérolitique » de la Tour-Goyon (4) : à la Chauz prendre, vers l'Est, la petite route qui mène à la Tour-Goyon et avant d'arriver à ce petit hameau prendre, à la cote 588, la piste carrossable qui mène à une ferme isolée, puis prendre à pied le chemin qui part vers le Sud ; après une centaine de mètres affleure, sur ce chemin, un paléosol ferrugineux d'une couleur rouge brique très caractéristique ;

- d'autre part des arkoses : à Terre-Rouge - dans la partie nord d'Ambert - prendre vers le Nord-Ouest la petite route qui mène au hameau du Châtelet ; juste après les dernières maisons de Terre-Rouge, les arkoses constituent une petite barre rocheuse en bordure nord-est de la route (5).

Un petit arrêt à Ambert permet de visiter la ville et notamment son église, et de déguster la célèbre fourme. Le voyageur pas trop pressé pourra se rendre au moulin Richard-de-Bas, à quelques minutes de route d'Ambert, vers l'Est, pour y découvrir une papeterie utilisant encore un procédé datant du XIV^e siècle (cf. « Situation géographique »).

Itinéraire n° 2 : le dôme anatectique du Forez, les granitoïdes péri-Forez et les appareils volcaniques tertiaires, sur le versant oriental des monts du Forez, dans le département de la Loire.

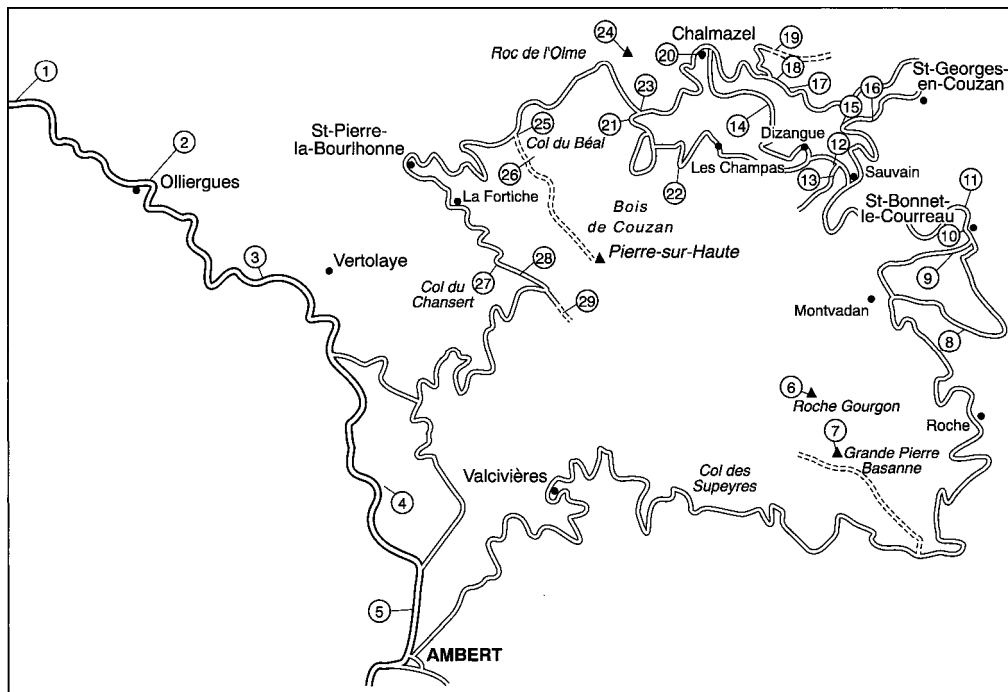


Fig. 10 - Itinéraire de découverte géologique

À partir d'Ambert la D 106 permet, via Valcivières, de parcourir le versant occidental des monts du Forez jusqu'au col des Supeyres (1 365 m d'altitude), en traversant d'abord la ceinture des granitoïdes péri-Forez puis le faciès à biotite du granite du Forez et des panneaux de migmatites associées. Cependant, ces diverses roches varisques affleurent bien mieux sur le versant oriental ; il est donc préférable de ne pas s'attarder.

Du col des Supeyres, la D 106 permet de descendre le versant oriental ; à 2 km à l'Ouest de Baracuchet, les premières « châtaignes » de cordiérite apparaissent au sein du granite du Forez. De Baracuchet la D 113 puis la D 44 mènent à Roche. À partir de ce village, l'exploration du versant oriental permet de découvrir de bons affleurements du dôme granito-migmatitique du Forez et des appareils volcaniques tertiaires spatialement associés.

• **Les appareils volcaniques du haut Forez : dyke de la Roche-Gourgon et necks de Grande- et Petite-Pierre-Bazanne.** Pour cet itinéraire il est indispensable de disposer d'une carte topographique IGN, à 1/25 000 de préférence. À partir de Roche, il faut suivre la D 44, en direction de Sauvain, sur environ 2 km, puis à la cote 1 023 prendre la petite route qui part vers l'Ouest, mène à Montvadan, puis contourne le pic de Glizieux par le Sud. Près de la cote 1 192, emprunter la piste qui part vers le Sud et à la cote 1 248, au Sud-Est de Château-Gaillard, prendre vers l'Ouest jusqu'à l'intersection de la cote 1 291. De cette intersection, il est possible de monter, en voiture par de mauvaises pistes ou à pied, vers les superbes paysages des Hautes Chaumes, en allant :

- soit vers le Nord-Ouest, pour découvrir autour de la cote 1 420 le dyke de la Roche-Gourgon (6), constitué de basanite à leucite montrant des prismes verticaux et un débit en dalles ; une petite tourbière se trouve au pied nord du dyke;

-soit vers le Sud-Ouest, pour atteindre le nec plus ultra des appareils volcaniques du Forez : le neck de Grande-Pierre-Bazanne (7 ; cote 1 394), formé d'un basanitoïde à prismation verticale et émergeant des Hautes Chaumes en ayant - comme son nom l'indique : neck = cou en anglais - une forme de cou avec un diamètre d'une dizaine de mètres et une hauteur d'une dizaine de mètres au-dessus du sol ; à 1,3 km à l'ESE le neck de Petite-Pierre-Bazanne (cote 1 344) a un diamètre plus petit, de quelques mètres, et se singularise par un système d'orgues convergentes vers le sommet.

• **Le dôme anatectique du Forez et la coulée volcanique de Sauvain.** Une carte routière à 1/200 000 est suffisante pour cet itinéraire.

À partir de Roche il convient de suivre la D 44 jusqu'à l'intersection de la Traverse, puis de prendre la D 69 vers l'ESE en direction de Montbrison ; au bout d'un plus de 2 km (8) le talus nord de la D 69, rectifiée en 1995, montre de superbes affleurements du leucogranite tardimigmatitique à grain

fin, à deux micas, avec une fracturation importante et le développement local d'une altération en boules dont les sections verticales montrent parfois des auréoles concentriques. Quelques minces filons de roches volcaniques tertiaires recoupent ce leucogranite.

En continuant de suivre la D 69, on arrive rapidement à l'intersection avec la D 101 que l'on prend en direction de Saint-Bonnet-le-Courreau. Dans ce village et autour affleurent le faciès à cordiérite du granite du Forez et plusieurs types de roches associées :

- un panneau de granite-granodiorite porphyroïde à biotite, au Sud-Ouest le long de la D 20 (9) ;
- un petit corps de pyroxéno-amphibolite rubanée constituant la colline qui culmine à la cote 1 106 au Sud-Ouest (10) et entouré de migmatite à cordiérite.

Le granite à cordiérite affleure notamment à l'extrémité nord du village, en bordure de la D 101 (11). Cette dernière puis, à partir du pont de la Pierre, la D 110 permettent de se rendre à Sauvain.

Juste à l'Ouest de Sauvain se trouve le plus important lambeau de coulée de basanitoïde présent sur le territoire de la feuille Ambert. Pour accéder à la carrière de la Grotte, il suffit de prendre la D 101 en direction de Chalmazel jusqu'au hameau de Fontapin, puis tourner à gauche pour prendre la petite route qui mène au Mas. Dans le talus et le fossé du premier virage (12) affleure le granite à biotite du Forez, avec à son sommet une paléoarène sur laquelle repose la base de la coulée volcanique. De part et d'autre du virage suivant (13) se trouvent d'anciennes petites carrières, implantées dans un basanitoïde prismé.

De là, un demi-tour permet de revenir à Fontapin d'où il est possible de rejoindre le bourg de Chalmazel par deux itinéraires différents :

- soit directement par la D 101 *via* Disangue (Disangue sur la carte Michelin) où une laiterie fabrique et vend des fromages traditionnels des monts du Forez et notamment de la « brique » ; de Disangue jusqu'au pont de Chevelières, sur 5 à 6 km, les talus de la D 101, refaits en 1994-1995 offrent de bons affleurements du granite à biotite du Forez et des nombreux panneaux de paragneiss migmatitiques qui lui sont associés. En particulier, près du hameau de le Charreau (14) le talus ouest montre un granite à tendance porphyroïde renfermant des septa gneissiques et surmonté vers le Nord d'un panneau de migmatites de type métatexite dont les mélanosomes sont localement très riches en sillimanite et qui contiennent quelques niveaux lenticulaires de paragneiss gris à grain fin ;
- soit indirectement en retournant à Sauvain pour y prendre la D 110 vers le Nord en direction de Sauvain. À partir du pont Neuf sur le Lignon (15), les talus nord de la D 110 offrent jusqu'à Saint-Georges-en-Couzan une coupe remarquable à travers d'abord le granite à biotite du Forez avec des enclaves

soit anguleuses et gneissiques, soit arrondies et sombres de type microgrenu, puis, à partir de (16), le panneau de migmatites de Saint-Georges-en-Couzan.

De ce dernier bourg, la D 6 permet de rejoindre Chalmazel en longeant les nombreux affleurements situés en bordure nord de la route et en oscillant de part et d'autre du contact entre la bordure nord du granite du Forez (17 par exemple) et le granite à deux micas péri-Forez (18 par exemple). Ce dernier est sous-jacent au granitoïde porphyroïde à biotite péri-Forez qui affleure le long des chemins situés plus au Nord et dont un faciès particulier, riche en biotite se trouve juste à l'Est du hameau de Diminasse (19) le long d'une piste carrossable.

Le bourg de Chalmazel (20) se situe sur une zone complexe de contacts entre le dôme du Forez et les deux laccolites péri-Forez. Il est possible d'y visiter le château et d'y déguster des tartelettes aux myrtilles et d'autres spécialités locales.

Itinéraire n° 3 : les formations glaciaires (moraines) du haut Forez et quelques autres affleurements de granitoïdes péri-Forez, entre Chalmazel (Loire) et Vertolaye (Puy-de-Dôme).

Au Sud de Chalmazel, la D 6 recoupe le granite péri-Forez à deux micas, puis le granite à biotite du Forez. Depuis l'intersection des Pinasses (cote •1 056), la D 63 mène aux pistes de ski et aux moraines.

Juste après le pont sur le Lachet, le talus ouest (21) de la D 63 montre des moraines anciennes correspondant au stade du Lachet. Ensuite, depuis la station de ski de Chalmazel les moraines récentes peuvent être explorées soit le long des pistes de ski de fond du bois de Couzan, carrossables en été, soit en bordure ouest (22) de la route des Champas le long du ruisseau de la Morte.

Après un retour à l'intersection des Pinasses, la carrière (23) située en limite ouest du hameau et juste au Nord de la D 6 (en direction du col du Béal) montre le granite à deux micas péri-Forez sous l'aspect d'un faciès de grain hétérogène et fortement arénisé avec des enclaves ovoïdes de granodiorite riche en biotite et également arénisée. Environ 400 m plus à l'Ouest une piste, partant de la D 6 vers l'Est puis le Nord et carrossable en été, mène au roc de l'Olme. Après environ 800 m, la piste passe au milieu de boules sombres constituées de tonalite à biotite et mêlées à des blocs de granite à deux micas ainsi qu'à quelques petits blocs de pegmatite graphique.

Le roc de l'Olme (24, cote 1 214) constitue le meilleur affleurement de granitoïde péri-Forez de la feuille Ambert, sert de site d'escalade et offre une vue panoramique sur l'alvéole de Chalmazel permettant de voir vers l'Est la disposition morphologique de l'ensemble des granitoïdes foréziens avec du Sud au Nord le granite à biotite du Forez topographiquement en creux, dans la vallée du Lignon, et surmonté par les deux laccolites super-

posés de la ceinture péri-Forez : granite à deux micas puis granite-granodiorite porphyroïde à biotite constituant le relief situé au Nord de la D 6 entre Chalmazel et Saint-Georges-en-Couzan.

De ce roc de l'Olme un demi-tour permet de regagner la D 6 pour monter au col du Béal (25, altitude 1 390 m) d'où la vue panoramique est superbe et, par temps clair, s'étend jusqu'à la chaîne des Puys vers l'Ouest. À 1,2 km au SSE du col, l'îlot rocheux de Peyre-Mayou (26, cote 1 542) correspond à un ancien nunatak émergeant de la calotte glaciaire qui recouvrait les monts du Forez jusqu'à il y a 10 000 ans seulement ; le chemin qui y mène passe sur des sols noirs recouvrant un dallage glaciaire à périglaciaire visible à la faveur de petits arrachements. La route militaire menant à Pierre-sur-Haute est, sauf autorisation, interdite aux voitures civiles.

Du col du Béal, la D 40 permet de descendre le versant ouest des monts du Forez. De Saint-Pierre-la-Bourlhonne, la haute vallée du ruisseau de Vertolaye est accessible en empruntant la D 66 vers l'ESE jusqu'à la Fortiche, puis la D 66E (D 255 sur la carte Michelin 73, 1992) qui mène au col de Chansert en longeant le ruisseau sur sa rive droite et en traversant les dépôts de la paléovallée glaciaire correspondante :

- moraine de fond avec une petite cascade en bordure ouest de la première épingle à cheveux (27) ;
- énormes empilements de blocs de taille variable dans le talus sud (28) à environ 1 km à l'Ouest de l'embranchement avec la piste menant au Fossat, ainsi qu'en bordure sud de cette piste, au niveau de Pré-Daval, où se trouve la « roche en forme de conque de navire » ;
- alluvions fluvio-glaciaires comblant l'ancien lac situé derrière le barrage morainique de la ferme du Fossat, comme l'indique un panneau émaillé implanté par le P.N.R. du Livradois-Forez à l'endroit où la piste franchit la vallée (29).

À partir de ce dernier point la vallée de Dore peut être rejointe soit en passant par le col de Chansert puis Job, soit en retournant à la Fortiche et en reprenant la D 66, en direction de Vertolaye.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris, soit aux services géologiques régionaux du BRGM :

- S.G.R. Auvergne, 222-224, bd Gustave-Flaubert, 63000 Clermont-Ferrand, pour le département du Puy-de-Dôme ;

- S.G.R. Rhône-Alpes, 29, bd du 11-Novembre, BP 6083, 69604 Villeurbanne cedex, pour le département de la Loire.

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME (1949) - Les tourbières françaises. Ministère de l'industrie et du commerce, direction des mines. Paris : Imprimerie nationale.
- AUBERT M., BATARD F., BOUILLER R., GAGNIERE G., GIOT D., JEAMBRUN M., SAINT-JOANIS R., TRICOT B. (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Issoire (718). Orléans : BRGM, 53 p. Carte géologique par R. Saint-Joanis, B. Tricot, R. Bouiller, D. Giot, M. Jeambrun (1982).
- AUTRAN A., COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogénie varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In* J. Cogné, M. Slansky : « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens ». 26^e congrès géol. intern., colloque C6 (Paris, 1980). *Mém. BRGM*, n° 108, 306 p.
- AUTRAN A., LEFORT J.P., DEBÉGLIA N., EDEL J.B., VIGNERESSE J.L. (1994) - Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. *In* J.D. Keepie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin: Springer-Verlag, p. 204-209.
- BARBARIN B. (1983) - Les granites carbonifères du Forez septentrional (Massif central français). Typologie et relations entre les différents massifs. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 177 p.
- BARBARIN B. (1984) - Mise en évidence à l'aide de la typologie des zircons de deux provinces granitiques dans la montagne du Forez (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 299, sér. II, n° 20, p. 1401-1404.
- BARBARIN B., BELIN J.M. (1982) - Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien « Saint-Gervais - l'Hermitage » (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 1377-1380.
- BEAUFILS G. (1966) - Étude géologique du versant occidental du haut Forez central (P.-de-D.). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.
- BECQ-GIRAUDON J.F., MERCIER D. (1993) - Le bassin de Saint-Étienne. Guide de l'excursion Soc. géol. Fr. du 14-16 septembre 1993.
- BELLON H., 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.
- BOBIER C., GLANGEAUD L. (1959) - Géodynamique et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez. *Bull. Soc. géol. Fr*, sér. 6, t. 1, p. 867.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1962) - Étude géologique et métallogénique de la région d'Ambert, monts du Forez, Puy-de-Dôme. Thèse 3^e cycle, Paris, 100 p.

- BRIAND B., BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., PIBOULE M., OUALI H., CAPIEZ P. (1992) - Affinité alcaline des métabasites des séries périphériques du domaine granito-migmatitique du Velay. *Géologie de la France*, 2, p. 9-15.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.P., DIDIER J. (1982) - Âges radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 135-138.
- CHALIER M. (1993) - Contexte géologique, géochimique et structural des lentilles aurifères de Laurières et Puits-Roux (Limousin central, district de Saint-Yrieix). Implications métallogéniques. Thèse doct. univ. Limoges.
- CHENEVOY M., GAY M., DUTHOU J.L. (1995) - Âge Rb/Sr autunien des migmatites à cordiérite nord-cévenoles (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 320, sér. IIA, p. 491-497.
- CHEVREMONT P., FLOCH J.P., MENILLET F., STUSSI J.M., DELBOS R., SAURET B., BLES J.L., COURBE C., VUAILLAT D., GRAVELAT C. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM, 172 p. Carte géologique par P. Chèvremont, J.P. Floch (1996).
- CLAVAUD B., RATSIMBA G. (1972) - Versant oriental des monts du Forez. Granites et formations associées (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 265 p.
- CLEMENS J.D., VIELZEUF D. (1987) - Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, p. 287-306.
- COUTURIE 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, (D), p. 2292-2300.
- COUTURIE J.P. (1977) - Le massif granitique de la Margeride (Massif central français). Thèse État (Ann. sci. univ. Clermont, n° 62), 319 p.
- DELFOUR J. (1989) - Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 4, 1989, p. 49-77.
- DHELEMMES R., HERNANDEZ J., LORENCHET DE MONTJAMONT M. (1974) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montbrison (720). Orléans : BRGM, 24 p. Carte géologique par M. Duclos, M. Lorenchet de Montjamont, R. Dhelemmes, J.M. Peterlongo, F. Lauzac (1974).
- DIDIER J., BARBARIN B., GAGNY C., LEISTEL J.M., KERRIEN Y. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Noirétable (695). Orléans : BRGM, 72 p. Carte géologique par J.M. Leistel, C. Gagny, M. Barbarin, C. Pellaton, J. Delfour (1988).

- DOREL J., FOURVEL D., DONNADIEU G. (1995) - Étude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 3, p. 271-284.
- Dosso M. (1995) - Guide de découverte des structures de la couverture pédologique. Stage d'étude régionale. Première partie : monts du Forez. CNEARC (Montpellier).
- DUCLOS P. (1965) - Sur l'apparition de la muscovite dans les granites et migmatites du Forez. Sa liaison avec les occurrences uranifères. D.E.S., Clermont-Ferrand.
- DUCLOS M., LORENCHET DE MONTJAMONT M., DHELEMMES R., PETERLONGO J.M., LAUZAC F. (1974) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Montbrison (720). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Dhelemmes, J. Hernandez, M. Lorenchet de Montjamont (1974), 24 p.
- DUTHOU J.L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) - Âge Rb/Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, sér. II, p. 791-796.
- ETIENNE R. (1970) - Les Monts du Forez. Le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief. Thèse 3^e cycle (lettres), Clermont-Ferrand.
- ETLICHER B. (1983) - Structure du socle et morphogenèse dans les monts du Forez. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, 24, n° 1, p. 75-85.
- ETLICHER B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais. Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse, Centre d'études foréziennes, 687 p.
- ETLICHER B. (coord.) (1993) - Les Hautes Chaumes du Forez. Diagnostic écologique pour la gestion d'un espace sensible. Publ. de l'univ. de Saint-Étienne et de la Société des amis de l'univ. de Clermont-Ferrand.
- FORESTIER F.H. (1964) - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°271.
- GACHON L. (1927) - Les phases du creusement dans la région de Valcivières. *Rev. géogr. alpine*, t. XV, p. 599 et suiv.
- GARDIEN V. (1990) - Reliques de grenat et de staurotide dans la série métamorphique de basse pression du mont Pilat (Massif central français) : témoins d'une évolution tectono-métamorphique polyphasée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 310, p. 233-240.
- GARDIEN V., TEGYEV M., LARDEAUX J.M., MISSERI M., DUFOUR E. (1990) - Crustal-mantle relationships in the french Variscan chain : the example of the southern Monts du Lyonnais unit (eastern French Massif Central). *J. Metam. Geol.*, 8, p. 477-492.

- GLANGEAUD P. (1909-1910) - Notes sur les Monts du Forez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 20, n° 126.
- GLANGEAUD P. (1910a) - Les phénomènes glaciaires dans les Monts du Forez. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 150, p. 1085.
- GLANGEAUD P. (1910b) - Les phénomènes volcaniques et les phénomènes glaciaires dans les Monts du Forez. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 481.
- GODEFROY P., LAMBERT J., LEVRET A., VASKOU P. (1990) - The French macroseismic data base "SIRENE". XXIIInd General Assembly of the European Seismological Commission, (Barcelona, 17-22 sept. 1990).
- GONNARD F., FRERE ADELPHÉ (1894) - Sur un gisement d'émeraude à Biauchaud près de Saint-Pierre-la-Bourlhonne (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. fr. minéral.* t. 17, n° 8, p. 614.
- GONNARD F., BARBIER P. (1910) - Sur le béryl et la muscovite des environs d'Olliergues. *Bull. Soc. fr. minéral.*, t. 33, p. 74.
- GOURGAUD A. (1973) - Les granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.
- GRANET M., STOLL G., DOREL J., ACHAUER U., POUPINET G., FUCHS K. (1995) - Massif Central (France) : new constraints on the geodynamical evolution from teleseismictomography. *Geophys. J. Int.*, 121, p. 33-48.
- GRÜNER M.L. (1857) - Description géologique du département de la Loire. Paris : Imprimerie impériale.
- HERNANDEZ J.(1971) - le volcanisme tertiaire des Monts du Forez et de la plaine de Montbrison. Thèse 3^e cycle, Paris VI.
- JUNG J., CHICHERY M., VACHIAS O. (1939) - Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Haut-Forez. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 16, fasc. 4, n° 38.
- KORNPROBST J., ANDRIEUX P., BACHELERY P., BOIVIN P., FERNANDEZ A., HARMAND C., TISSIER H., VIELZEUF D. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Arlanc (743). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Kornprobst avec la collaboration de R. Bouiller, D. d'Arcy, A. Bambier (1984), 47 p.
- KORNPROBST J. avec la collaboration de BOUILLER R., D'ARCY D., BAMBIER A. (1984) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Arlanc (743). Orléans : BRGM, 47 p. Carte géologique par J. Kornprobst, P. Andrieux, P. Bachelery, P. Boivin, A. Fernandez, C. Harmand, H. Tissier, D. Vielzeuf (1983).
- LABERNARDIERE H. (1961) - Étude géologique du Sud-Forez (région d'Ambert). D.E.S., Clermont-Ferrand, 74 p.
- LABERNARDIERE H. (1964) - Étude géologique de la partie méridionale des Monts du Forez au NE d'Ambert (Puy-de-Dôme). *Rev. sci. nat. Auvergne*, 30, fasc. 1-2-3-4.

- LAPADU-HARGUES P. (1957) - Le massif granitique de Saint-Dier (Puy-de-Dôme). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 252, fasc. A, T. LV, p. 129-142.
- LARQUE P. (1981) - Mise au point sur les paléoaltérations rubéfiées à kaolinite des bassins de l'est du Massif central. Existence de deux périodes d'altération rubéfiante dans le Paléogène du Velay. *Sci géol.*, Strasbourg, bull. 34, 3.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 3, p. 605-618.
- LEDRU P., VITEL G., BEURRIER M., MARCHAND., DALLAIN C, TURLAND M., ETLICHER B., DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Craponne-sur-Arzon (767). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Ledru *et al.* (1994).
- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C, JOHAN V., BRIAND B., DIDIER J., FEYBESSE J.L., LAGARDE J.L., LARDEAUX J.M., MARIGNAC C, MONTEL J.M., SCHULMANN K., VITEL G. (à paraître) - Le massif du Velay (Massif central français) : un témoin de l'évolution thermique de la croûte durant l'orogénèse varisque.
- LEISTEL J.M., GAGNY C, BARBARIN M., PELLATON C, DELFOUR J. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Noirétable (695). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Didier, B. Barbarin, C. Gagny, J.M. Leistel, Y. Kerrien (1989), 72 p.
- LEROY J., SONNET J. (1976) - Contribution à l'étude géochimique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 283, sér. D, p. 1477-1480.
- MALAVIELLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M., GARDIEN V (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilât extensional shear zone and St-Etienne Upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MELOUX J. (1955) - Les émeraudes de Bianchaud (Puy-de-Dôme), 2^e question. Dipl. géol. prospect. Clermont-Ferrand.
- MONTEL J.M., MARIGNAC C, BARBEY P., PICHAVANT M. (1992) - Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif Central). *J. Metam. Geol.*, 10, p. 1-15.
- MOUCTAR K. (1985) - Mise en évidence de cisaillements ductiles tangentiels et décrochant dans le Sud du Livradois. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 301, sér. III, p. 189-193.

- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. II, n° 11, p. 813-818.
- PASSINGES C. (1797) - Mémoire pour servir à l'histoire naturelle du département de la Loire ou du ci-devant Forez. *Journal Mines*, An V, 25, p. 813-852.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. Thèse État, Clermont-Ferrand, 470 p.
- PITTIOT P. (1984) - Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural. Thèse 3^e cycle, Lyon, 185 p.
- POUGHON A., MOREAU M. (1956) - Étude géologique du Nord Forez. Colloque sur la géologie et la minéralogie du Massif central français. Publ. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand., fasc. 2.
- RANCHIN G. (1959) - Étude géologique de la partie nord des monts du Forez. Dipl. géol. prospect., Clermont-Ferrand.
- R'KHA CHAHAM K., COUTURIE J.P., DUTHOU J.L., FERNANDEZ A., VITEL G. (1990) - L'orthogneiss œillé de l'Arc de Fix un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyperalumineux dans le Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, p. 845-850.
- SABATIER H. (1980) - Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. minéral.*, 103, p. 507-522.
- SABATIER H. (1984) - Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif central français : une association particulière de roches acides et basiques. Thèse État, Paris VI, n° 84-56.
- SAINFELD P. (1946) - Minéralogie de la montagne Bourbonnaise et des monts du Forez. *Rev. sci. nat. Auvergne*, vol. 12, p. 56-63.
- SAINT-JOANIS R. (1975) - Étude géologique du socle cristallin du Bas-Livradois (Massif central français) dans le périmètre de la feuille d'Issoire. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.
- SAINT-JOANIS R., TRICOT B., BOUILLER R., GIOT D., JEAMBRUN M. (1982) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Issoire (718). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Aubert, F. Batard, R. Bouiller, G. Gagnière, D. Giot, M. Jeambrun, R. Saint-Joanis, B. Tricot (1982), 53 p.
- SANSELME H. (1964) - Carte géologique du NE du Massif central français. CEA, division minière du Forez.
- SANTALLIER D. (1981) - Les roches basiques dans la série du Bas-Limousin (Massif central France). Thèse État, Orléans, 2 vol.
- SIMON-COINÇON R., LARQUE P., MURATET B., TURLAND M. (1983) - Mise au point sur les paléo-altérations tertiaires du Massif central. Les enseignements apportés par les profils d'altérations en place sur socle et sur sédiments. *Géologie de la France*, I, n° 1-2, p. 155-165.

- STRECKEISEN J.L. (1973) - Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, oct. 1973, p. 26-30.
- THIRY M., SCHMITT J.M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1983) - Formations rouges « sidérolithiques » et silicifications sur la bordure nord du Massif central. *Rev. géogr. phys. géol dynam.*, vol. 24, fasc. 5, p. 381-395.
- VEYRET Y. (1981) - Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse État, Paris 783 p. (diffusion univ. Lille III).

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par A.M. HOTTIN et P. CHÈVREMONT, ingénieurs géologues au BRGM (Orléans), avec la participation de :

- P. MARTEAU, F. MÉNILLET (BRGM, Orléans), pour les formations sédimentaires tertiaires (bassin oligocène d'Ambert) et les formations superficielles respectivement ;
 - M. MOULIN (BRGM, Lyon), pour les ressources en eau ;
 - P. DOMINIQUE (BRGM, Marseille), pour les risques sismiques ;
- et la collaboration de :
- J.L. BLÉS (BRGM, Marseille), pour les risques sismiques ;
 - M. DOSSO (CNEARC, Montpellier), pour les données pédologiques.

Remerciements à E. MIGUEL (BRGM, Orléans), pour les tableaux des gîtes et indices minéraux.

Présentation au CCGF : 26 juin 1995.

Acceptation de la carte et de la notice : 6 décembre 1996.

Impression de la carte : 1998.

Impression de la notice : 1998.

ANNEXES

ANALYSES CHIMIQUES

Référence	Année	N.éch	x	y	Not.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu	Total
Clavaud et R.	1972	5559	725,50	71,60	L _r Y ¹	71,85	0,45	14,30	1,20	0,80	1,25	0,01	1,05	2,95	5,10	0,20	0,85	98,36
Dhelemmes	?	2DH	725,60	73,80	L _r Y ¹	74,40	0,21	14,00	0,33	1,25	0,35	0,02	0,60	3,00	5,25	0,21	0,92	98,37
Beaufils	1966	3038	712,20	72,50	L _r Y ¹	70,90	0,30	14,50	0,55	1,10	2,00	0,01	1,15	2,70	6,00	0,60	0,50	98,71
BRGM-fluo X	1994	2807	710,65	76,74	L _r Y ¹	72,00	0,14	15,00	1,07		0,20	0,02	0,51	3,37	5,30	0,33	1,25	99,19
Clavaud et R.	1972	5519	722,00	77,00	Y ³ M	68,20	0,75	15,30	2,05	2,15	2,80	0,00	1,60	3,05	3,50	0,20	0,85	97,45
Clavaud et R.	1972	1405	722,00	77,40	Y ³ M	67,95	0,60	14,35	2,80	2,45	2,35	0,00	1,95	3,00	3,50	0,10	1,00	96,60
BRGM-fluo X	1994	2319	723,12	75,35	Y ³ M	68,05	0,62	15,60	4,66		1,66	0,06	1,54	3,22	3,90	0,23	0,97	99,54
Clavaud et R.	1972	5770	717,80	78,50	Y ²⁻³	71,10	0,35	16,45	0,90	0,60	1,05	0,01	1,40	3,40	4,20	0,01	0,85	98,87
Beaufils	1966	3569	709,70	77,50	Y ²⁻³	70,50	0,30	15,45	0,55	1,70	1,40	0,05	1,60	3,10	3,55	0,25	0,90	96,75
Clavaud et R.	1972	5518	720,70	78,70	Y ²⁻³	70,50	0,50	15,45	0,95	0,90	2,50	0,01	2,20	3,45	2,80	0,35	0,40	98,71
Labernadière	1961	9405	720,70	78,70	Y ²⁻³	68,50	0,30	16,80	0,35	1,85	3,15	0,01	1,45	3,90	3,70	0,15	0,65	98,31
Barbarin	1983	1734	717,80	78,50	Y ²⁻³	72,50	0,35	14,80	0,23	0,87	0,64	0,02	1,30	3,75	5,30		0,45	99,83
Barbarin	1983	3644	714,10	74,40	Y ²⁻³	73,20	0,20	14,50	0,78	0,29	0,33	0,01	1,00	3,40	5,30		0,24	100,15
Barbarin	1983	3646	711,10	69,80	Y ²⁻³	72,00	0,25	15,10	0,86	0,58	0,43	0,02	0,56	2,40	6,30		0,70	99,15
Barbarin	1983	3647	709,30	77,10	Y ²⁻³	73,65	0,30	15,15	0,90	0,00	0,19	0,04	0,46	3,25	4,35		0,86	98,29
BRGM-fluo X	1994	901	713,05	62,50	Y ²⁻³	70,80	0,24	15,39	1,72		0,51	0,04	1,38	4,24	4,26	0,13	0,45	99,16
BRGM-fluo X	1994	1251	711,70	67,10	Y ²⁻³	69,52	0,38	15,56	2,48		1,07	0,05	1,46	4,15	4,38	0,16	0,73	99,94
Clavaud et R.	1972	5517	719,40	79,30	p ₁ Y ³⁻⁴	62,00	0,70	17,80	2,45	2,70	4,10	0,00	3,80	3,40	2,30	0,50	0,35	97,05
Labernadière	1961	1413	714,00	64,50	p ₁ Y ³⁻⁴	68,35	0,45	15,60	0,40	2,20	2,00	0,01	3,45	3,20	2,95	0,25	0,80	96,66
Beaufils	1966	3037	708,00	75,50	p ₁ Y ³⁻⁴	63,30	0,50	15,80	0,80	2,60	5,50	0,05	3,65	4,25	2,90	0,60	0,70	97,35
Clavaud et R.	1972	5556	715,80	79,10	p ₁ Y ³⁻⁴	70,80	0,65	15,30	1,20	1,05	1,75	0,01	1,70	3,40	3,85	0,20	0,75	98,86
Barbarin	1983	1732	719,30	79,30	p ₁ Y ³⁻⁴	63,80	1,00	16,80	1,27	2,82	2,00	0,05	3,50	3,70	4,30		0,55	96,42
BRGM-fluo X	1994	4801	719,30	79,38	p ₁ Y ³⁻⁴	64,30	0,82	17,16	4,33		1,59	0,05	3,19	3,45	4,62	0,41	0,64	100,56
Barbarin	1983	3629	704,90	78,10	p ₁ Y ³⁻⁴	70,90	0,55	14,80	0,54	1,45	0,87	0,05	2,00	3,35	4,05		0,46	97,11
Barbarin	1983	3630	707,30	74,50	p ₁ Y ³⁻⁴	70,00	0,60	15,20	0,45	1,67	0,90	0,03	2,30	3,35	4,55		0,52	97,38
Barbarin	1983	3642	713,80	62,20	p ₁ Y ³⁻⁴	67,90	0,40	16,20	0,89	1,81	1,25	0,02	2,05	3,30	4,55		0,73	96,56
BRGM-fluo X	1994	1808	704,12	79,05	p ₁ Y ³⁻⁴	70,30	0,33	15,93	1,83		0,58	0,04	1,94	4,04	4,55	0,18	0,60	100,32
BRGM-fluo X	1994	1510	722,12	63,17	p ₁ Y ³⁻⁴	70,00	0,32	16,00	2,00		0,87	0,04	1,60	3,52	5,41	0,30	0,47	100,53

Tableau I - Teneurs en éléments majeurs des granitoïdes des monts du Forez (N.B. : pour les analyses BRGM-fluo X tout le fer est exprimé sous forme de Fe₂O₃)

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

N.éch	Not.	Qz	Or	Ab	An	Anor	Cor	Di	Hy	Ilm	Sph	Rut	Hm	Ap	P	Q	B	A	R1	R2	
5559	L ₁ Y ¹	31,6	30,2	25,0	4,0	13,9	2,5		3,1	0,9			0,3	0,4	-5,6	182,6	62,2	39,5	2482	455	
2DH	L ₁ Y ¹	34,8	31,0	25,4	1,7	6,4	2,7		2,6	0,4				0,5	4,0	197,3	32,6	44,9	2613	356	
3038	L ₁ Y ¹	27,8	35,5	22,9	2,2	8,7	2,8		6,1	0,6				1,3	19,8	165,1	75,2	28,8	2308	507	
2807	L ₁ Y ¹	31,5	31,4	28,6	0,6	2,0	3,5		0,5	0,0		0,1	1,1	0,7	-5,3	171,8	19,9	54,5	2326	359	
5519	Y ² M	29,5	20,7	25,8	6,8	20,8	4,0		8,0	1,4				0,4	-52,6	186,6	133,4	70,3	2512	610	
1405	Y ² M	29,1	20,7	25,4	9,1	26,4	2,3		7,0	1,1				0,2	-57,2	182,6	134,2	40,8	2489	607	
2319	Y ² M	29,2	23,1	27,2	6,3	18,8	3,8		4,1	0,1		0,6	4,7	0,5	-48,4	172,6	106,5	64,4	2347	553	
5770	Y ²⁻³	30,7	24,8	28,8	6,9	19,3	3,8		2,6	0,7				0,2	0,0	-45,5	178,9	49,6	73,8	2497	524
3569	Y ²⁻³	33,0	21,0	26,2	6,5	19,8	4,1		5,7	0,6				0,6	-53,2	196,6	68,6	70,5	2695	544	
5518	Y ²⁻³	32,1	16,6	29,2	8,9	23,3	3,5		6,3	1,0				0,8	-91,1	194,1	92,0	53,8	2754	662	
9405	Y ²⁻³	23,0	21,9	33,0	6,3	16,1	4,1		10,5	0,6				0,3	-73,1	158,3	111,6	73,4	2244	641	
1734	Y ²⁻³	26,3	31,3	31,7	6,5	16,9	0,5		2,5	0,7					-31,6	153,2	34,8	10,4	2219	461	
3644	Y ²⁻³	30,5	31,3	28,8	5,0	14,7	1,4		0,8	0,4			0,5		-15,0	171,9	24,2	26,5	2396	408	
3646	Y ²⁻³	32,1	37,2	20,3	2,8	12,0	3,3		1,1	0,5			0,0		-0,4	181,5	32,3	64,9	2426	377	
3647	Y ²⁻³	36,8	25,7	27,5	2,3	7,7	4,3		0,5	0,0		0,3	0,9		-20,7	205,8	19,3	83,5	2703	356	
901	Y ²⁻³	26,5	25,2	35,9	6,1	14,5	1,6		1,3	0,0		0,2	1,7	0,3	-70,9	149,1	36,9	25,3	2166	475	
1251	Y ²⁻³	24,3	25,9	35,1	6,3	15,2	1,7		2,7	0,1		0,3	2,5	0,4	-66,8	141,5	62,0	26,4	2062	514	
5517	ρ ₁ Y ³⁻⁴	19,6	13,6	28,8	15,9	35,6	3,9		12,0	1,3				1,1	-128,6	140,2	177,8	55,0	2231	959	
1413	ρ ₁ Y ³⁻⁴	27,4	17,4	27,1	15,6	36,6	1,4		8,0	0,9				0,6	-102,1	172,2	90,3	17,0	2643	774	
3037	ρ ₁ Y ³⁻⁴	11,4	17,1	36,0	14,6	28,8	0,3		17,0	1,0				1,3	-140,6	109,0	188,2	-19,0	1924	973	
5556	ρ ₁ Y ³⁻⁴	30,5	22,8	28,8	7,3	20,1	2,9		4,3	1,2			0,1	0,4	-58,2	181,1	80,3	48,0	2533	569	
1732	ρ ₁ Y ³⁻⁴	14,4	25,4	31,3	16,5	34,6		0,7	7,2	1,9					-90,5	101,6	115,9	-6,0	1797	803	
4801	ρ ₁ Y ³⁻⁴	18,4	27,3	29,2	13,5	31,6	1,6		4,0	0,1		0,8	4,3	0,9	-70,0	109,3	102,8	13,3	1850	757	
3629	ρ ₁ Y ³⁻⁴	29,7	23,9	28,4	9,9	25,9	1,3		3,6	1,0					-57,7	175,4	54,7	24,8	2518	547	
3630	ρ ₁ Y ³⁻⁴	26,0	26,9	28,4	11,4	28,7	0,6		4,0	1,1					-52,5	156,2	57,9	11,4	2336	589	
3642	ρ ₁ Y ³⁻⁴	24,1	26,9	27,9	10,2	26,7	2,1		5,1	0,8					-46,4	149,2	71,8	41,5	2204	599	
1808	ρ ₁ Y ³⁻⁴	24,8	26,9	34,2	8,6	20,1	1,2		1,5	0,0		0,3	1,8	0,4	-68,4	140,0	41,0	16,3	2131	549	
1510	ρ ₁ Y ³⁻⁴	24,9	32,0	29,8	6,2	17,2	2,1		2,2	0,0		0,3	2,0	0,7	-27,3	141,0	50,2	28,4	2091	528	

Tableau II - Normes CIPW et paramètres multicationiques pour les granitoïdes des monts du Forez. Paramètres : P = K-(Na + Ca)
 Q = Si/3-(K + Na + Ca) B = Fe + Mg + Ti A = Al-(K + Na + 2Ca/3) R1 = 4Si-11(Na + K)-2(Fe + Ti) R2 = 6Ca + 2Mg + Al

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Référence	Année	N.éch	x	y	Not.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu	Total
BRGM-fluo X	1994	3C01	714,05	74,43	$\mu\gamma^{3-4}$	68,46	0,63	15,40	3,84		1,85	0,06	2,20	3,00	4,62	0,23	0,52	100,81
BRGM-fluo X	1994	2321	722,50	75,10	$\mu\eta q$	62,54	0,94	16,87	5,38		2,60	0,08	4,24	3,13	3,62	0,27	0,74	100,41
Clavaud et R.	1972	5557	715,50	78,20	γ^5	60,25	1,30	17,55	2,40	3,20	3,50	0,05	4,00	3,40	2,90	0,30	0,95	95,65
BRGM-fluo X	1994	3B65	715,86	78,53	γ^5	62,98	1,20	17,53	5,20		2,01	0,07	4,34	3,57	2,79	0,33	0,37	100,39
Barbarin	1983	3650	716,30	78,10	ηq	56,80	1,40	19,10	1,94	3,84	3,30	0,08	6,50	2,90	2,55		0,80	95,00
Clavaud et R.	1972	3036	712,50	76,50	ηq	51,30	0,90	18,45	2,95	4,75	5,50	0,05	9,35	3,30	2,00	0,40	0,80	94,20
Barbarin	1983	3651	714,10	74,40	ηq	58,00	1,15	19,30	1,42	4,49	3,20	0,10	4,70	3,75	2,95		0,68	95,52
BRGM-fluo X	1994	1794	713,30	72,72	ηq	48,57	1,93	20,45	8,96		4,54	0,11	7,72	2,93	2,92	0,48	1,23	99,84
BRGM-fluo X	1994	1467	719,70	66,80	$\eta q[1]$	55,58	0,86	13,73	7,77		9,18	0,13	7,36	1,85	2,11	0,29	1,18	100,04
BRGM-fluo X	1994	1818	723,15	72,62	$\eta q[1]$	52,99	0,58	7,58	8,89		16,03	0,16	9,38	1,07	1,12	0,11	1,98	99,89
Clavaud et R.	1972	5513	723,20	78,55	$\eta q[1]$	45,50	1,20	12,65	2,80	7,35	15,40	0,10	9,95	1,25	1,70	0,20	1,30	90,75
Clavaud et R.	1972	5510	723,52	78,10	M_c^3	68,80	0,60	15,45	1,70	1,05	2,05	0,05	2,10	3,35	4,05	0,25	0,55	98,40
Clavaud et R.	1972	5514	724,60	78,50	M_c^3	70,30	0,50	15,25	1,20	0,95	1,50	0,05	1,60	3,20	4,90	0,20	0,60	98,70

Tableau III - Teneurs en éléments majeurs de roches subvolcaniques et de roches intermédiaires à basiques des monts du Forez et des migmatites de Saint-Georges-en-Couzan

Référence	Année	N.éch	x	y	Not.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu	Total
BRGM-fluo X	1994	1D31	702,05	75,17	$L\mu\gamma^2$	72,51	0,23	14,56	1,44		0,48	0,08	1,44	3,09	4,81	0,14	1,87	100,65
BRGM-fluo X	1994	1C54	701,65	75,38	γ^3	68,17	0,50	15,63	3,46		1,46	0,07	2,16	3,49	3,89	0,21	1,23	100,27
BRGM-fluo X	1994	1D34	702,01	75,45	ηq	59,29	0,84	15,71	5,96		6,42	0,09	5,02	2,71	2,89	0,29	0,96	100,18
BRGM-fluo X	1994	236	704,90	65,50	$h\gamma^3$	68,21	0,52	15,85	3,42		1,40	0,06	2,86	3,67	3,60	0,17	0,54	100,30
BRGM-fluo X	1994	47	705,98	62,10	$h\gamma^3[1]$	64,58	0,75	17,01	4,98		3,28	0,07	3,28	3,38	3,55	0,24	0,64	101,76

Tableau IV - Teneurs en éléments majeurs de roches plutoniques ou subvolcaniques du Livradois

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

N.é h	Not.	Qz	Or	Ab	An	Anor	Cor	Di	Hy	Ilm	Sph	Rut	Hm	Ap	P	Q	B	A	R1	R2	
3C01	$\mu\gamma^{3-4}$	26,4	27,3	25,4	9,6	27,4	1,9		4,6	0,1		0,6	3,8	0,5	-37,9	158,6	101,1	28,6	2301	629	
2321	$\mu\eta q$	18,2	21,4	26,4	19,4	42,4	0,7		6,4	0,2		0,9	5,4	0,6	-99,6	118,8	142,3	2,0	2053	913	
5557	γ^5	15,5	17,1	28,8	18,1	38,6	2,2		10,5	2,5				0,7	-119,4	115,4	175,9	30,3	1948	946	
3865	γ^5	20,1	16,5	30,2	19,5	39,3	1,5		5,0	0,1		1,1	5,2	0,7	-133,4	123,3	128,3	14,7	2115	907	
3650	ηq	10,0	15,1	24,5	31,6	56,3		0,6	11,2	2,7					-155,3	90,1	175,2	-4,9	1969	1233	
3036	ηq		11,8	27,9	29,6	51,5		11,5	6,3	1,7				0,9	-230,7	24,5	249,5	-	1550	1635	
3651	ηq	7,6	17,4	31,7	23,3	42,4	1,4		13,3	2,2					-142,1	82,2	172,5	120,5	27,3	1654	1040
1794	ηq	0,0	17,3	24,8	34,0	57,8			6,5	0,2	1,0	1,4	9,0	1,1	-170,2	21,1	246,2	-30,7	1243	1452	
1467	ηq	10,6	12,5	15,7	22,9	59,4		7,3	19,4	0,3	1,8		7,8	0,6	-146,1	116,2	334,7	-97,8	2334	1512	
1818	ηq	5,9	6,6	9,1	12,6	58,1		24,8	28,3	0,3	1,0		8,9	0,2	-177,8	124,1	515,4	-	2649	1947	
5513	ηq		10,1	10,4	23,9	69,7		19,3		2,3				0,4	-181,6	57,7	532,8	243,9	-	1886	2076
5510	M_C^3	26,9	23,9	28,4	9,0	24,0	2,3		5,1	1,1			0,5	0,6	-59,5	162,6	93,5	183,1	34,0	2359	629
5514	M_S^3	27,8	29,0	27,1	6,8	20,0	2,2		3,7	1,0				0,4	-27,7	163,6	71,0	34,7	2331	545	

Tableau V - Normes CIPW et paramètres multicationiques pour des roches subvolcaniques et des roches intermédiaires à basiques des monts du Forez et pour les migmatites de Saint-Georges-en-Couzan

N.éch	Not.	Qz	Or	Ab	An	Anor	Cor	Di	Hy	Ilm	Sph	Rut	Hm	Ap	P	Q	B	A	R1	R2
1D31	${}^L_\mu\gamma^2$	32,6	28,4	26,2	6,4	19,5	1,9		1,2	0,2		0,2	1,4	0,3	-23,4	183,1	32,7	32,2	2564	463
1C54	γ^3	26,7	23,0	29,5	9,5	24,3	2,2		3,6	0,1		0,4	3,5	0,5	-68,3	157,2	85,0	34,3	2292	610
1D34	ηq	13,1	17,1	22,9	22,2	49,1			15,9	0,2	0,7	0,4	6,0	0,6	-115,5	120,3	243,2	-19,9	2141	1164
236	${}_h\gamma^3$	25,3	21,3	31,0	13,2	29,8	1,1		3,5	0,1		0,5	3,4	0,4	-92,8	149,5	83,3	14,0	2300	686
47	${}_h\gamma^3[1]$	21,8	21,0	28,6	14,9	34,2	2,2		5,2	0,1		0,7	5,0	0,5	-92,3	134,6	122,6	31,9	2127	789

Tableau VI - Normes CIPW et paramètres multicationiques pour des roches plutoniques ou subvolcaniques du Livradois

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

N°éch	Not.	Y	Zr	Nb	Hf	Ta	Th	U	Rb	Sr	Ni	Cr	V	Ba	Co	Li
2B07	$L\gamma^1$	3,1	41	11,6	1,5	2,0	4,9	4,5	280	83	16	10	10	215	5	128
2319	γ^3M	21,5	151	13,8	4,0	1,4	13,6	3,4	181	199	31	49	63	565	11	51
901	γ^{2-3}	7,3	86	12,4	2,6	1,6	12,9	3,7	255	190	20	19	16	379	5	106
1251	γ^{2-3}	7,6	101	10,1	2,7	1,4	14,4	3,1	228	220	36	36	30	451	8	84
1B08	$\rho\gamma^{3-4}$	8,7	90	13,4	2,3	2,1	9,9	6,3	179	468	22	20	21	703	5	144
4B01	$\rho\gamma^{3-4}$	9,2	22	13,3	5,5	1,4	24,3	4,3	180	702	16	16	65	1360	9	88
1510	$\rho\gamma^{3-4}$	11,5	158	6,8	4,4	1,0	24,5	2,7	160	397	14	14	25	916	6	36
3C01	$\mu\gamma^{3-4}$	13,9	186	14,3	4,8	1,2	29,0	4,7	239	154	38	64	49	539	9	91
2321	$\mu\eta q$	19,5	200	13,9	4,7	1,3	24,1	3,9	188	239	19	27	59	569	13	29
3B65	γ^5	9,2	197	14,8	4,8	1,8	20,8	2,7	137	818	11	13	88	1079	9	63
1794	ηq	15,1	240	17,1	5,3	0,9	11,3	1,1	101	1196	24	18	157	1347	19	33
1467	$\eta q[1]$	13,0	158	10,9	4,1	1,1	16,0	2,3	104	704	86	217	109	806	30	24
1818	$\eta q[1]$	12,8	69	5,1	2,1	0,6	7,7	1,5	42	508	112	747	112	445	44	14
1D31	$L\mu\gamma^2$	8,9	62	13,4	2,3	3,0	10,5	8,2	277	204	11	10	14	389	5	49
1C54	γ^3	12,2	108	10,6	3,3	1,5	11,8	4,9	167	235	23	34	43	596	8	68
1D34	ηq	11,7	113	11,2	3,2	1,1	11,3	3,1	133	349	125	268	86	839	23	50
236	$h\gamma^3$	9,1	129	12,4	3,1	1,0	13,1	2,8	161	329	26	34	39	673	9	32
47	$h\gamma^3[1]$	16,3	224	16,3	5,6	1,4	19,1	3,2	164	335	29	38	64	763	12	28

Tableau VII - Teneurs en éléments traces - autres que les terres rares - de roches plutoniques à subvolcaniques
(teneurs en ppm - analyses BRGM - ICP/MS - 1994)

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

N°éché	Litho	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Total
2B07	$L\gamma^1$	8,7	20,0	2,3	9,0	2,0	0,4	1,8	0,3	1,2	0,2	0,3	0,1	0,3	0,1	46,7
2319	γ^3M	32,2	74,1	8,6	38,0	6,6	1,0	5,9	0,8	4,8	0,8	2,2	0,4	2,5	0,3	178,2
901	γ^{2-3}	23,7	51,4	5,8	20,1	3,8	0,7	3,0	0,4	1,9	0,3	0,9	0,2	0,9	0,2	113,3
1251	γ^{2-3}	26,0	57,5	6,4	21,9	3,8	0,7	3,3	0,4	2,0	0,4	0,9	0,2	0,9	0,2	124,6
1B08	$\rho\gamma^{3-4}$	26,0	55,0	5,5	19,8	3,2	0,9	3,2	0,4	2,1	0,4	1,1	0,2	1,1	0,2	119,1
4B01	$\rho\gamma^{3-4}$	68,3	146,0	15,2	49,4	8,0	1,1	6,2	0,7	3,2	0,4	1,2	0,2	0,9	0,2	301,0
1510	$\rho\gamma^{3-4}$	55,3	122,6	13,8	45,6	7,3	0,8	5,3	0,7	3,3	0,5	1,3	0,3	1,6	0,2	258,6
3C01	$\mu\gamma^{3-4}$	41,2	99,8	11,2	40,2	7,5	0,8	5,7	0,8	3,9	0,6	1,7	0,3	1,5	0,2	215,4
2321	$\mu\eta q$	46,5	103,9	12,0	41,9	8,1	0,7	7,3	1,0	4,5	0,9	2,2	0,3	2,0	0,3	231,6
3B65	γ^5	72,1	141,2	15,0	53,4	8,3	1,6	6,6	0,8	3,3	0,4	1,2	0,2	0,9	0,1	305,1
1794	ηq	69,8	157,7	18,4	63,1	11,0	1,7	5,3	0,7	5,1	0,7	1,9	0,3	1,3	0,2	337,2
1467	$\eta q[1]$	60,5	136,8	15,2	50,6	10,1	1,4	7,0	0,8	3,8	0,5	1,7	0,3	1,3	0,2	290,2
1818	$\eta q[1]$	34,5	80,3	9,6	39,1	7,2	1,7	5,3	0,7	3,6	0,6	1,7	0,2	1,4	0,2	186,1
1D31	$L\mu\gamma^2$	21,1	45,3	5,1	17,8	3,1	0,5	2,8	0,4	2,1	0,4	1,0	0,2	1,1	0,2	101,1
1C54	γ^3	21,1	47,6	5,3	21,0	3,5	0,7	3,2	0,4	3,0	0,6	1,6	0,3	1,6	0,3	110,2
1D34	ηq	21,3	49,5	5,5	21,6	4,6	0,9	3,8	0,6	3,2	0,6	1,4	0,2	1,4	0,3	114,9
236	$h\gamma^3$	30,9	68,5	7,2	24,0	4,9	0,7	4,1	0,5	2,5	0,4	1,0	0,2	0,9	0,2	146,0
47	$h\gamma^3[1]$	43,6	96,5	10,1	39,0	6,6	1,2	5,5	0,7	3,8	0,7	1,9	0,3	1,5	0,3	211,7

Tableau VIII - Teneurs en terres rares de roches plutoniques à subvolcaniques (teneurs en ppm ; analyses BRGM - ICP/MS, 1994)

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

N°	x	y	Not.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
1	721,05	69,80	β ₁ ⁷	42,90	2,14	14,63	5,35	6,49	10,12	0,02	10,79	3,46	2,40	0,30	0,79	0,05	99,87
2	723,65	79,27	√β ₇ ⁷	43,96	2,42	13,34	3,33	8,05	12,78	0,20	9,89	2,33	1,57	0,31	1,72	0,80	100,68
3	719,10	66,50	√β ₇ ⁷	45,00	0,35	14,55	2,90	7,85	10,15	0,20	9,25	2,95	2,20	1,60	1,65	0,55	99,20
4	721,94	76,20	√β ₇ ⁷	45,25	3,35	12,25	4,15	8,25	8,10	0,20	8,10	3,20	3,15	0,60	2,30	1,00	99,80
5	722,78	67,60	√β ₇ ⁷	42,92	3,04	15,33	4,74	6,90	7,28	0,11	10,14	3,36	3,26	0,14	2,05	0,85	100,12

1 - Roche Gourgon 2 - St-Georges-en-Couzan 3 - Grand-Genévrier 4 - Sauvain 5 - Petite-Pierre-Bazanne

Normes CIPW

N°	Or	Le	Ne	Ab	An	Di	Fo	Fa	Ma	Ilm	Ap	Total
1	13,91	0,22	15,85		17,26	27,47	10,76	0,60	7,75	4,07	0,71	99,87
2	0,28		5,45	9,64	21,27	20,56	16,93	4,88	4,83	4,80	0,73	100,69
3	13,01		5,31	15,10	19,93	12,66	14,84	7,61	4,20	0,65	3,76	99,27
4	18,62		6,90	14,35	9,76	21,52	8,66	3,01	6,02	6,36	1,31	99,80
5	18,04		15,39		17,07	25,67	5,74	1,36	6,97	5,78	0,33	100,12

Tableau IX -Teneurs en éléments majeurs et normes CIPW d'une basanite et de basanitoïdes (in Hernandez, 1971)

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Localisation

Indice de classement national	Département-Commune	Lieu-dit	Nature	x	y	Date des travaux
(719)1-4001	63016-Augerolles	Montnebourg	Gîte	700,40	79,30	1920
(719)1-4002	63258-Olliergues	la Marnasse	Indice	702,20	77,50	1960
(719)1-4004	63016-Augerolles	Moulin du Licheron	Gîte	698,30	78,90	1959
(719)1-4005	63260-Olmet	Chamaly	Indice	703,40	78,95	1887
(719)1-4006	63258-Olliergues	les Granges	Gîte	700,75	76,65	1828
(719)1-4007	63258-Olliergues	Maflux	Gîte	701,00	75,35	1828
(719)1-4008	63207-Marat	la Cartade	Indice	703,50	74,50	
(719)1-4009	63086-La Chapelle-Agnon	la Verdie	Indice	701,75	74,00	
(719)1-4010	63016-Augerolles	le Besset	Indice	700,60	78,85	
(719)1-4011	63207-Marat	Marat W	Indice	704,70	73,95	
(719)2-4001	63207-Marat	la Vie-de-Montmorel	Indice	707,80	76,00	1960
(719)2-4002	63384-St-Pierre-la Bourlhonne	Bauchaud (Biauchaud)	Indice	708,20	76,80	1960
(719)2-4003	63057-Le Brugeron	les Mines	Indice	705,90	80,50	
(719)2-4004	63057-Le Brugeron	les Chabanoux	Indice	709,15	80,20	1903
(719)2-4005	63207-Marat	le Teilhet	Indice	705,90	76,45	1960
(719)5-4001	63314-St-Amant-Roche-Savine	le Besset	Gîte	700,30	65,30	1875
(719)5-4002	63086-La Chapelle-Agnon	la Pierre Blanche	Gîte	700,60	69,50	
(719)5-4003	63086-La Chapelle-Agnon	Tussigère	Indice	700,80	68,45	1960
(719)6-4001	63179-Job	Pailhat (Paillat)	Indice	710,40	69,70	1960

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte ou indice	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme de la minéralisation	Roche encaissante	Remarques
Montnebourg	1-4001	Pb Ag	Galène, argent, blende, barytine pyrite	Filon N-S puissance = 0.80 m	Granite-granodiorite de Saint-Dier	Petit gisement subéconomique ancienne exploitation par puits et traçage inaccessible
la Marnasse	1-4002	Béryl	Béryl	Disséminée	Leucogranite	Simple indice dans un filon de leucogranite
Moulin du Licheron	1-4004	Zn Pb	Blende, pyromorphite galène, chalcopryrite, fluorine, quartz	Filon quartzeux N120°E	Granite-granodiorite de Saint-Dier faciès à cordiérite	Probablement sans intérêt économique affleure dans le talus de la D 45E
Chamaly	1-4005	Pb, Ag Cu	Galène chalcopryrite	Filon N-S ou NW-SE ?	Colluvions granitiques ?	Indice non retrouvé
les Granges	1-4006	Pb	Galène	Filon N170°E	Granite-granodiorite de Saint-Dier	Production et réserves inconnues
Maflux	1-4007	Pb	Galène	Filon N170°E	Granite-granodiorite de Saint-Dier	Production et réserves inconnues
la Cartade	1-4008	Pb	Galène	Filon	Granitoïde hétérogène $h\gamma^3$	Indice non retrouvé
la Verdie	1-4009	As	Mispickel	Filon	Granite-granodiorite de Saint-Dier	
le Besset	1-4010	As	Mispickel, pyrite, quartz	Filon N50°E pendage 80°NW	Granite-granodiorite de Saint-Dier	Indices découverts en 1993, lors des levés de la carte à 1/50 000
Marat W	1-4011	As	Mispickel, pyrite, quartz	Filon N60°E pendage 70°SE	Granitoïde hétérogène $h\gamma^3$	

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte ou indice	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme de la minéralisation	Roche encaissante	Remarques
la Vie-de-Montmorel	2-4001	Béryl	Béryl	Disséminée	Granite péri-Forez à deux micas	Simple indice
Bauchaud (Biauchaud)	2-4002	Béryl	Béryl, tourmaline	Disséminée	Pegmatite dans granite péri-Forez à deux micas	Ancien grattage encore visible
les Mines	2-4003	Pb	Galène, chalcopryrite, mispickel	Inconnue	Leucogranite ?	Indice non retrouvé
les Chabanoux	2-4004	Cu	Chalcopryrite, pyrite, quartz	Filon N150°E	Granite péri-Forez à deux micas	Indice non retrouvé, extrémité sud d'une structure quartzreuse se poursuivant vers le Nord (feuille Noirétale)
le Teilhet	2-4005	U	Autunite	Filon N110°E	Granite péri-Forez à deux micas	Intérêt économique probablement faible
le Besset	5-4001	Pb, Ag Cu	Galène, chalcopryrite, quartz, calcite, barytine, argile	Filon N85°E	Granitoïde hétérogène $h\gamma^3$	Production très faible, pas d'intérêt résiduel
la Pierre-Blanche	5-4002	Quartz Feldspath	Quartz, feldspath	Filon de quartz à poches de pegmatite N70°E, pendage 55°S puissance \leq 20 m	Granite-granodiorite de Saint-Dier	Exploité en 1997 pour la pureté du quartz Réserve estimée à 1 Mt
Tussigère	5-4003	U, As, Pb	Chalcolite, autunite, mispickel, galène	Filon N110°E	Granitoïde hétérogène $h\gamma^3$	Intérêt économique probablement faible
Pailhat (Paillat)	6-4001	Béryl	Béryl	Disséminée	Granite péri-Forez à deux micas	